

ИССЛЕДОВАНИЕ
ПРИРОДНЫХ ВОД
ИЗОТОПНЫМИ
МЕТОДАМИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ВОДНЫХ ПРОБЛЕМ

ИССЛЕДОВАНИЕ
ПРИРОДНЫХ ВОД
ИЗОТОПНЫМИ
МЕТОДАМИ

3441



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1981



В сборнике приводятся экспериментальные данные о распределении стабильных и радиоактивных изотопов водорода, кислорода и углерода в атмосферных осадках, поверхностных и подземных водах. Рассматриваются гидрологические и гидрогеологические задачи, решение которых основано на изотопных исследованиях природных вод.

Приводятся экспериментальные данные по распределению изотопов уран-ториевых рядов в океанических, поверхностных и подземных водах. Даются теоретические решения для определения возраста и пропорций смешения вод различного генезиса.

Излагаются методические вопросы отбора, подготовки к анализу образцов воды и измерения концентраций природных изотопов.

Книга рассчитана на гидрологов, гидрогеологов, гидрометеорологов, океанологов, геоморфологов, геохимиков, климатологов и других специалистов, занимающихся динамикой, генезисом и возрастом природных вод.

Ответственный редактор
доктор технических наук, профессор
В.И. ФЕРРОНСКИЙ

УДК 556.314.6.02.072

Б.В. КАРАСЕВ

УРАВНЕНИЕ КРЕЙГА И МЕХАНИЗМ РАЗДЕЛЕНИЯ ИЗОТОПОВ ВОДОРОДА И КИСЛОРОДА В АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКАХ

Изотопный состав атмосферных осадков, усредненный по данным многочисленных наблюдений на станциях, которые расположены в различных местах земного шара, удовлетворительно описывается прямолинейной зависимостью

$$\delta D = 8 \delta^{18} O + 10. \quad (1)$$

Эта зависимость была впервые предложена Крейгом [9], поэтому линию регрессии (1) часто называют уравнением Крейга. Для коэффициентов корреляционной зависимости (1) отдельные исследователи получили различные значения. Например, Тейлор [8], обработавший значительное количество опытных результатов, приводит выражение связи между δD и $\delta^{18} O$:

$$\delta D = 8\delta^{18} O + 5. \quad (2)$$

В ряде работ [7, 8, 10] были получены отличающиеся от значения 8 коэффициенты угла наклона корреляционной прямой. Очевидно, что значения коэффициентов в уравнении (1) могут несколько варьировать в зависимости от представительности исследуемого материала и методики его обработки, но вид уравнения существенно не изменяется. Уравнение (1) широко используется в гидрологической и гидрогеологической практике для анализа процессов фракционирования изотопов водорода и кислорода.

Для объяснения процесса разделения изотопов воды в атмосфере Крейг использовал механизм релеевской конденсации. По-видимому, впервые такой механизм предложил И. Киршенбаум [3]. Детальное обоснование его применимости проведено Дансгаардом [10]. Остановимся на некоторых положениях теории. В дифференциальном виде формула релеевской конденсации имеет вид

$$\frac{dR}{R} = (a - 1) \frac{dQ}{Q}, \quad (3)$$

где $R = \frac{D}{H}$ в паре в данный момент времени; a — коэффициент фракционирования; Q — концентрация воды в паровой фазе. В интегральном

виде при условии постоянства α (изотермический процесс) формула Релея записывается как

$$R/R_0 = (Q/Q_0)^{\alpha-1} = F^{\alpha-1}, \quad (4)$$

где R_0 и Q_0 — концентрационное отношение изотопов и концентрация пара в воздухе в начальный момент времени; $F = Q/Q_0$ — молярная доля пара в воздухе после конденсации. Из (4) можно получить [1]:

$$\delta = 2,3 (\alpha - 1) \lg W + \text{const}, \quad (5)$$

где $\delta = \alpha - 1$; W — содержание воды в вертикальном слое атмосферы.

В более общем случае коэффициент фракционирования зависит от температуры. Ниже приводится таблица значений коэффициентов фракционирования дейтерия α_D и кислорода-18 α_{18} , а также величины отношений δ_D/δ_{18} . Значения α_D и α_{18} взяты из работы [10].

Данные по фракционированию изотопов

$t, ^\circ\text{C}$	α_D	α_{18}	δ_D/δ_{18}
60	1,046	1,00587	7,85
40	1,060	1,00740	8,11
20	1,0791	1,00915	8,65
0	1,1060	1,01119	8,95
-10	1,1239	1,01230	10,0
-20	1,1469	1,0135	10,08

Экспериментально были получены соотношения между величинами δ и температурой для различных наблюдательных станций, которые в соответствии с теорией выражаются графиками прямолинейной зависимости [4]:

$$\delta_{18} = 0,69t - 13,6\text{‰}; \quad (6)$$

$$\delta_D = 5,6t - 100\text{‰}, \quad (7)$$

где t — средняя температура на наблюдательных станциях. Из (6) и (7) следует:

$$\frac{d\delta_{18}}{dt} = 0,69\text{‰}/1^\circ\text{C}; \quad (8)$$

$$\frac{d\delta_D}{dt} = 5,6\text{‰}/1^\circ\text{C}, \quad (9)$$

откуда

$$\frac{d\delta_D}{d\delta_{18}} = 5,6/0,69 = 8,0, \quad (10)$$

что хорошо совпадает с теоретическими расчетами для величин $\frac{d\delta_{18}}{dt}$ и $\frac{d\delta_D}{dt}$ и значением $\frac{d\delta_D}{d\delta_{18}}$ для уравнения Крейга.

Результаты исследований привели Дансгаарда к выводу, что наблюдаемые влияния температуры соответствуют влияниям, вычисленным в предположении, что часть конденсационного цикла в природе является простым процессом Релея, начинающимся при 20°C. Это не значит, конечно, что все атмосферные осадки на больших высотах происходят из тех частей океана, где температура составляет около 20°C. Однако использование упрощенной модели Релея, по мнению Дансгаарда, достаточно для объяснения большинства результатов наблюдений.

Рассмотрим некоторые другие факты, которые не удовлетворяют релеевской модели. Прямая зависимость между δD и $\delta^{18}O$ на островных океанических станциях проходит под меньшим углом наклона (коэффициент примерно 4,6), что объясняется неравновесным испарением влаги над водной поверхностью [10]. Обнаружено обращение хода сезонной кривой изменения концентрации изотопов в Южной Африке [11], при этом в теплый период происходит обогащение осадков более легкими изотопами, что связывается авторами с изменением направления поступления влаги в системе океан—континент. Иногда осадки содержали большую концентрацию дейтерия и кислорода-18, чем океаническая вода. Одновременно взаимосвязь между содержанием изотопов водорода и кислорода существенно отклоняется от уравнения Крейга.

С увеличением высоты содержание дейтерия падает на 2,5‰, содержание кислорода-18 — на 0,3‰ на каждые 100 м подъема, а температура уменьшается с высотой в среднем на 0,5–0,6° на каждые 100 м. Отсюда высотный температурный градиент изотопного фракционирования составляет:

$$\frac{d\delta_{18}}{dt} = 0,3/0,55 \approx 0,5\text{‰}/1^\circ\text{C}; \quad (11)$$

$$\frac{d\delta_D}{dt} = 2,5/0,55 \approx 4,6\text{‰}/1^\circ\text{C}, \quad (12)$$

что несколько ниже, чем из формул (8) и (9). Модель разовых осадков, применяемая Крейгом для объяснения изотопного состава атмосферных паров, плохо согласуется с уравнением общего материального баланса переноса влаги [7]. Расчетные коэффициенты фракционирования α_{18} и α_D дают значения температур намного меньше, чем наблюдаемые. Делается вывод о реализации более сложного механизма фракционирования изотопов. Отмечались континентальные эффекты фракционирования, т.е. облегчение изотопного состава осадков по мере продвижения влаги в глубь континента, которые изменяют коэффициенты в уравнении Крейга [1, 11, 7].

В работе [6] на основании литературных данных проведено систематическое изучение зависимости δD от $\delta^{18}O$ для среднемесячных значений δD и $\delta^{18}O$ на многих отдельных станциях и показано, что корреляционные

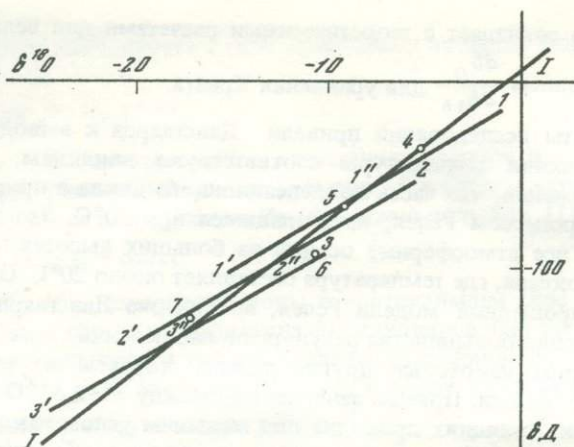


Рис. 1. Изменение изотопного состава влаги в процессе переноса

$I-I'$ — прямая Крейга; $I-I'-I''$ — начальная среднемесячная зависимость δD от $\delta^{18}O$; $2-2'-2''$ и $3-3'-3''$ — прямые, преобразованные в ходе эволюции изотопного состава; $1, 2, 3$ — средние летние данные; $1', 2', 3'$ — средние зимние данные; $1'', 2'', 3''$ — средние значения. Среднегодовые значения для станций: 4 — Валенсия; 5 — Вена; 6 — п. Зеленый; 7 — Барроу

уравнения плохо удовлетворяют прямой Крейга. Предлагается следующая зависимость между содержанием δD и $\delta^{18}O$:

$$\delta D = (-24\text{‰} + 1,2\text{‰}f) + 6 \delta^{18}O. \quad (13)$$

Графики для отдельных станций согласно (13) представляют собой серии параллельных прямых, идущих под углом, меньшим, чем прямая уравнения Крейга (рис. 1). С продвижением влаги в глубь континента Евразии свободный член в уравнении Крейга уменьшается на $0,7\text{‰}$ на 100 км, а уменьшение средних концентраций D и ^{18}O в осадках составляет соответственно $2-3\text{‰}$ и $0,3-0,4\text{‰}$ на 100 км, т.е. авторы [6] подтверждают континентальный эффект, выявленный в ряде исследований. Для объяснения результатов выдвигается модель неравновесной конденсации при продвижении влаги с океана на континенты. Анализируя зависимость между содержанием изотопов и содержанием влаги типа (5), Эрикссон [12] пришел к выводу о том, что уравнение релеевского процесса выполняется лишь в некоторых случаях. Часто наблюдается значительно меньшее фракционирование изотопов, чем это следует из формулы Релея. Для описания процессов фракционирования Эрикссон выдвигает модели адвективного переноса, при котором выполняются релеевские соотношения, и конвективного переноса, при котором согласно теории Эрикссона фракционирование меньше. Экспериментальные данные, приводимые Эрикссоном, лежат на графике между прямой релеевского процесса и прямой уравнения Эрикссона.

В работе [1] также отмечается более резкое изменение кривой в координатах $\delta D, \lg p$ (где p — давление водяного пара) в летние месяцы по сравнению с теорией при зональном и меридианально-зональном переносе

влаги, что свидетельствует о более высоком фракционировании изотопов в летнее время. Таким образом, при летнем переносе осадков наблюдается большее фракционирование изотопов с изменением влагосодержания, чем в зимнее время. Отмеченные расхождения между теоретической схемой Релея и экспериментальными данными дают основания для рассмотрения новых модельных схем.

Рассмотрим модель фракционирования на основе разделительной колонки. В изотопной дистилляционной разделительной колонке продукты фракционирования подаются на вход, и в серии многократных процессов испарения—конденсации происходит разделение изотопов по мере продвижения паров вдоль колонки (см., например, [27]). Вводится понятие о длине теоретической тарелки — расстоянии, на котором происходит обогащение (обеднение) в a раз. На протяжении n теоретических тарелок степень фракционирования увеличивается в a^n раз. Поскольку $a = 1 + \delta$, то при малом δ

$$a^n = (1 + \delta)^n = 1 + n\delta. \quad (14)$$

Можно предположить, что длина теоретической тарелки для различных изотопов одинакова, тогда отношение общих эффектов разделения, т.е. величин $n\delta = a^n - 1$, для отдельных изотопов не зависит от числа теоретических тарелок и равно отношению величин δ в однократном процессе:

$$n\delta D/n\delta_{18} = \delta D/\delta_{18}. \quad (15)$$

В какой мере такая модель соответствует природным разделительным процессам? Рассмотрим два случая: миграция влаги в вертикальной плоскости и перенос влаги над континентами. Испаряющаяся с поверхности океана или суши влага по мере подъема воздушных масс и их охлаждения начинает конденсироваться и образовывать облачные системы. В облаках существует постоянное динамическое равновесие между паром воды и жидко-капельной ее частью. Капли воды, обогащенные тяжелыми изотопами, опускаются вниз, а более легкие пары поднимаются вверх, постоянно обогащаясь легкими изотопными фракциями. Более быстрое движение воздушных масс на больших высотах уносит обогащенный легкими изотопами пар в направлении к полюсам или на континенты. Так постоянно поддерживается описанный механизм разделения изотопов, по сути не отличающийся от разделительной колонки с перепадом температур на входе и выходе.

При переносе влаги над континентами обогащенная тяжелыми изотопами часть жидкости выпадает на поверхность земли в виде осадков. Частично эти осадки инфильтруются в более глубокие горизонты и в конечном счете попадают в океан, а частично переносятся в океаны и моря поверхностным стоком. Пары влаги, как правило, обогащаются легкими изотопами, переносятся в направлении движения воздушных масс и снова частично переходят в осадки. Ряд данных свидетельствует о быстром и многократном обмене воды, входящей в состав облачных масс с водой, выпадающей на поверхность, причем время обмена может составлять всего 2—3 часа [5]. При миграции влаги тяжелыми изотопами обогащаются

подземный и поверхностный сток, которые выводят утяжеленную воду из сферы процесса, а влага, содержащаяся в воздухе, постоянно облегчает свой изотопный состав. Температура и, следовательно, общее содержание пара воды в воздухе может по мере передвижения воздушных масс не только уменьшаться, но и увеличиваться, как это, по-видимому, происходит над европейской частью Советского Союза, поскольку основное направление переноса влаги здесь с северо-запада на юго-восток [4]. Таким образом, особенностью описываемого разделительного процесса является отвод воды, обогащенной тяжелыми изотопами, с каждой ступени разделительного каскада. В ряде случаев возможно представить существование процессов, приводящих к обогащению паров тяжелыми изотопами. Так, при миграции влаги над засушливыми районами инфильтроваться могут в основном зимние и весенние порции осадков, обогащенные легкими изотопами, а летние осадки, содержащие повышенные концентрации D и ^{18}O , могут испаряться и утяжелять средний изотопный состав пара в осенний период.

Как следует из уравнения (15) и из данных на с. 5, отношение значений δ для дейтерия и ^{18}O в процессе фракционирования при средних температурах близко к значению 8, то есть угол наклона кривой взаимосвязи δD и $\delta^{18}\text{O}$ будет приближенно постоянным и близким к углу наклона прямой, описываемой уравнением Крейга. Оба процесса — релеевский и разделительной колонки — реализуются в природе и приводят к одной и той же зависимости между величинами δ . Вернемся к рассмотрению данных работы [6] и попытаемся объяснить на их основе наблюдаемую картину эволюции изотопного состава осадков. Согласно результатам работы изотопный состав вод осадков некоторых прибрежных и континентальных станций определяется формулой (13), т.е. уравнение взаимосвязи δD и $\delta^{18}\text{O}$ для среднемесячных значений имеет угол наклона порядка 6. Графики зависимости δD от $\delta^{18}\text{O}$ с коэффициентами меньше 8, как отмечено выше, для океанских станций обсуждались В. Дансгаардом [10]. Подобная зависимость представлена на рисунке (прямая $1-1'$). Процесс переноса с океана на сушу влаги осуществляется достаточно быстро и исчисляется сутками. Поэтому можно в отдельности рассматривать эволюцию среднего состава летних осадков (точки 1, 2, 3) и зимних осадков (точки $1'$, $2'$, $3'$). В любом из обсуждаемых процессов, приводящих к облегчению изотопного состава, точка 1 при переносе влаги сместится параллельно (или почти параллельно) прямой Крейга, так как согласно рассмотренной модели угол наклона прямой эволюции изотопного состава будет близок к 8 при равновесном процессе типа разделительной колонки. Таким образом, точка 1 переместится в положение 2. Точка $1'$ переместится в положение $2'$ в актах зимнего переноса, где в основном участвуют релеевские процессы разделения. Прямая 2-2' будет параллельна или почти параллельна прямой $1-1'$. Средние значения годовых концентраций также сместятся по прямой Крейга (точки $1''$ и $2''$). При дальнейшем переносе влаги среднемесячные значения концентрации опустятся по прямой 3-3', а среднее — точкой $3''$ и т.д. Можно показать, что средние значения для эмпирической кривой, полученной в работе [6], действительно близки к прямой Крейга. На рисунке также представлены

средние значения для ряда станций, полученные в работе [6], которые хорошо подтверждают этот вывод. Поскольку отношение коэффициентов разделения в зимний период несколько больше, чем в летний (см. таблицу), можно ожидать некоторого увеличения угла наклона кривых по мере облегчения среднего изотопного состава. Предлагаемая модель, таким образом, хорошо описывает одновременно и общепризнанную зависимость (1) и данные, полученные в работе [6]. На основании результатов работы [6] можно рассчитать среднюю длину теоретической тарелки разделения, т.е. расстояние, на котором происходит изменение изотопного состава осадков в a раз. Оно составляет для континентального переноса около 3000 км, так как изменение средних концентраций D и ^{18}O в осадках составляет соответственно 2–3‰ и 0,3–0,4‰ на 100 км, а значения δ для одной теоретической тарелки разделения составляют 80‰ и 9‰. Данные по широтному эффекту разделения кислорода [7] позволяют подсчитать длину соответствующей характеристики для разделительного каскада в широтном направлении. Она составляет около 4700 км.

Приведенные соображения могут быть развиты и применены для построения водобалансовых схем на основе измерения изотопного состава дейтерия и кислорода-18.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брезгунов В.С. Закономерности распределения стабильных изотопов водорода и кислорода природных вод при их глобальном кругообороте. – В кн.: Изотопия природных вод. М.: Наука, 1978, с. 10–45.
2. Бродский А.И. Химия изотопов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 595 с.
3. Кириенбаум И. Тяжелая вода. Физические свойства и методы анализа. М.: Изд-во иностр. лит., 1953. 438 с.
4. Кузнецова Л.П. Перенос влаги в атмосфере над территорией СССР. М.: Наука, 1978. 90 с.
5. Мамина Е.Ф., Федоров Е.К. О водном балансе облачной системы. – Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1957, № 5, с. 658–663.
6. Поляков В.А., Колесникова Л.Н. Некоторые региональные аспекты формирования изотопного состава атмосферных осадков. – В кн.: VII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ, 1978, с. 148–149.
7. Природные изотопы гидросферы / В.И. Ферронский, В.Г. Дубинчук, В.А. Поляков и др. М.: Недра, 1975. 280 с.
8. Тейлор Х.П. Применение изотопов кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования. – В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 213–298.
9. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. – Science, 1961, vol. 133, N 3464, p. 1702–1703.
10. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. – Tellus, 1964, vol. 16, N 4, p. 436–463.
11. Ehhalt D., Knott K., Nagel J.F., Vogel J.C. Deuterium and oxygen-18 in rain water. – J. Geophys. Res., 1963, vol. 68, N 13, p. 3775–3780.
12. Eriksoon E. Deuterium and 0–18 in precipitation and other natural waters. Some theoretical considerations – Tellus, 1965, vol. 17, p. 498–512.

ВОДНЫЙ БАЛАНС И БАЛАНС СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ КИСЛОРОДА В ИССЫК-КУЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЕ

Иссык-Кульская котловина расположена в северо-восточной части Киргизской ССР и представляет собой высокогорную тектоническую впадину площадью около 22 тыс. км². Дно котловины заполняет бессточное незамерзающее оз. Иссык-Куль, площадь которого составляет около 1/3 котловины, средняя глубина около 280 м, уровень воды лежит на высоте 1600 м над уровнем моря. Озеро вытянуто в широтном направлении на 180 км, максимальная ширина достигает 60 км. С севера озеро обрамляется высокогорными хребтами Кунгей-Алатау, с юга — хребтами Терсей-Алатау (средняя высота около 4000 м). С окружающих хребтов в озеро Иссык-Куль стекает более 50 рек, питающихся в основном за счет таяния высокогорных ледников. Общий годовой сток рек оценивается в 3–4 км³. Годовое количество атмосферных осадков, выпадающих на поверхность озера, составляет около 250 мм (1,5 км³), испарение — 700–800 мм [4].

Климатические особенности Иссык-Кульской котловины создают в ее пределах уникальную природную модель водообмена, на которой наглядно проявляются основные закономерности распределения стабильных изотопов водорода и кислорода, характерные для глобального влагооборота. С 1974 г. в Иссык-Кульской котловине проводятся изотопные исследования природных вод в целях изучения особенностей влагооборота в котловине [2, 3]. Было установлено, что водная толща имеет весьма однородное содержание ¹⁸O со средним значением $\delta^{18}\text{O} = -0,3\text{‰}$ относительно SMOW. По результатам пространственно-временного распределения ¹⁸O в атмосферных осадках и речных водах бассейна оз. Иссык-Куль с учетом его водного баланса была проведена оценка средневзвешенной концентрации этого изотопа в стоке в озеро, которая оказалась равной $\delta^{18}\text{O} = -10,3\text{‰}$ [3]. При этом средневзвешенное значение $\delta^{18}\text{O}$ в осадках, выпадающих на зеркало озера, составляло $-8,3\text{‰}$, а в речном стоке $-11,1\text{‰}$.

Мы полагаем, что оз. Иссык-Куль можно рассматривать как водное тело с постоянным уровнем, так как падение уровня озера составляет всего лишь 50–60 мм/год при средней глубине водоема около 280 м и средней скорости испарения с его поверхности 700–800 мм/год [1]. Это означает, что Иссык-Кульская котловина является в первом приближении системой с замкнутым влагооборотом, в которой входящие и выходящие потоки влаги и тяжелых изотопов кислорода равны. С учетом высказанных предположений можно считать, что поток испарения с поверхности озера равен притоку вод в озеро ($E = I$), а также равны концентрации ¹⁸O в этих потоках ($\delta_E = \delta_I$).

Упрощенную схему кругооборота ¹⁸O внутри котловины можно представить так. С поверхности озера в приводный слой атмосферы, имеющий удельную влажность q_w и концентрацию ¹⁸O водяного пара δ_w , поступает поток испарения с концентрацией ¹⁸O, равной δ_E . Влага приводного слоя

увлекается восходящими потоками воздуха в область конденсации, расположенную в основном в высокогорных районах восточной части котловины (около 3500 м над уровнем моря). Конденсация влаги в этой области, формирующая основную долю речного стока в озеро, понижает удельную влажность воздуха ($q_C < q_W$) и уменьшает значение δ_C атмосферных паров ($\delta_C < \delta_W$). Верхняя граница области конденсации проходит на уровне максимальных высот горных хребтов, обрамляющих котловину (около 4000 м). Здесь происходит свободный обмен между влагой котловины и региональным атмосферным паром, поэтому в этой области значения q и δ совпадают с соответствующими региональными значениями атмосферного водяного пара на этих высотах. Нисходящими потоками воздух с такими характеристиками влажности и изотопного состава атмосферной влаги переносится внутрь котловины и перемещивается в приводном слое озера с потоком испарения озера E (с концентрацией ^{18}O , равной δ_E), формируя характерные для этого слоя величины q_W и δ_W . Поток испарения с водной поверхности в приводный слой E равен потоку влаги из приводного слоя в область конденсации, который пропорционален разности между значениями удельной влажности двух зон:

$$E = A(q_W - q_C), \quad (1)$$

где коэффициент A характеризует степень турбулентного обмена между нижней и верхней зонами котловины. Поток испарения с поверхности озера компенсируется атмосферными осадками, выпадающими на его поверхность, и речным стоком:

$$E = P + I_p.$$

Поток изотопов в область конденсации из приводного слоя рассчитывается по формуле

$$\delta_E E = A(\delta_W q_W - \delta_C q_C). \quad (2)$$

Исключая A из (1) и (2) и заменяя q на $h = q/q_S$, где q_S — удельная влажность насыщения при средней температуре поверхностных слоев воды в озере и давлении на этом уровне, получаем соотношение

$$h_W (\delta_E - \delta_W) = h_C (\delta_E - \delta_C). \quad (3)$$

При фазовых переходах воды в природе происходит фракционирование стабильных изотопов кислорода и водорода воды. Широко используемая формула для оценки изотопного состава потока испарения [7] устанавливает связь между изотопными характеристиками воды и приводного слоя атмосферы, а также влажностью этого слоя:

$$\delta_E = \frac{\frac{\delta_L}{\alpha} - h_W \delta_W - \epsilon - \Delta \epsilon}{1 - h_W}, \quad (4)$$

где α , ϵ , $\Delta \epsilon$ — параметры, характеризующие фракционирование изотопов при испарении и зависящие от условий испарения [7].

Изменение изотопного состава атмосферного водяного пара при конденсации влаги в атмосфере и выпадении осадков обычно выражают в виде формулы Релея. В модификации Крейга и Гордона [7] она имеет вид

$$\delta_C - \delta_W = \frac{\epsilon}{1 + \alpha L} \ln \frac{h_C}{h_W}, \quad (5)$$

где α и ϵ — параметры фракционирования при конденсации, а L — относительное содержание жидкой воды в системе.

Рассмотрим степень применения соотношения (4) и (5) к предложенной упрощенной схеме круговорота ^{18}O в Иссык-Кульской котловине. В системе уравнений (3)–(5) достаточно надежно определимы изотопные параметры δ_L и δ_E . Особенности формирования речного стока в озеро Иссык-Куль позволяют оценить содержание ^{18}O в атмосферном паре верхней области конденсации δ_C . Более 70% речного стока образуется в высокогорной зоне, расположенной выше 3300 м [4]. Атмосферные осадки в этой зоне выпадают в основном в твердом виде. Мы полагаем, что трансформация этих осадков в ледниковый сток рек не сопровождается существенным изменением изотопного состава, поскольку изотопные эффекты в системе лед–вода малы по сравнению с соответствующими эффектами в системе вода–паровая фаза [7]. Поэтому изотопный состав вод речного стока может в первом приближении характеризовать изотопный состав осадков высокогорной зоны. Предполагая, что эти осадки образуются в равновесии с атмосферным паром, можно, задав среднюю температуру конденсации в этой зоне, определить величину δ_C . Принимая $t_K = -5^\circ\text{C}$, чему соответствует $\alpha = 1,0112$ [1], и используя значение $\delta^{18}\text{O}$ для вод речного стока, равное $-11,1\text{‰}$, получаем $\delta_C = -22\text{‰}$. Как отмечалось выше, эта величина должна быть близка к среднему значению $\delta^{18}\text{O}$ континентального водяного пара на таких высотах.

В литературе имеется очень мало экспериментальных данных изотопного состава кислорода континентального пара. В работе [8] среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ континентального пара, отобранного в районе Женевского озера по высоте около 1 км над уровнем моря, характеризуется величиной -20‰ (диапазон сезонных вариаций от -26‰ до -14‰). С ростом высоты содержание $\delta^{18}\text{O}$ в водяном паре уменьшается, поэтому оцененное усредненное значение $\delta^{18}\text{O} = -22\text{‰}$ на высоте около 3,5 км представляется разумным.

Поскольку содержание жидкой воды в столбе атмосферного воздуха составляет первые проценты от общего влагосодержания, примем в качестве предельных значений $L = 0$ и $L = 0,1$ и вычислим, используя в соотношениях (3)–(5) $\delta_L = -0,3\text{‰}$, $\delta_E = 10,1\text{‰}$, $\delta_C = -22\text{‰}$, пары соответствующих значений δ_W , h_W и h_C .

Получаем следующие величины:

	$L = 0$	$L = 0,1$
δ_W	$-18,5\text{‰}$	$-17,0\text{‰}$
h_W	0,665	0,71
h_C	0,435	0,38

Попытаемся сравнить вычисленные значения h_w и h_c с данными гидрометеорологических наблюдений. Величины h_w и h_c дают возможность определить скорость уменьшения влагосодержания с высотой в Иссык-Кульской котловине. Полагая $q_z = q_0 e^{-\lambda z}$ и принимая перепад высот между приводной зоной и зоной конденсации равным 2 км, получаем два значения: $\lambda_1 = 0,21 \text{ км}^{-1}$ и $\lambda_2 = 0,31 \text{ км}^{-1}$

Сопоставим эти цифры с величиной λ , вычисленной по средним многолетним данным упругости водяного пара на двух станциях — Покровка и Большая Кызыл-су, расположенных в бассейне реки Чон-Кызыл-су в восточной части Иссык-Кульской котловины. Средние многолетние значения упругости водяного пара для этих станций, перепад высот между которыми составляет 815 м, равны 6,4 мб и 4,7 мб [5]. Этой паре значений соответствуют величины удельной влажности $q_1 = 4,86 \text{ г/кг}$ и $q_2 = 3,96 \text{ г/кг}$ соответственно. Полученная отсюда величина $\lambda = 0,25 \text{ км}^{-1}$ лежит между двумя предельными значениями, вычисленными по изотопным данным.

Величина h_w может быть оценена по одной из формул, рекомендуемых при расчете скорости испарения с поверхности открытых водоемов. Обычное значение влагосодержания над поверхностью водоемов вычисляется с использованием среднемесячных данных температуры поверхностных слоев воды и среднемесячных значений упругости водяного пара на береговых метеостанциях. В данном случае применяем ту же методику для оценки среднегодового значения h_w над озером Иссык-Куль.

На основании данных, приведенных в работе [4], принимаем среднегодовую температуру поверхностных слоев воды озера равной приблизительно 11°C . В качестве опорной береговой станции используем метеостанцию Чолпон-Ата, где наблюдается наиболее высокое среднегодовое значение упругости водяного пара в Иссык-Кульской котловине, равное 7,4 мб [5].

Используем эти данные для вычисления величины упругости водяного пара над озером по формуле, рекомендуемой в [6]:

$$e_{200} = e_{200}^1 + (0,8 e_0 - e_{200}^1) M,$$

где e_{200} — упругость водяного пара на отметке 200 см над озером; e_{200}^1 — упругость водяного пара на отметке 200 см на береговой станции; e_0 — давление насыщенного пара при температуре поверхности воды; M — коэффициент трансформации, учитывающий среднее изменение влажности и температуры воздуха в зависимости от размеров водоема и равный 0,44 при средней длине разгона воздушного потока над водоемом 50 км. Определение h_w с помощью этой формулы дает величину 0,67, что не выходит за пределы значений, вычисленных по изотопным данным.

Таким образом, распределение кислорода-18 в природных водах Иссык-Кульской котловины хорошо согласуется с известными физическими моделями фракционирования изотопов при фазовых переходах воды в

рамках простой схемы кругооборота воды и стабильных изотопов в пределах котловины. Усредненные изотопные характеристики элементов водного баланса могут быть полезны в качестве дополнительных климатологических параметров различных водных бассейнов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брезгунов В.С. Закономерности распределения стабильных изотопов водорода и кислорода природных вод при их глобальном кругообороте. — В кн.: Изотопия природных вод. М.: Наука, 1978. с. 10—45.
2. Изучение распределения стабильных изотопов водорода и кислорода в бассейне озера Иссык-Куль в связи с особенностями влагооборота в Иссык-Кульской котловине/Брезгунов В.С., Нечаев В.В., Ерохин В.С., Есиков А.Д., Черникова Н.С., Якимова Т.В. — В кн.: Изотопные исследования природных вод. М.: Наука, 1979, с. 61—69.
3. Исследования генезиса и динамики вод бассейнов крупных озер с помощью природных изотопов/Брезгунов В.С., Нечаев В.В., Романов В.В., Ферронский В.И. — Водные ресурсы, 1980, № 1, с. 108—120.
4. Озеро Иссык-Куль: (Очерки по физической географии). Фрунзе: Илим, 1978. 210 с.
5. Справочник по климату СССР. Вып. 32. Киргиз. ССР. Ч. IV. Влажность воздуха, атмосферные осадки; снежный покров. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 237 с.
6. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 118 с.
7. Craig H., Gordon L.J. Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and marine atmosphere. — In: Stable isotope in oceanographic studies and paleotemperatures. Spoleto, 1965, p. 9—130.
8. Fontes J., Gonfiantini R. Composition isotopique et origine de la vapeur d'eau atmosphérique dans la région on de Leman. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, vol. 7, N 4, p. 584—595.

УДК 556.314.6.02 : 621.039.85 : 556.334 (470.3)

Ю.Б. СЕЛЕЦКИЙ, С.Ф. АБРАМСОН, А.В. ЯКУБОВСКИЙ, Н.В. ИСАЕВ

О ГЕНЕЗИСЕ ГЛУБОКИХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД МОСКОВСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАСЕЙНА ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

Неоднократные в течение геологической истории смены трансгрессий и регрессий на территориях, занимаемых современными артезианскими бассейнами, привели к различным соотношениям вод морского и метеорогенного происхождения в их горизонтах и комплексах. В настоящее время нет единого мнения относительно степени унаследования в каждом из них морских вод или степени промытости. Более того, встречаются диаметрально противоположные точки зрения по этому вопросу. Что касается непосредственно Московского артезианского бассейна, то в соответствии с геологической историей занимаемой им территории здесь неоднократно происходила смена вод различного происхождения, и в формировании существующих в настоящее время глубоких пластовых вод принимали участие как морские, так и инфильтрационные воды [2].

Среди работ, касающихся генезиса глубоких подземных вод Московского артезианского бассейна, имеются исследования, посвященные условиям формирования солевой составляющей этих вод и формирова-

Рис. 1. Обзорная карта района исследований

Рядом с водопунктами номера табл. 1



нию подземных вод [1, 4, 5, 10–12 и др.]. Часть авторов поддерживает точку зрения о реликтовости глубоких подземных вод. Так, Г.В. Богомолов и его соавторы [1] считают, что воды нижнего и среднего палеозоя Московской синеклизы являются метаморфизованными водами древних морских бассейнов и гидродинамическая обстановка здесь соответствует застойному режиму. Близких выводов придерживаются М.Ф. Козлов и А.К. Морозов [5], считающие, что для рассматриваемой ими юго-западной окраины Московского артезианского бассейна формирование хлоридных натриевых вод и рассолов связано с рассолением и выщелачиванием опустившихся древних седиментационных рассолов наровского (средний девон) бассейна осадконакопления. С.В. Егоров и М.Н. Авчинникова [4] считают, что в пределах бассейна источником крепких рассолов (140–270 г/л) следует считать солеродный бассейн среднедевонского возраста (эйфель). Имеются и крайне противоположные точки зрения. Так, Г.П. Якобсон [11] считает, что в пределах преобладающей части комплексов Русской платформы водообмен совершался, вероятно, неоднократно, что свидетельствует в пользу преимущественно инфильтрационного происхождения вод, и что химический состав подземных вод глубокозалегающих палеозойских комплексов связан с растворением и выщелачиванием солей из пород и действием ряда других механизмов. Точки зрения о многократной полной смене объема воды в породах фанерозоя придерживается и И.Н. Яницкий [12].

На основании теоретических предпосылок использования изотопного состава водорода и кислорода [3, 6–9, 13, 14 и др.] и в целях получения соответствующего фактического материала в пределах Московского артезианского бассейна авторами было определено содержание дейтерия и кислорода-18 в воде ряда водопунктов (рис. 1, табл. 1).

В двух участках (Кашин и Щелково) пробы характеризовали вертикальный гидрогеологический разрез. В Кашине (рис. 2) он был представлен водами четвертичных отложений, водами всех отделов карбона и фаменского яруса девона, а в районе г. Щелково – водами, залегающими в верхне- и среднедевонских породах. Для Кашинских минеральных вод в верхней части разреза изотопные концентрации варьируют с определенным отрицательным "пиком", что свидетельствует о существенно метеогенной природе этих вод и вероятном наличии вод плейстоценовых эпох в водах, вскрываемых в породах верхнего карбона. Три же последующие по глубине пробы отражают явную тенденцию возрастания по

Таблица 1

Результаты определений концентраций дейтерия и кислорода-18
в подземных водах Московского артезианского бассейна

Водопункт	Дата отбора	Возраст водовмещающих пород	Интервал опробования, или глубина отбора, м	t, °C
1	2	3	4	5
Кашин, скв. 1Э	24.05.77	Q	-	-
скв. 126ис	24.05.77	C ₃	114-117	7,0-7,5
скв. 18	24.05.77	C ₃	125,3-138,2	7,0-7,5
скв. 14в	25.05.77	C ₃	-	-
скв. 21	25.05.77	C ₃	153-168	-
скв. 14Н	25.05.77	C ₂	-	-
скв. 16	24.05.77	C ₁	383,2-443	8,0-9,0
скв. 22	24.05.77	D ₃ fm	614-647	8,0-9,0
Щелково, скв. 40	25.05.75	D ₃ d-e	434	-
скв. 95	17.06.75	D ₃ d-e	555	-
скв. 65	1.07.75	D ₃ sc ₁	885	-
скв. 67	1.07.75	D ₃ sc ₁	910	-
скв. 64	1.07.75	D ₃ sc ₂	922	-
скв. 61	17.06.75	D ₂ rz	1100	27 (пласт)
скв. 122	2.07.75	D ₂ nr + ms	1120	-

Формула Курлова	δ ² DSMOW, ‰	δ ¹⁸ OSMOW, ‰
6	7	8
$M < 1,0 \frac{HCO_3}{Ca}$	-81	-11,3
$M_{2,8} \frac{SO_4 82}{Mg 39 Na 30 Ca 30}$	-81	-12,0
$M_{3,4} \frac{SO_4 62}{Ca 46 Mg 29 Na 24}$	-83	-11,8
$M_{4,8} \frac{SO_4 54 Cl 15}{Na 42 Ca 34 Mg 32}$	-92	-11,9
$M_{1,2,3} \frac{Cl 73 SO_4 26}{Na 67 Ca 20}$	-90	-11,5
$M_{2,5,5} \frac{Cl 81}{Na 76}$	-76	-8,2
$M_{2,0,7} \frac{Cl 66 SO_4 32}{Na 75}$	-68	-11,2
$M_{1,9,8} \frac{Cl 89}{(Na + K) 77 Ca 14}$	-39	-6,2
$M_{\sim 2,5} \frac{Cl}{Na}$	-82	-11,6
$M_{2,8} \frac{Cl 79 SO_4 21}{Na 78 Ca 11 Mg 11}$	-61	-8,05
$M_{\sim 1,2,5} \frac{Cl}{Na}$	-30	-4,4
$M_{1,3,0} \frac{Cl}{Na}$	-43	-6,6
$M_{1,3,0} \frac{Cl}{Na}$	-42	-4,4
$M_{2,2,5} \frac{Cl 100}{Na 66 Ca 23 Mg 11}$	-46	-2,8
$M_{1,8,0} \frac{Cl}{Na}$	-46	-4,7

3441



Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5
скв. 63	1.08.75	$D_2 rz$	1200	-
Москва, "Русский квас", скв. П-130	9.12.77	D_3	354-374	-
			374	-
			335-375	-
ЦНИИКИФ, скв. 2/69	17.10.77	$C_1 os + hr$	375	-
ЦНИИКИФ, экспл. скв.	21.05.75	D_3^{xy}	900	-
ЦНИИКИФ, скв. 1/67	17.10.77	D_3^{xy}	859-970	-
			970	-
Мясокомбинат, скв. 12581	2.09.77	$D_2 + E_1$	1170-1370	-
			1370	-
Архангельское, скв. 1/66	26.12.77	$C_1 h + os$	344,7-385,3	10
			385,3	10
скв. 1/68	26.12.77	$D_2 + z$	840-1020	-
			1020	-
Монино, скв. 1/33	6.06.78	$C_3 g$	60	-
скв. 1/61	6.06.78	$C_1 os + hr$	381-451	15
			451	15
скв. 3/75	6.06.78	$D_2 + E_1$	1113-1207	-
			1300	-
Данилов, скв. 3Д	18.07.75	O_1	1680	52 (пласт)
скв. 4Д	20.07.75	$Pt_3 rd$	2915	92 (пласт)
Смоленск, скв. 1	11.12.75	$E_1 + k$	930	-
Орел, скв. 4405	27.07.75	D_2	340	-
р. Судогда	19.06.74	-	-	-
р. Ока	13.07.74	-	-	-

6	7	8
$M_{5,1}$ Cl99 SO ₄ 1	-66	-10,4
Na 63 Ca 26 Mg 11		
$M_{4,4}$ SO ₄ 93 HCO ₃ 4 Cl 3	-89	-11,9
Na 37 Ca 32 Mg 30		
$M_{5,2}$ SO ₄ 96 HCO ₃ 3 Cl 1	-102	-13,8
(Na + K) 43 Ca 29 Mg 28		
$M_{1,1,2}$ Cl 98 SO ₄ 2	-65	-5,9
Na 75 Ca 16 Mg 9		
$M_{1,1,6}$ Cl 96 SO ₄ 4	-45	-5,6
Na 75 Ca 16 Mg 9		
$M_{2,5,0}$ Cl 99 SO ₄ 1	-42	-3,8
Na 73 Ca 16 Mg 11		
$M_{4,5}$ SO ₄ 94 HCO ₃ 4 Cl 2	-92	-8,8
Mg 44 Ca 32 Na 24		
$M_{1,0,8}$ Cl 96 SO ₄ 4	-34	-2,6
Na 74 Ca 15 Mg 11		
$M_{0,5}$ HCO ₃ 50 Cl 36 SO ₄ 14	-84	-11,3
Ca 51 Mg 25 (Na + K) 24		
$M_{4,9}$ SO ₄ 93 HCO ₃ 4 Cl 3	-93	-12,1
Mg 35 (Na + K) 34 Ca 31		
$M_{2,1,8}$ Cl 99,7 SO ₄ 0,3	-29	-2,2
(Na + K) 57 Ca 27 Mg 16		
$M_{2,4,1}$ Cl 100	-49	-6,2
Na 60 Ca 40		
$M_{2,4,0}$ Cl 100	-55	-9,2
Ca 63 Na 35 Mg 2		
$M_{1,4,0}$ Cl 98 SO ₄ 2	-53	-6,8
Na 85 Ca 9 Mg 6		
$M_{3,5}$ SO ₄ 75 Cl 23 HCO ₃ 2	-88	-11,1
Na 64 Ca 26 Mg 10		
$M_{0,3}$ HCO ₃ 80 SO ₄ 15 Cl 5	-90	-
Ca 58 Mg 40 (Na + K) 2		
-	-92	-

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5
Райки, колодец	4.07.74	Q	—	—
Райки, скв. 63	20.07.74	Q	6-12	—
Чамерево, скв. 1308	27.06.74	$C_3kl - P_1as$	59	—
Мишиново, скв. 253	3.07.74	C_3ksm	—	—
Райки, скв. 50	21.06.74	$C_3kl - P_1as$	72	—
Райки, скв. 49	22.06.74	$C_3kl - P_1as$	72	—
Соколово, скв. 1609	18.07.74	$C_3kl - P_1as$	77	—
Шипелево, скв. 128	10.07.74	$C_3kl - P_1as$	92	—
Райки, скв. 14	15.07.74	$C_3kl - P_1as$	92	—
Ладога, скв. 985	9.07.74	$C_3kl - P_1as$	115	—
Райки, скв. 1	19.07.74	$C_3kl - P_1as$	160	—

разрезу концентраций дейтерия, что позволяет предположить увеличение в этом же направлении доли вод морского происхождения. Что касается вертикального разреза в районе Щелково, то подобной закономерности здесь не наблюдается, видимо, в силу значительной нарушенности естественных условий на этом участке. В то же время здесь концентрации дейтерия (и кислорода-18) в целом достаточно высокие, чтобы можно было предполагать существенное участие древних морских вод в составе исследованных. Воды района Москвы и ближнего Подмосковья (Монино, Архангельское) по аналогии с Кашинским разрезом воды с минерализацией до 5 г/л значительно уступают по концентрациям дейтерия рассолам, вскрытым в этих водопунктах. Концентрации дейтерия и кислорода-18 для водопунктов в Смоленске, Орле, Данилове и дейтерия

	6	7	8
$M_{0,5}$	$\frac{\text{NO}_3 33 \text{HCO}_3 25 \text{SO}_4 23 \text{Cl} 19}{\text{Ca} 64 (\text{Na} + \text{K}) 25 \text{Mg} 11}$	-113	-
$M_{0,4}$	$\frac{\text{HCO}_3 72 \text{SO}_4 21 \text{Cl} 4 \text{NO}_3 2}{\text{Ca} 63 \text{Mg} 34 (\text{Na} + \text{K}) 3}$	-110	-
$M_{1,5}$	$\frac{\text{SO}_4 82 \text{HCO}_3 12 \text{Cl} 6}{\text{Ca} 64 \text{Mg} 19 (\text{Na} + \text{K}) 16 \text{NH}_4 1}$	-91	-
$M_{0,5}$	$\frac{\text{HCO}_3 78 \text{Cl} 9 \text{SO}_4 8 \text{NO}_3 5}{\text{Ca} 56 \text{Mg} 37 \text{NH}_4 5 (\text{Na} + \text{K}) 2}$	-88	-
$M_{0,7}$	$\frac{\text{SO}_4 65 \text{HCO}_3 33 \text{Cl} 2}{\text{Ca} 49 \text{Mg} 33 (\text{Na} + \text{K}) 8}$	-87	-
$M_{0,6}$	$\frac{\text{SO}_4 55 \text{HCO}_3 42 \text{Cl} 3}{\text{Ca} 51 \text{Mg} 32 (\text{Na} + \text{K}) 17}$	-78	-
$M_{0,4}$	$\frac{\text{HCO}_3 70 \text{Cl} 24 \text{SO}_4 3 \text{NO}_3 3}{\text{Ca} 62 \text{Mg} 34 (\text{Na} + \text{K}) 4}$	-98	-
$M_{0,4}$	$\frac{\text{HCO}_3 69 \text{SO}_4 27 \text{Cl} 4}{\text{Ca} 38 \text{Mg} 36 (\text{Na} + \text{K}) 26}$	-100	-
$M_{0,6}$	$\frac{\text{SO}_4 52 \text{HCO}_3 46 \text{Cl} 2}{\text{Ca} 51 \text{Mg} 43 (\text{Na} + \text{K}) 6}$	-104	-
$M_{1,7}$	$\frac{\text{SO}_4 85 \text{HCO}_3 11 \text{Cl} 4}{\text{Ca} 56 \text{Mg} 32 (\text{Na} + \text{K}) 2}$	-99	-
$M_{4,2}$	$\frac{\text{SO}_4 71 \text{Cl} 26 \text{HCO}_3 3}{(\text{Na} + \text{K}) 37 \text{Mg} 35 \text{Ca} 28}$	-107	-

в бассейне р. Судогды не противоречат закономерностям, отмеченным для этих изотопов при рассмотрении данных предыдущих водопунктов.

В целом, как показано на рис. 3, воды с большей, чем океаническая, минерализацией по концентрациям дейтерия и кислорода-18 явно обособлены от вод с минерализацией, меньшей 35 г/л, и их показатели локализируются в "верхней" части графика. При этом в большинстве случаев концентрации дейтерия входят в пределы содержания этого изотопа в поверхностных слоях океана (0,0150–0,0156 ат. % [14], т.е. $\delta D_{\text{SMOW}} \approx -50 \div -10\%$). Поэтому следует сделать вывод о том, что рассматриваемые воды по составу воды-растворителя содержат существенную долю вод палеозойских морских бассейнов осадконакопления. Таким образом, полученные результаты поддерживают ту группу упомянутых гипотез,

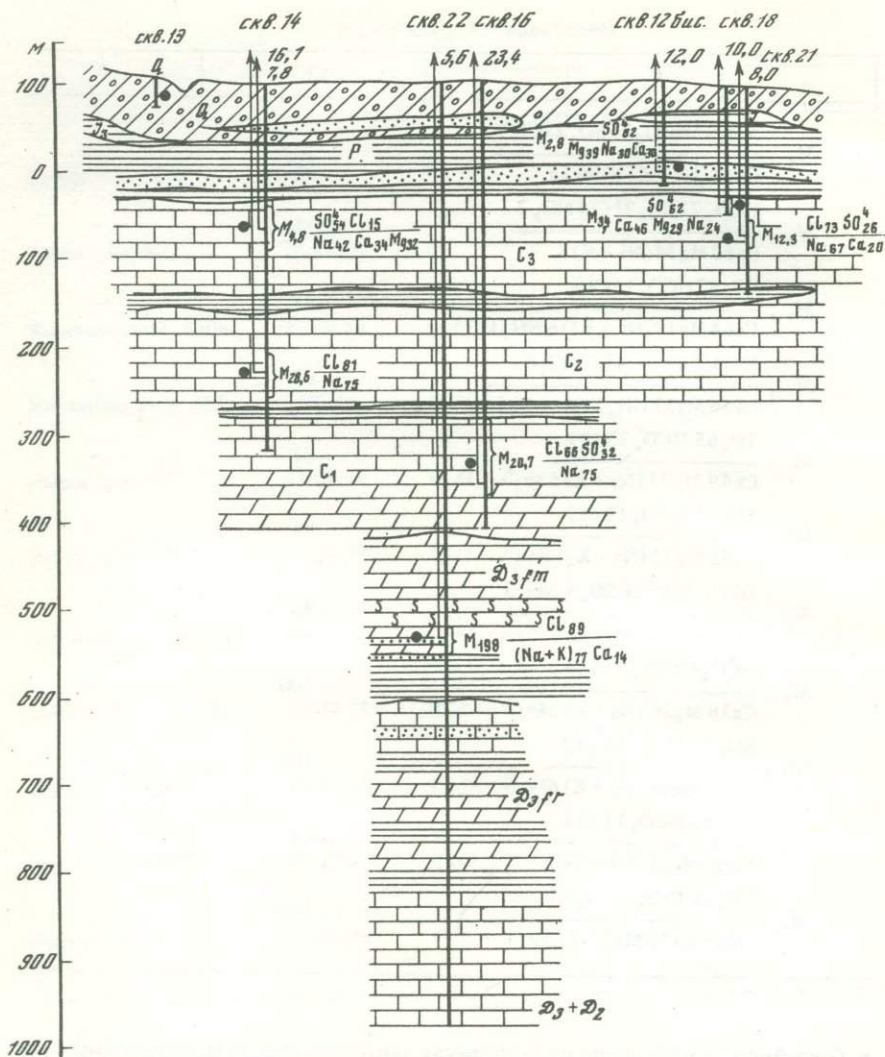


Рис. 2. Содержания дейтерия и кислорода-18 в подземных водах по разрезу Кашинского курорта

Пунктирная линия — нижняя граница (для концентраций дейтерия) для морских вод [14]

которые предполагают унаследованность по меньшей мере части глубоких подземных вод со времен существования морских режимов на данной территории и находятся в противоречии с точкой зрения о неоднократном водообмене. Это, однако, не означает сингенетичности рассолов водовмещающим породам и полного отсутствия метеогенных вод в исследуемых.

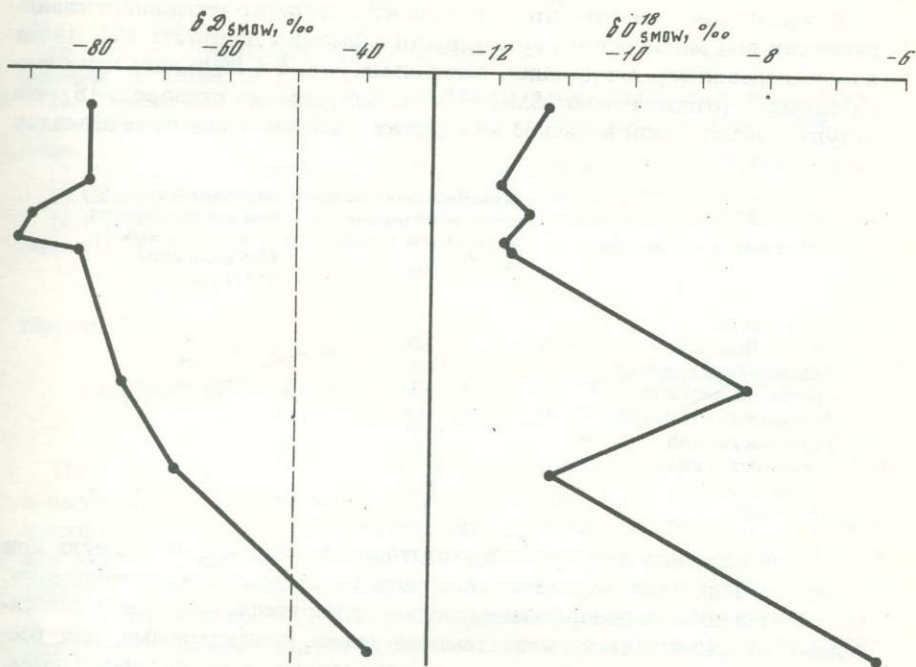


Рис. 2. (окончание)

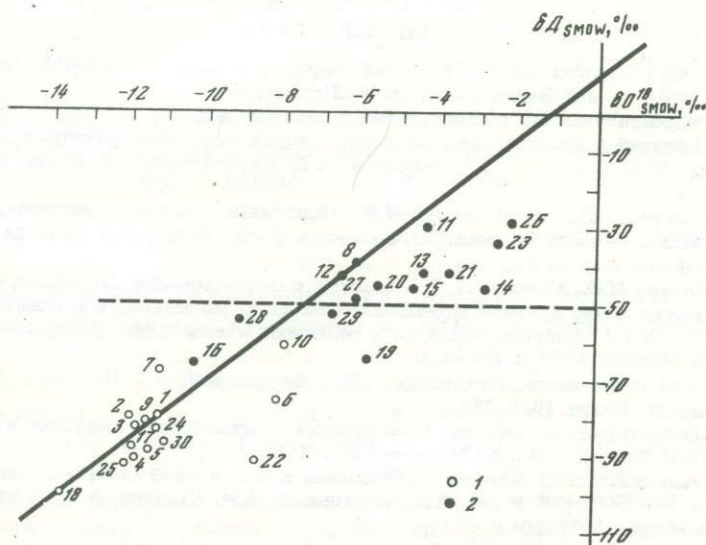


Рис. 3. Соотношения концентраций дейтерия и кислорода-18 в подземных водах Московского артезианского бассейна

Рядом с точками номера табл. 1

1 — воды с минерализацией до 35 г/л; 2 — воды с минерализацией свыше 35 г/л.
Пунктирная линия — то же, что и для рис. 2

В заключение отметим, что величина кислородного изотопного сдвига глубоких вод Московского артезианского бассейна достигает 4‰ (вода из среднедевонских отложений, выводимая скв. 6 в Шелкове) при отрицательных (относительно SMOW)* концентрациях кислорода-18, что уступает аналогичной величине вод других исследованных нами объектов (см. ниже).

Артезианский бассейн	Максимальная величина кислородного изотопного сдвига $\Delta\delta^{18}\text{O}$, ‰	Положительные (+) или отрицательные (-) максимальные величины $\delta^{18}\text{O}$ SMOW
Московский	4	-
Ангара-Ленский	5,5	+
Западно-Туркменский	10,5	+
Средне-Каспийский	10,5	+
Ферганский	14	+
Терско-Кумский	12	+
Прикаспийский	14	+
Припятский	6,5	+
Якутский	3	-

Малая величина кислородного изотопного сдвига для бассейна при отрицательных концентрациях кислорода-18 объясняется, по-видимому, малой степенью метаморфизации воды-растворителя, вызванной относительно низкими пластовыми температурами, характерными для бассейна, и небольшим при конкретных условиях изотопно-обменным потенциалом водовмещающих пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гидрогеология Волго-Уральской нефтегазосной области/Г.В. Богомолов, В.Г. Герасимов, М.И. Зайдельсон и др. М.: Недра, 1967. 422 с.
2. Гидрогеология СССР. Московская и смежные области. М.: Недра, 1966. 423 с.
3. Дейтерий и кислород-18 в подземных водах (масс-спектрометрические исследования)/Ю.Б. Селецкий, В.А. Поляков, А.В. Якубовский, Н.В. Исаев. М.: Недра, 1973. 144 с.
4. Егоров С.В., Авчинникова М.Н. Подземные рассолы северо-западных и центральных районов Русской платформы. — В кн.: Подземные рассолы СССР. Л., 1974, с. 5–18.
5. Козлов М.Ф., Морозов А.К. К вопросу о формировании хлоридных натриевых вод и рассолов (на примере юго-западной окраины Московского артезианского бассейна). — В кн.: Вопросы геологии и геохимии земной коры Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1977, с. 79–87.
6. Природные изотопы гидросферы/В.И. Ферронский, В.Т. Дубинчук, В.А. Поляков и др. М.: Недра, 1975. 280 с.
7. Радиозотопные методы исследования в инженерной геологии и гидрогеологии/В.И. Ферронский и др. М.: Атомиздат, 1968. 303 с.
8. Радиозотопные методы исследования в инженерной геологии и гидрогеологии. 2-е изд., перераб. и доп./В.И. Ферронский, А.И. Данилин, В.Т. Дубинчук и др. М.: Атомиздат, 1977. 304 с.
9. Селецкий Ю.Б. Изотопный состав водных молекул как объект исследований при изучении генезиса подземных вод различных химических типов. — В кн.: Материалы науч. семинара по пробл. формирования хлоридных кальциево-натрие-

* Standard Mean Ocean Water.

вых подземных вод: (Докл. и тез., 12–14 ноября 1968 г.). М.: ВСЕГИНГЕО, 1968, с. 164–165.

10. *Смирнов С.И.* Происхождение солености подземных вод седиментационных бассейнов. М.: Недра, 1971. 216 с.

11. *Якобсон Г.П.* Палеогеогеологические и современные гидрогеологические закономерности формирования и размещения нефтегазовых месторождений. М.: Недра, 1973. 268 с.

12. *Яницкий И.Н.* Гелиевая съемка. М.: Недра, 1979. 95 с.

13. Guidebook on nuclear techniques in hydrology. Vienna: I.A.E.A., 1968. 298 p.

14. *Friedman I.* Deuterium content in water and other substances. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1953, vol. 83, p. 83–103.

УДК 546.02.551.32

Р.А. ВАЙКМЯЭ, Я.-М.К. ПУННИНГ

ВЗАИМОСВЯЗЬ ВАРИАЦИЙ $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ С МЕТЕОУСЛОВИЯМИ В ВЕРТИКАЛЬНОМ ПРОФИЛЕ ЛЕДНИКОВ

Изучение вариаций $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в вертикальных профилях ледников в целях восстановления климатических условий в последние годы нашло широкое применение. Объектами исследования являются в основном вертикальные профили Антарктического и Гренландского ледниковых щитов, а также ледники Канадского Арктического архипелага. В работах В. Дансгаарда и др. [7, 8] было предварительно доказано, что среднегодовые температуры воздуха и соответствующие вариации изотопного состава осадков на высших широтах хорошо коррелируются. Однако для прямого сопоставления вариаций изотопного состава кислорода во льду с температурами конденсации требуется соблюдение по крайней мере не менее двух основных условий: стабильности циркуляционного механизма за весь исследуемый период и сохранения первичного изотопного состава в процессах превращения снега в фирново-ледяные толщи. Если в первом приближении эти условия на крупных ледниковых щитах соблюдаются, то на теплых ледниках процесс формирования фирново-ледяных толщ весьма усложнен инфильтрацией талых и дождевых вод и перекристаллизацией.

Определение вариаций изотопного состава кислорода в осадках и льду горных ледников представляет большой интерес для выявления изменения метеорологических условий и динамики атмосферных процессов в глобальном масштабе. Такие работы проведены во многих горных районах мира [1, 11, 12, 14]. Нами проведены соответствующие исследования на архипелаге Шпицберген. Процесс формирования осадков в этом районе, в юго-западной части острова Западный Шпицберген, имеет усложненный характер из-за влияния Гольфстрима [2]. Основной целью наших исследований являлось изучение взаимосвязи между вариациями $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в осадках и метеорологическими условиями во время осадконакопления и оценка степени сохранения первичной информации в вертикальном профиле ледников. Первым районом, где были проведены исследования, был ледораздел ледников Гренфиорд–Фритьоф на о. Западный Шпицберген, недалеко от пос. Баренцбург. Ледники Гренфиорд и Фритьоф образуют переметную систему ледников, располагающуюся на расстоянии около

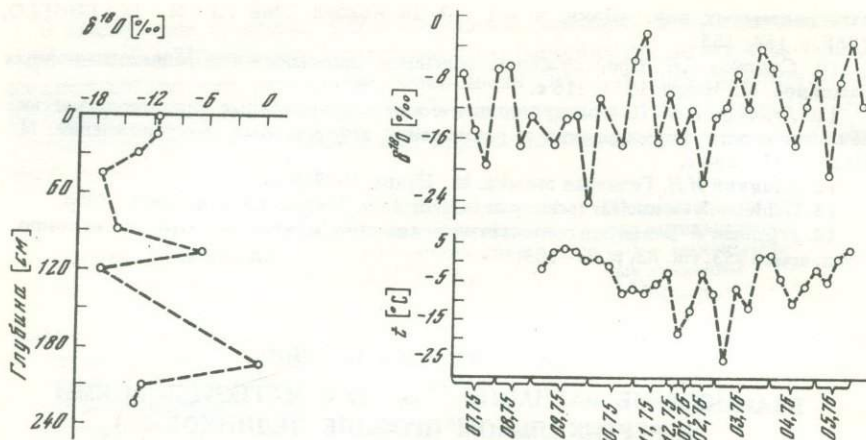


Рис. 1. Вариации $\delta^{18}O$ в осадках метеостанции Баренцбург 07.75 г. по 05.76 г. (а) и соответствующие вариации температуры (б)

Рис. 2. Изотопно-кислородный профиль сезонных отложений

15 км вдоль Гренландского моря. Абсолютная высота ледораздела 450 м. В пос. Баренцбург с 1914 г. работает метеостанция, находящаяся на высоте 70 м над уровнем моря (до 1931 г. — на высоте 20 м над уровнем моря).

Изотопный состав кислорода осадков и образцов с керна был определен на масс-спектрометрах МИ-1305 (переоборудованном для прецизионных измерений) и МИ-1201. Изотопный состав выражен относительно стандарта:

$$\delta^{18}O = \frac{{}^{18}O/{}^{16}O_{\text{обр.}} - {}^{18}O/{}^{16}O_{\text{ст.}}}{{}^{18}O/{}^{16}O_{\text{ст.}}} \cdot 1000\text{‰}.$$

В качестве эталона был использован внутрилабораторный стандарт с известным изотопным составом по сравнению со стандартом V-SMOW, для которого $\delta^{18}O = 0$ [10].

На рис. 1 приведены вариации $\delta^{18}O$ в осадках, выпавших с 07.75 по 05.76 г., вместе с температурой воздуха во время осадков. Как видно, корреляция между этими параметрами для весенних осадков довольно хорошая. Коэффициент корреляции для осадков с февраля по май 0,43. Соответствующие коэффициенты, полученные в разных частях мира, составляют в среднем 0,5 [13]. Для зимних месяцев корреляция менее отчетлива и поэтому коэффициент корреляции только 0,13. Следует отметить, что для Шпицбергена (станция Исфиорд Радио, недалеко от метеостанции Баренцбург) В. Дансгаард [8] получил отрицательную корреляцию, т.е. зимние осадки оказались изотопно даже более тяжелыми, чем летние.

Такие аномалии объясняются географическим положением западной части архипелага, где существуют сложные метеорологические условия, и несмотря на высокие широты часто, даже в зимний период, море бывает свободным ото льда.

Теплоотдача незамерзшей поверхности моря существенно влияет на климатические условия района, поскольку перепады температуры между поверхностью моря и приземным слоем воздуха в это время очень велики, что способствует возникновению циклонов. Довольно часты случаи, когда режим погоды в зимние месяцы определяется циркуляционными механизмами, более характерными для лета [5]. На существенное влияние окружающего моря в формировании осадков указывает и большое содержание хлор-иона во льду ледника Гренфиорд-Фритьюф [3]. Обращает на себя внимание также тот факт, что согласно метеоданным в дни с аномальной связью между температурами воздуха и $\delta^{18}\text{O}$ осадков отмечалось малое количество осадков. Получение нужного количества пробы в этом случае требует большого времени. Как известно [6], во время прохождения осадконосящих облаков $\delta^{18}\text{O}$ в осадках постоянно изменяется.

Хотя корреляция между температурой и $\delta^{18}\text{O}$ осадков метеостанции Баренцбург менее четкая, чем на других полярных станциях, общий ход δ -кривой находится в явной зависимости от хода изменений температур воздуха.

Не менее важным вопросом является сохранение первичной информации в сезонном снегу и особенно в снежно-фирновых и ледяных толщах ледников. На "теплых" ледниках в период абляции наблюдается очень сильное таяние, а также выпадение жидких осадков. Естественно, что инфильтрующая вода должна стирать или сглаживать первоначальную информацию.

Первая серия образцов была отобрана из стен шурфа в сезонном снегу недалеко от ледораздела ледников Гренфиорд-Фритьюф. Из сезонного снега 1973/74 г. мощностью 225 см было отобрано 11 образцов из слоев толщиной 3 см через интервалы 1,5 см. Образцы были отобраны 14 июня, когда значительного таяния еще не наблюдалось и можно было ожидать, что изотопный профиль отражает изменения метеорологического цикла осень-зима-весна. Как видно на рис. 2, такой регулярный ход по профилю в общем прослеживается. Исключение составляет образец в середине толщи. Следует отметить, что этот образец отобран из ледяной прослойки.

Хорошо выраженный сезонный цикл δ -кривой позволяет заключить, что при образовании сезонного слоя снега происходит усреднение и сглаживание изотопного состава осадков. Конечно, надо учитывать и то, что шурф находился на высоте около 450 м от уровня моря и влияние местных циклонов, приносящих осадки с акватории Гренландского, Норвежского или Баренцева морей, меньше, чем на уровне метеостанции Баренцбург. Другой возможной причиной аномальных величин $\delta^{18}\text{O}$ может быть испарение на поверхности снежного покрова, сопровождающееся фракционированием изотопов кислорода. Величина изменения $\delta^{18}\text{O}$ зависит от температуры воздуха и времени испарения, т.е. станет заметной при малых количествах осадков [14]. Аномальный изотопный состав ледяной прослойки указывает на невозможность использования $\delta^{18}\text{O}$ вариации в вертикальном профиле для выделения сезонных слоев и стратифицирования льда.

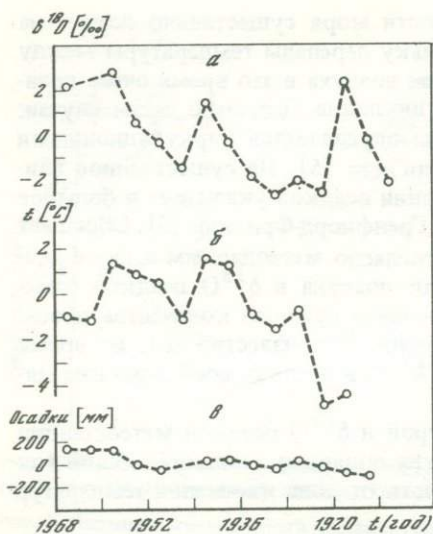


Рис 3. Вариации $\delta^{18}\text{O}$ относительно средних величин в вертикальном профиле ледораздела Гренфиорд—Фритйоф (а), средние величины температур воздуха (б) и количества осадков (в)

Влияние метаморфизации сезонных осадков в фирново-ледяных отложениях на первоначальный изотопный состав осадков было исследовано в керне. Для анализа были отобраны средние образцы высотой керна 30—40 см и упакованы на месте бурения в предварительно вакуумированные стеклянные ампулы, которые тут же были запаяны.

Средняя скорость осадконакопления была определена выделением реперных горизонтов, содержащих

β -активные изотопы ^{137}Cs и ^{90}Sr , образованные в ядерных превращениях при испытании термоядерных бомб. В 1951—1975 гг. она составила 75 см в год [3]. В верхней части керна, где влияние растекания относительно невелико, можно полученную величину осадконакопления экстраполировать. В период, для которого имеются данные метеонаблюдений (с 1912 г.), накопилась верхняя 47-метровая толща ледника. Для этой части нами выполнено 120 определений $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Чтобы уменьшить влияние отдельных аномальных величин $\delta^{18}\text{O}$, вызванных экстремальными метеороусловиями во время осадконакопления или процессами вторичных превращений накопленных осадков, все результаты обработаны методом математического сглаживания по пяти элементам. Нами вычислены арифметические средние $\delta^{18}\text{O}$ для трехметровых отрезков керна (время накопления четыре года). Полученные данные (рис. 3) даны относительно среднего для всех 120 образцов. Используя данные метеостанции, были вычислены средние температуры в период аккумуляции и среднее количество осадков для четырехлетних интервалов [4]. На рис. 3 средние температуры и соответствующие количества осадков также выражены относительно средних для всего периода (1912—1968 гг.).

Следует отметить, что привязка средних температур, зарегистрированных на метеостанции, к вариации $\delta^{18}\text{O}$ в осадках на ледоразделе возможна только в довольно грубом приближении. Установлено [5], что с высотой изменяется направление ветра, причем наблюдается тенденция к сдвигу преобладающих направлений ветра к северу. Естественно, что такая тенденция может обуславливать резкие расхождения в корреляции метеороусловий на ледоразделе и прибрежной станции. Как видно на рис. 3, изотопно-кислородный профиль удовлетворительно согласуется с температурной кривой, но встречаются и резкие аномалии. Более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ в накоплениях 1960—1968 гг. отчасти можно объяснить

резким возрастанием в начале 60-х годов интенсивного циклогенеза во всей полярной области, с чем связано и увеличение количества осадков [5]. За период 1960—1940 гг. соответствие между δ - и температурной кривыми почти идеальное. Однако очень большая величина $\frac{d\delta^{18}\text{O}}{dt} \times (1,5-1,8)$ является свидетельством того, что δ -кривая не отражает непосредственно изменений температур или, во всяком случае, изменений температур на метеостанции. Скорее всего в эти годы существовали весьма стабильные метеоусловия. Судя по количеству осадков в период аккумуляции, в основном повторились сходные циркуляционные механизмы.

Начиная с 40-х годов наблюдается смещение δ -кривой относительно температур воздуха на метеостанции. Однозначного объяснения этого смещения нет. Как известно, 30-е годы настоящего столетия характеризуются резким потеплением и сокращением площади и массы ледников в северном полушарии. Это потепление выявляется на изотопно-кислородных кривых Гренландии [19], о. Девон [15] и плато Ломоносова, на о. Западный Шпицберген. Не исключено, что в этом периоде на ледоразделе ледников Гренфиорд—Фритьоф во время абляции нередко весь накопленный сезонный снег полностью таял и наша возрастная интерпретация δ -кривой неправильная. Не исключено, что повышению средних температур в 1920—1924 гг. соответствует повышение концентрации O^{18} в отложениях, накопления которых нами связаны с 1924—1928 гг. Если это так, то привлекает внимание уменьшение величин $\frac{d\delta^{18}\text{O}}{dt}$. Установлено, что в эти годы был нарушен средний циркуляционный режим, увеличилось количество циклонов, проходивших над архипелагом или севернее его [5]. Мало менялось количество осадков в период аккумуляции, но повышалось количество жидких осадков в период абляции [4].

В то же время нельзя исключить возможности изменения первичного состава твердых осадков в период абляции. Большое количество жидких осадков и сильная инфильтрация могли привести к существенным изменениям типа питания, метаморфизма и полному стиранию первоначальной информации.

Для однозначного решения выдвинутых задач пока не хватает экспериментальных данных, особенно для привязки изотопно-кислородной кривой к временной шкале. Однако ясно, что изотопно-кислородный профиль "теплых" ледников отражает изменения не только температур, но целого комплекса метеорологических параметров, среди которых, по всей вероятности, решающими являются циклональный режим и условия ледовитости на окружающей акватории. Изученный нами ледораздел находится в экстремальных условиях, но вариации $\delta^{18}\text{O}$ удовлетворительно описывают метеорологические условия в большей части исследуемого временного интервала, что свидетельствует о перспективности применения изотопно-кислородного метода в изучении теплых ледников.

1. Бажев А.Б., Гордиенко Ф.Г., Смирнов К.Е. Вариации изотопа в толще Марухского ледника (Западный Кавказ). — В кн.: Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения. М.: Наука, 1973, вып. 21, с. 198–203.
2. Вайкмяэ Р.А. Зависимость изотопного состава осадков от метеорологических условий на Западном Шпицбергене и в Восточной Эстонии. — В кн.: Физические, изотопно-геохимические и геологические методы в изучении антропогена Эстонии. Таллин: Изд-во АН ЭССР, 1979, с. 5–13.
3. Изотопные, геохимические и стратиграфические исследования на ледоразделе ледников Гренфиорд—Фритъоф (о. Западный Шпицберген) / Р.А. Вайкмяэ, Ф.Г. Гордиенко. В.С. Загороднов и др. — В кн.: Материалы гляциологических исследований: Хроника, обсуждения. М.: Наука, 1977, вып. 30, с. 77–87.
4. Маркин В.А. Показатели многолетнего циркуляционного и метеорологического режима Шпицбергена (Свальбарда) и данные наблюдений гляциометеорологических станций. — В кн.: Материалы исследований области оледенения Шпицбергена (Свальбарда). М.: Наука, 1974. с. 5–24.
5. Оледенение Шпицбергена (Свальбарда) / Троицкий Л.С., Зингер Е.М., Корякин В.С. и др. — М.: Наука, 1975. 275 с.
6. Bloeker W., Dansgaard W., Lablans W.N. Some remarks on simultaneous measurements of particulate contaminants including radioactivity and isotopic composition of precipitations. — Tellus, 1966, vol. 18, N4, p. 774–785.
7. Dansgaard W. The isotopic composition of natural waters. — Meddel. Grönland, 1961, bd. 165, N2, s. 1–120.
8. Dansgaard W. Stable isotopes in precipitations. — Tellus, 1964, vol. 16, N4, p. 435–463.
9. Dansgaard W., Johnsen S., Reeh N., Qunderstrup N., Clausen H., Hammer C. Climatic changes, Norsemen and modern man. — Nature, 1975, vol. 225, N 5503, p. 24–28.
10. Gonfiantini R. Consultants meeting on stable isotope standards and intercalibration in hydrology and in geochemistry. Vienna: J.A. E. A., Final Rept, 1977, Mar. 21 p.
11. Hermann A., Stichler W. Messungen des gehalts und stabilen isotopen in einer temperierten randalpinen schneedecke. — Mitt. geogr. Ges. München, 1976, Bd. 61, S. 169–180.
12. Martinec J., Moser H., De Quervain M., Rauert W., Stichler W. Assesment of processes in the snowpack by parallel deuterium tritium and oxygen-18 sampling. — In: Proc. Symp.: Isotopes and impurities in snow and ice. IAHS Publ., 1977, N 118, p. 220–231.
13. Mook W. Stable carbon and oxygen isotopes of natural waters in the Netherlands. Isotop Hydrology, IAEA, 1970, p. 163–190.
14. Moser H., Stichler W. Deuterium and oxygen-18 contents as an index of the properties of snow covers. — In: Pros. of the Grindelwald Symp., 1974, Apr., IAHS—AISH Publ., 1975, N 114, p. 122–135.
15. Paterson W., Koerner R., Fisher D., Johnsen S., Clausen H., Dansgaard W., Bucher P., Oeschger H. An oxygen-isotope climatic record from the Devon Island ice cap, Arctic Canada. — Nature, 1977, vol. 226, N 5602, p. 508–511.

УДК 556.314.6.02

Ю.Б. СЕЛЕЦКИЙ, В.А. ПОЛЯКОВ

ДЕГИДРАТАЦИЯ: ЕЕ ВОЗМОЖНАЯ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Среди различных типов природной воды в минералах имеются так называемые кристаллизационные и конституционные воды [5, 6, 9, 16]. Кристаллизационная вода (в том числе и цеолитная) входит в кристаллическую решетку минералов в виде единиц молекул или их групп. Конституционная же вода присутствует в кристаллической решетке минералов,

главным образом, в виде гидроксильных ионов (OH^-) и реже ионов H_3O^+ . При изменении термодинамических условий в результате определенных геологических процессов (например, регионального метаморфизма) гидратированные, гидроксидсодержащие и содержащие ионы H_3O^+ минералы в горных породах могут выделять часть воды. Освобожденные в результате подобных процессов воды называются возрожденными, эндогидратогенными, ремобилизованными и т.п. [17 и др.].

Дегидратации подвержены любые породы: осадочные, метаморфические и магматические, в составе которых в той или иной форме находится вода. Процессы дегидратации в ряде случаев имеют геологические масштабы [3, 8 и др.]. Однако интерес исследователей, работающих над этой проблемой, в большей части ограничивается только изучением последствий дегидратации — преобразованием минералогического состава пород, их петрогенеза и литогенеза, "сушки" пород и т.п. и не затрагивает изменений, происходящих с изотопным составом воды и пород.

В предыдущих работах [13—15] впервые было обращено внимание на возможную роль дегидратации различных пород в формировании изотопного состава свободных (гравитационных) подземных вод. Однако распространение данных по изотопным составам водорода гидроксильных групп глин и суммарного кислорода на изотопный состав кристаллизационных вод (цеолитных, межслоевых), по-видимому, привело к завышению оценки масштабов таких эффектов (экспериментальные данные по коэффициентам фракционирования в системе "вода бассейнов седиментации—межслоевые воды" пока неизвестны). Рассмотрим поставленную проблему более детально. Одним из простых примеров дегидратации пород может служить процесс дегидратации гипса. Известно, что сульфат большинства гипсов и ангидритов морского происхождения, что гипс начинает выпадать из раствора, когда испарится около 1/3 первоначального объема воды нормального морского состава, и продолжает вплоть до начала садки галита. Лабораторными опытами показано, что сульфат кальция, выпадающий из раствора, всегда является гипсом. Кроме морского гипса имеются еще разновидности гипса, образованные в процессе гидратации ангидрита метеорными водами, и гипсы, образующиеся вследствие окисления сульфидов в условиях контакта с поверхностными или подземными водами [25].

Известно, что при дегидратации гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) переходит в ангидрит (CaSO_4). Количество освобождающейся при этом воды рассчитано: из 1 м³ гипса выделяется 486 л воды [3]. Каков же изотопный состав кристаллизационных вод эвапоритов? До использования масс-спектрометрических методов сведения по этому вопросу, приводимые различными исследователями, которые применяли плотностной и фотонейтронный методы, были противоречивыми. Судя по обобщающей работе [2], одно из первых масс-спектрометрических исследований изотопного состава водорода-18 кристаллизационных вод гипсов из разных месторождений было выполнено Бертичи в 1953 г., а Маасс в 1960 г. провела масс-спектрометрические исследования изотопного состава водорода и кислорода кристаллизационной воды стассфуртских карналлитов. Содержание кислорода-18 в них оказалось значительно выше, чем в океанической воде, а содержание дейтерия соот-

ветствовало его содержанию в метеорной воде. Такое низкое содержание дейтерия не нашло в данном случае удовлетворительного объяснения. (Предложению о перекристаллизации карналлитов под действием поверхностных вод противоречили: здесь низкие концентрации дейтерия в карналлите соляных промыслов Мертвого моря и высокое по сравнению со средней океанической водой содержание кислорода-18 во всех изученных карналлитах).

Зубером с соавторами [27] приводятся сведения по концентрации дейтерия в кристаллизационной воде карналлита ($KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$). Она оказалась равной $36,9 \pm 0,6\%$ (было получено 80% воды от теоретически возможного количества). Авторы показали, что при растворении в подземных условиях карналлита изотопный состав изначальной воды меняется за счет перехода в раствор гидратированной соли. Они считают, что для внесения ясности в вопрос изотопного сдвига, наблюдаемого для инфильтрационных вод, находящихся в контакте с гидратированными соляными минералами, надо исследовать изотопный состав кристаллизационных вод и выявить соответствующие коэффициенты фракционирования. Барре-ром и Денни [19] была выявлена общая закономерность: содержание дейтерия в гидратированных солях всегда меньше, чем в водных растворах, с которыми соли находятся в равновесии.

Ж. Фонтэ и Р. Гонфиантини [21, цит. в 12] при исследовании изотопного состава кристаллизованной воды в гипсах также установили, что она обеднена дейтерием на 15% по сравнению с морской водой, в то же время как кислородом-18 обогащена на 4% . В соответствии с найденными величинами ими были предложены формулы, по которым можно реконструировать изотопный состав эвапоритового бассейна, где образовался гипс:

$$\delta^{18}O_{\text{Море}} = \delta^{18}O_{\text{Гипс}} - 4;$$

$$\delta D_{\text{Море}} = \delta D_{\text{Гипс}} + 15.$$

Не противоречат указанным фактам сведения, приводимые в работе [25], показывающей, что воды гипсов являются чувствительным диагностическим инструментом для выявления механизма формирования гипсов (из испаряющихся рассолов путем гидратации ангидрита или же путем окисления сульфидов). Величины коэффициента фракционирования, приводимые в этой работе для системы гипс-вода, составляют $a_{18O} = 1,0040$ и $a_D = 0,980$ и почти не зависят от температуры в пределах $20-40^\circ\text{C}$, т.е. температур, характерных для эвапоритовых бассейнов.

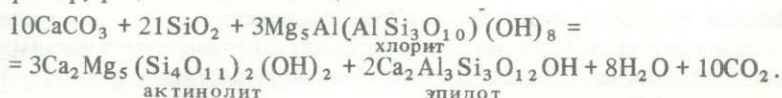
Поскольку существует мнение [25], что гипсы дегидратируются и переходят в ангидрит при температуре 42°C , т.е. на глубинах приблизительно 600 м (при нормальном геотермическом градиенте), то полагается [25], что вряд ли можно ожидать находки морских гипсов с составом воды, отражающим первоначальный изотопный состав морской воды. Однако такому предположению, по нашему мнению, противоречат многочисленные факты нахождения гипсов на больших глубинах. В случае дегидратации гипсов при таких температурах на глубинах более 600 м вообще не существовало бы этого пороодообразующего минерала, безотносительно морского ли он происхождения или любого другого. Кроме того, имеются

данные, что водные молекулы теряются гипсом при более высоких температурах (например, в справочнике [16] указывается, что гипс теряет первые полторы молекулы воды при 128°C и целиком дегидратирует при 163°C).

В целом можно заключить, что и гипсы являются источником облегченной по дейтерию (относительно материнского раствора) возрожденной воды и утяжеленной по кислороду-18.

И глинистые минералы, и эвапориты являются характерными породообразующими минералами осадочного чехла земной коры. Однако если поверхность литосферы на 75% сложена осадочными породами, то от общего объема земной коры на них приходится не более 5% [7]. Если осадочные породы покрывают платформенные области планеты, то для горноскладчатых провинций более характерны магматические и метаморфические породы, которым, как и глинам, и гипсам, также свойственны процессы дегидратации.

В горно-складчатых областях ведущую роль в отделении газов и воды играет региональный метаморфизм [4]. Наличие его фиксируется по составу преобразованных комплексов и анализом реакций минералообразования, свидетельствующих, в частности, о последовательной дегидратации в процессе прогрессивного метаморфизма [4 и др.]. Для того чтобы продемонстрировать эффект дегидратации горных пород при процессе регионального метаморфизма, приведем, заимствуя из работы [4], в качестве примера одну из многих реакций, имеющих место при формировании, например, фации зеленых сланцев:



В этой реакции процентное отношение воды от массы реагирующих минералов составляет 3,85%. В целом же подобные реакции приводят к появлению ремобилизированной воды в количестве от первых единиц процентов до 8% [4]. Что касается содержания дейтерия и кислорода-18 в водах, выделяющихся из магматических и метаморфических пород, то, обобщая экспериментальные данные по изотопному составу водорода и кислорода магматических пород, Тейлор [18] приходит к выводу, что в связи с существованием магмы лишь в ограниченных температурных пределах (приблизительно 700–1100°C) большинство вулканических и плутонических пород в 95–99% от рассмотренных автором объектов породы и вода изотопно равновесны при $t \geq 700^\circ\text{C}$ имеют весьма монотонные значения $\delta^{18}\text{O}$ (от +5,5 до +10‰) и δD (от -50 до -85‰). Метаморфические воды — продукт прогрессивного регионального метаморфизма, — по данным Тейлора, имеют изотопный состав, варьирующий в более широком диапазоне (особенно по кислороду-18): $\delta D = -20 \div -65\%$ и $\delta^{18}\text{O} = +5 \div +25\%$. При этом надо отметить, что подобные интервалы будут правомочными только в том случае, если достаточно точно известна температура метаморфизма, так как изотопное равновесие между силикатами и водой определено достигается лишь при температуре более 200°C, принимая во внимание длительность времени, необходимого для регио-

нального метаморфизма. (Для процессов регрессивного метаморфизма можно рассмотреть в дальнейшем роль гидратации пород в формировании изотопного состава гравитационных вод.) Таким изотопным составом будут обладать и возрожденные из магматических и метаморфических пород воды, если предположить, что процесс дегидратации не сопровождается изотопным эффектом [11], хотя не все исследователи [26] придерживаются такого мнения. Однако подобное явление [26], наблюдаемое для хлорита в лабораторных условиях, скорее свидетельствует о различии энергии связи различных гидроксильных групп в кристаллической решетке хлорита.

Если здесь же коснуться вопроса о направленности возможного вклада непосредственно ювенильных вод, то этим гипотетическим водам свойственны рассчитанные многими авторами на основании теоретических выкладок, так же как и для рассмотренных типов, отрицательные относительно SMOW концентрации дейтерия и положительные — кислорода-18 (например, по Олафсону и Рили, [28] $\delta D = -55\text{‰}$ и $\delta^{18}O = +7\text{‰}$).

Две рассмотренные нами выше реакции характеризуют переход в гравитационные воды только конституционных вод (хлорит) и только кристаллизационных (гипс). В глинах же, как и во многих метаморфических породах, присутствуют воды обоих типов. Изотопный состав конституционных вод глинистых минералов, образующихся из силикатных пород в гипергенных условиях, обусловлен изотопным составом метеорных вод и температурой процессов глинообразования. Процесс направлен так, что гидроксильные группы глинистых минералов обедняются дейтерием, а суммарный кислород окислов обогащается кислородом-18 по сравнению с равновесными в изотопном отношении водами, участвующими в процессах глинообразования [24]. Ниже приведены значения коэффициентов фракционирования изотопов водорода и кислорода в системе глинистый минерал—вода при нормальных температурах, заимствованные из работы [24].

Минерал	a_D минерал—вода	a_{18O} минерал—вода
Монтмориллонит	0,94	1,027
Каолинит	0,97	1,027
Глауконит	0,93	1,026

Кроме конституционных вод, глинистые минералы содержат гораздо больше прочносвязанных и рыхлосвязанных вод, общее количество которых для натрийзамещенных монтмориллонитовых глин может составлять более 800% [10].

Последние типы вод ассоциируют с глинистыми частицами в процессе седиментации, и их изотопный состав должен зависеть от фракционирования изотопов водорода и кислорода в системах "прочносвязанная вода глин—вода бассейна седиментации" и "рыхлосвязанная вода глин—вода бассейна седиментации". Рыхлосвязанная вода глинистых минералов обусловлена процессами осмотического набухания глинистых частиц, она легко удаляется при уплотнении глинистых пород, а также целиком те-

руется при высушивании глин при комнатных температурах. Это позволяет сделать вывод о том, что энергия связи рыхлосвязанной воды с глинистыми частицами незначительная, в силу чего нет веских оснований делать предположение о разделении изотопов водорода и кислорода при набухании глинистых частиц. Отжатие рыхлосвязанных вод при консолидации первичных глинистых осадков приводит к образованию огромного количества воды, идентичного по изотопному составу водам седиментационного бассейна. Выделение рыхлосвязанной воды происходит на начальной стадии диагенеза глинистой толщи, поэтому можно предположить, что основная масса воды возвращается обратно в бассейн седиментации, а часть сохраняется в виде поровых растворов.

Природа прочносвязанной воды глинистых минералов (синонимом этого термина являются такие определения, как кристаллизационные, цеолитные, межслоевые, гигроскопические, адсорбционные воды глин) имеет энергию связи 8–12 кДж на 1 моль воды и близка энергии образования кристаллогидратов, например гипса [10]. Образование прочносвязанной воды, как указывает Л.И. Кульчицкий [10], не сопровождается процессами капиллярной конденсации, а напоминает процесс гидратации ангидрита: $\text{CaSO}_4 + 0,5\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O} + 1,5\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Все это дает основание предположить, что в процессе образования прочносвязанной воды глинистых минералов может иметь место фракционирование изотопов водорода и кислорода, так же как при образовании кристаллогидратов солей, например гипса или карналлита. При таком допущении прочносвязанная вода глин (по крайней мере, локализованная в монослое) должна быть легче на 15–20‰ по дейтерию и тяжелее приблизительно на 4‰ по кислороду-18 по сравнению с водами, находящимися в изотопном равновесии с глинистыми минералами. При уплотнении глинистых пород даже в условиях обычных температур (18–20°C) при давлении 3000–5000 кг/см² происходит выделение не только рыхлосвязанной воды, но и значительной части прочносвязанной воды, что было показано, например, исследованиями А.Е. Бабинца [1]. Из этой же работы следует, что при проведении опытов с сарматскими глинами их весовая влажность была снижена с 26 до 6%, т.е. из одного кубического метра сарматских глин удавалось выделить 0,35–0,40 м³ порового раствора. Количество прочносвязанной воды зависит от типа глинистого минерала и их катионного замещения. В общем случае наибольшее количество прочносвязанной воды (до 38%) содержит Na-монтмориллонит; для минералов типа каолинита эта величина не превышает 4% [26].

При дегидратации глинистых минералов на стадии диагенеза происходит выделение, главным образом, прочносвязанной воды, которая может иметь изотопный состав, отличный от вод бассейна, из которого происходила седиментация глинистых частиц. Вероятно, такие воды будут обогащены кислородом-18 и обеднены дейтерием по сравнению с исходной водой, т.е. в них появится положительный кислородный сдвиг и отрицательный водородный даже в условиях низких температур.

В условиях глубокого метаморфизма глинистых пород при температурах свыше 350°C может происходить их дегидратация с выделением

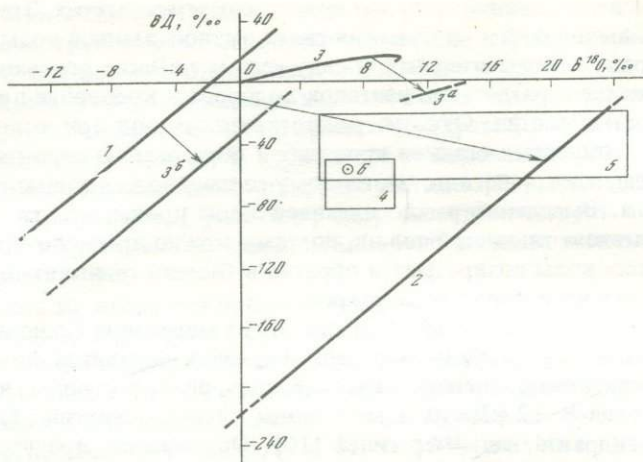
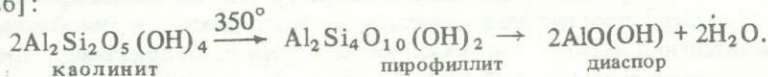


Рис. 1. Изотопный состав водорода и кислорода различных видов дегидратирующих пород

1 — линия метеорных осадков [20]; 2 — "каолинитовая" линия [18]; 3 — соотношения дейтерия и кислорода в концентрирующихся путем испарения морских водах [22]; 3а, б — "гипсовые" линии (построены по данным [20, 22, 25]): 3а — для морского гипса, 3б — для гипса, генерируемого в результате гидратации ангидрита метеорными водами; 4 — магматические породы [18]; 5 — метаморфические породы [18]; 6 — гипотетические ювенильные воды [28]

Стрелками показана направленность (от произвольно выбранного изотопного состава исходных вод) формирования изотопного состава водорода и кислорода глин и гипсов

конституционной воды, например при деструкции молекулы каолинита [26]:



В этом случае освобожденная вода будет еще в большей степени обогащена кислородом-18 (примерно на 20‰) и обеднена дейтерием (примерно на 30‰) [18, 23, 26]. В частности, исходя из гипотезы тектоники плит Х.Тейлор [18] допускает, что содержание дейтерия в "первичной магматической" (синоним — "ювенильной") воде может быть обусловлено процессами деструкции глинистых минералов при вовлечении их в магматический очаг в зонах субдукции (поглощения) океанических плит. В этом случае при температуре магматического очага более 700°C образующаяся вода будет иметь изотопный состав по водороду, свойственный среднему изотопному составу аутигенных гидроксилсодержащих минералов ($\delta D \approx -50 \div -80\text{‰}$), а по изотопному составу кислорода она должна быть равновесной с породами ультраосновного состава, т.е. иметь $\delta^{18}\text{O}$, варьирующее от +6 до +8‰.

Подводя итог изложенному, отметим, что частичная, а тем более полная дегидратация пород рассмотренных типов, возможно, является процессом, ведущим к появлению подземных гравитационных вод, относительно облегченных по дейтерию и относительно утяжеленных по кисло-

роду-18. Этот факт иллюстрируется на рис. 1, где показан изотопный состав (относительно дейтерия и кислорода-18) всех рассмотренных типов дегидратируемых пород. "Гипсовая" линия для морского гипса проведена здесь исходя из соответствующих коэффициентов разделения [22, 25] и с учетом того, что морской гипс выпадает из морской воды соответствующих стадий концентрирования, когда концентрации дейтерия и кислорода-18 незначительно отличаются от своих "морских" значений. "Гипсовая" линия для гипса, генерируемого в результате гидратации ангидрита метеорными водами, проведена исходя из тех же коэффициентов фракционирования и соотношения дейтерия и кислорода-18 для метеорных вод, выражаемого линией для атмосферных осадков [20].

В целом можно заключить, что проблема с изотопным составом возрожденных вод рассмотрена здесь по теоретическим предпосылкам, в ряде случаев пока не подкрепленных экспериментальными данными. Дальнейшие исследования в этом направлении, нацеленные на количественную оценку изотопного эффекта возрожденных вод в глобальном масштабе и для конкретных участков, должны сочетать в себе натурные и экспериментальные работы, проводимые специалистами. Безусловно, окончательное решение этой проблемы может быть основано лишь на экспериментальных данных лабораторных и полевых исследований.

Некоторые из затронутых в статье моментов в настоящее время могут быть дискуссионными. Авторы будут благодарны всем за замечания и предложения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабинец А.Е. О составе поровых растворов из глинистых пород кайнозоя. — В кн.: Исследование и использование глин. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956, с. 50—74.
2. Борцевский Ю.А., Христианов В.К. Изотопный состав кристаллизационной воды соляных минералов. — Геохимия, 1965, № 7, с. 844—850.
3. Валяшко М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 397 с.
4. Вартамян Г.С. Месторождения углекислых вод горно-складчатых регионов. — М.: Недра, 1977. 288 с.
5. Вода. — В кн.: БСЭ. 3-е изд., 1971, т. 5, с. 510—512.
6. Вода в минералах. — В кн.: Геологический словарь, М.: Недра, 1978, т. 1, с. 107.
7. Иванова М.Ф. Общая геология. М.: Высшая школа, 1967. 400 с.
8. Карцев А.А., Вагин С.Б. О роли "межслоевых" вод глинистых минералов в формировании подземных вод. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 3, с. 64—66.
9. Климентов П.П., Богданов Г.Я. Общая гидрогеология. М.: Недра, 1977. 357 с.
10. Кульчицкий Л.И. Роль воды в формировании свойств глинистых пород. М.: Недра, 1975. 211 с.
11. Земля: Введение в общую геологию. М.: Мир, 1974. 345 с. Т. 2. Гл. 9. Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л. и др. Метаморфизм.
12. Природные изотопы гидросферы /В.И. Ферронский, В.Т. Дубинчук, В.А. Поляков и др. М.: Недра, 1975. 280 с.
13. Селецкий Ю.Б. Дегидратация глин как возможный фактор формирования изотопного состава подземных вод. — Водные ресурсы, 1978, № 3, с. 148—152.
14. Селецкий Ю.Б. О возможной причине "дефицита" концентраций дейтерия в водах осадочной оболочки Земли и дополнительном механизме изотопного сдвига в подземных водах. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 53, вып. 1, с. 149.

15. Селецкий Ю.Б. Сравнительная оценка роли дегидратации различных типов пород в формировании изотопного состава подземных вод. — В кн.: Ядерные и изотопные методы исследования природных вод: (Тез. докл. Всесоюз. семинара). М., 1979, с. 10—11.
16. Справочник химика, т. II, Л; М.: Гостехиздат, 1963, с. 94—95.
17. Сухарев Г.М. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М.: Недра, 1979. 349 с.
18. Тейлор Х.П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования. — В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 213—298.
19. Barrer R.M., Denny A.F. Water in hydrates. 1. Fractionation of hydrogen isotopes by crystallisation of salt hydrates. — J. Chem. Soc., 1964, Sept., p. 4677—4684.
20. Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. — Science, 1961, vol. 133, p. 1702—1703.
21. Fontes J.Ch., Gonfiantini R. Component isotopique au cours de l'évaporation de deux bassins sahariens. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1967, vol. 3, p. 258—266.
22. Gonfiantini R. Effetti isotopici nell' evaporazione di acque salate. — Atti. soc. Tosk. sci. natur. Ser. B, 1965, vol. 72, p. 550—559.
23. O'Neil J.R., Kharaka Y.K. Hydrogen and oxygen isotope exchange reactions between clay minerals and water. — Geochim. et cosmochim. acta, 1976, vol. 40, p. 241—246.
24. Savin S.M., Epstein S. The oxygen and Hydrogen isotope geochemistry of clay minerals. — Geochim. et cosmochim. acta, 1970, vol. 34, p. 25—42.
25. Sofer Z. Isotopic composition of hydration water in gypsum. — Geochim. et cosmochim. acta, 1978, vol. 42, p. 1141—1149.
26. Suzuoki T., Epstein S. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. — Geochim. et cosmochim. acta, 1976, vol. 40, p. 1229—1240.
27. Zuber A., Grabczak J., Kolonko M. Environmental and artificial tracers for investigating leakages into salt mines. — In: Isotope hydrology 1978. Vienna: I.A.E.A., vol. 1, 1979, p. 45—62.
28. Olafsson J., Riley J.P. Geochemical studies on the thermal brine from Reykjanes (Iceland). — Chem. Geol., 1978, vol. 21, N 3, 4, p. 219—237.

УДК 622.5:621.039.8

Б.В. КАРАСЕВ, Н.Н. КРИШТАЛ, В.А. ПОЛЯКОВ

РАСЧЛЕНЕНИЕ ВОДОПРИТОКОВ В КАРЬЕР АЯТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОКСИТОВ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ИЗОТОПОВ ВОДОРОДА, КИСЛОРОДА И УГЛЕРОДА

Район исследований расположен в южной части Тобольского артезианского бассейна. Аятское месторождение бокситов расположено в долине р. Тобол. Непосредственно на месторождении, как и в целом по району, выделяются следующие водоносные горизонты и комплексы [1, 3]: 1) Водоносный горизонт аллювиальных отложений приурочен к долине р. Тобол, протягивающейся с севера на юг. Воды аллювиальных отложений пресные с общей минерализацией до 0,8 г/л. Питание водоносного горизонта осуществляется за счет инфильтрации атмосферных и талых вод по всей его площади развития, инфильтрации поверхностных вод р. Тобол и при осушении — за счет разгрузки нижележащих водоносных горизонтов; 2) Водоносный комплекс среднего эоцена и верхнего мела распространен повсеместно, за исключением отдельных участков.

Морские отложения среднего эоцена, представленные песчаниками, глауконито-кварцевыми песками и глинами, с размывом залегают на песчаных отложениях верхнего мела. Воды горизонта слабонапорные, по химическому составу воды преимущественно солоноватые хлоридно-гидрокарбонатного и хлоридно-сульфатного типов; 3) Водоносный комплекс палеозойских пород развит повсеместно и содержит напорные трещинные и трещинно-карстовые воды. Водовмещающие породы представлены вулканогенными эффузивными и осадочными породами, среди которых блоками различных размеров и формы залегают известняки. Воды пресные с величиной сухого остатка до 1 г/л и слабосолоноватые с величиной сухого остатка до 2,5 г/л. Изучение гидрогеологических условий эксплуатации карьера Аят-II имеет значение не только для разработки этого карьера, но и позволяет оценить направление работ и уверенно прогнозировать водопритоки в будущие карьеры.

При разведке месторождения Аят-II получены результаты, которые предположительно свидетельствовали об отсутствии гидравлической связи поверхностных и подземных вод в радиусе до 2 км от карьера. На основании расчетов предполагалось, что к концу отработки карьера водоприток в него составит 350 м³/час. Однако уже в 1975 г. водоприток в карьер превысил вдвое это значение (700 м³/час). Вновь была проведена оценка возможности поступления речных вод в карьер и был сделан вывод о взаимосвязи реки и палеозойского водоносного горизонта на участках, удаленных от карьера на расстояние до 10 км вверх и вниз по течению реки, где породы скального фундамента обнажаются в русле р. Тобол. Предполагалось, что в этих зонах вода проникает в сеть трещин и разломов палеозойского комплекса, а затем поступает в карьер. Обосновать это положение на основе изучения химического состава подземных вод на месторождении трудно, так как эти воды имеют пестрый химический состав, близкий к водам реки Тобол.

Для изучения связи водоносных горизонтов в районе месторождения Аят-II и оценки доли речного стока в формировании водопритоков в карьер были проведены исследования с использованием естественных изотопов водорода, кислорода и углерода. Выделение карбонатного осадка для определения содержания радиоуглерода в подземных и поверхностных водах производилось по известной методике осаждения, предложенной в работе [2]. В ходе осаждения необходимо проводить контроль за подтопой осаждения гидрокарбонат-иона, особенно для вод с малым содержанием HCO_3^- . Поскольку исходные растворы являются щелочными, метод определения HCO_3^- и CO_3^{2-} титрованием неприменим. Объемный газовый метод, используемый в ряде случаев для определения содержания карбонатов [4], также мало пригоден вследствие низкой чувствительности. Для этих целей был разработан модифицированный объемный метод. Описываемый метод и прибор могут быть использованы также при определении суммарного содержания компонентов карбонатной системы исследуемых вод. Определение проводится в приборе, изображенном на рис. 1. За счет того, что измерение объема выделившегося газа проводится более чувствительным методом, появляется возможность определения CO_2 из небольшого (100–200 мл) объема пробы воды. Особое

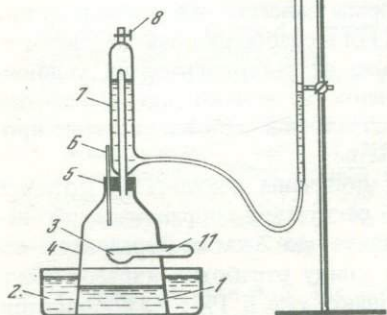


Рис. 1. Прибор для определения содержания карбонатов в растворе

1 — проба воды; 2 — сосуд с водой; 3 — чашечка; 4 — корпус прибора; 5 — пробка; 6 — термометр; 7 — цилиндр измерительной части прибора; 8 — кран

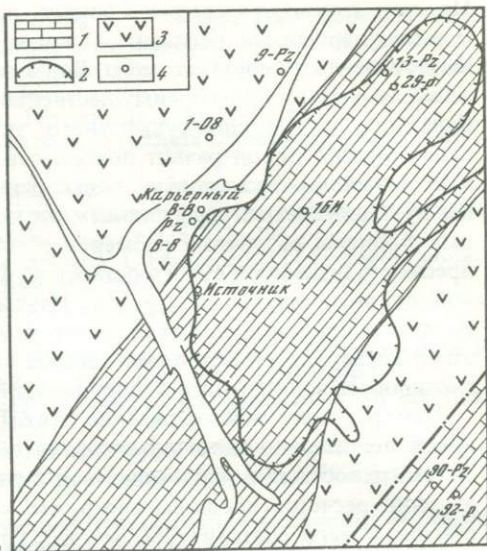


Рис. 2. Схема расположения водопунктов опробования

1 — известняки; 2 — контур карьера; 3 — порфириты; 4 — точки опробования; ВВ — водоотлив

внимание нужно обратить на поддержание постоянной температуры прибора, которую контролируют по термометру. Сравнение результатов определения содержания гидрокарбонат-иона в пробе с результатами определения эталонных растворов удобно проводить, строя график в координатах содержания HCO_3^- в пробе—объем выделяющегося газа. Ниже приведены результаты параллельных определений содержания HCO_3^- в пробе воды с концентрацией 136 мг/л. Погрешность определения в данном случае составляет около 1,2 %.

Объем выделившегося газа, V мл

8,5	8,5
8,7	8,4
8,4	8,7
8,5	8,8
8,7	8,3

Среднее 8,55

$$S^2 = \frac{\sum (V_i - V_{\text{ср}})^2}{n - 1}$$

$$S_{\text{отн.}}\% = \frac{0,1 \cdot 100}{8,55} = 1,17\%$$

Метод дает удовлетворительные результаты при средних высоких содержаниях HCO_3^- , а также позволяет получать результаты, сопоставимые с полученными по методу титрования. Так, в водопроводной воде пос. Зеленого содержится 130 ± 5 мг/л HCO_3^- (результат титрования, газометрическим методом получено значение 125 ± 3 мг/л).

Газометрический метод можно применять в тех условиях, когда стандартная методика титрования не обеспечивает хороших результатов

(пробы с большим содержанием солей; пробы, содержащие органические вещества, титрующиеся кислотами; щелочные пробы и т.д.). Так, например, в одной из проб воды с большим содержанием хлорида кальция и органических веществ метод титрования дал результат 3091 мг/л HCO_3^- . С применением объемного метода определена существенно меньшая величина содержания гидрокарбонат-иона — 769 мг/л. Объемный метод использовался для контроля за полнотой осаждения CaCO_3 в процессе осаждения. При концентрациях HCO_3^- 130 мг/л (питьевая вода пос. Зелёный) осаждение происходит на 80–90%. Аналогичный результат получен и при осаждении вод источника Айгерлич (Армянская ССР), в котором концентрация HCO_3^- составляет около 80 мг/л. С уменьшением минерализации и увеличением органического вещества в пробах доля осажденного карбоната кальция уменьшается. Частично это связано с его растворимостью (вычисленная растворимость на основании значения произведения растворимости CaCO_3 составляет примерно 15 мг/л), а частично может быть вызвано влиянием органических веществ, поэтому при малых концентрациях HCO_3^- необходимо в каждом случае выбирать условия осаждения (концентрацию Ca^{2+} и NaOH) при контроле с помощью объемного метода.

При концентрировании карбонатов путем осаждения CaCO_3 в водах малой минерализации и с малым содержанием гидрокарбонат-иона (10–50 мг/л) происходит неполное выделение из раствора CaCO_3 и процесс осаждения продолжителен. В целях расширения методики осаждения нами проведена серия лабораторных экспериментов по выделению карбонат-иона на осадке $\text{Ca}(\text{OH})_2$. Эксперименты показывают, что при концентрации $\text{CaCl}_2 \sim 12$ г/л и концентрации щелочи NaOH около 5 г/л происходит выпадение гидроксида кальция $\text{Ca}(\text{OH})_2$, который захватывает из раствора основное количество карбонат-иона (до 80–90%) при концентрации HCO_3^- до 6 мг/л. Таким образом, предлагаемый способ позволяет применить метод осаждения и для выделения HCO_3^- из вод с малой минерализацией. Возможно, что использование в качестве соосадителя гидроокиси магния позволит уменьшить расход реактивов.

При проведении осаждения проб в полевых условиях на Аятском месторождении бокситов выяснилось, что во многих случаях пробы воды, отобранные методом желонирования, содержат значительное количество мелкодисперсных взвесей, которые с трудом седиментируются при отстаивании воды. Возникла необходимость в быстрой очистке проб. Для этого нами применялся метод частичного осаждения карбоната кальция. К пробе воды, содержащей взвеси, добавлялось некоторое количество раствора щелочи до начала процесса коагуляции гидроокисей, однако при этом рН раствора доводилось лишь до значений 7–8. Выпадающий осадок увлекал из раствора взвеси и в течение 15–30 мин осветлял его, а основная часть гидрокарбонатов оставалась в растворе. Осветленные растворы переливались в другую емкость, где производилось окончательное осаждение карбонатов. Отдельные эксперименты не показывают заметного различия в величине $\delta^{13}\text{C}$ для проб, полученных методом полного и частичного осаждения, что связано, по-видимому, с малым коэффициентом фракционирования изотопов углерода в системе раствор–твёрдая фаза.

Таблица 1

Данные по изотопному составу углерода подземных вод
исследуемого района

Наименование водопункта	Дата отбора	Содержание HCO_3^- , мг/л
р. Тобол	12. 12. 75	96
То же	4. 09. 77	—
Скв. 3-э	2. 08. 75	227
Смешанный карьерный водоотлив	13. 07. 75	221
То же	3. 09. 77	—
Источник	19. 07. 75	151
То же	5. 09. 77	—
Карьерный водоотлив	25. 07. 75	165
Скв. 16-и	29. 07. 75	186
То же	21. 07. 76	—
То же	6. 09. 77	—
Скв. 92	23. 07. 75	183
Скв. 1	26. 07. 75	185
Скв. 13	27. 07. 75	204
Скв. 29	28. 07. 75	145
Скв. 90	30. 07. 75	227
Скв. 9	1. 08. 75	186

Таблица 2

Доля речных вод в карьерных водоприитоках, вычисленная
по содержанию дейтерия и кислорода-18

Водоисточник	$\delta D, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	Доля речных вод, %	
			по D	по ^{18}O
р. Тобол	-81	-7,4	100	100
Скв. 92, K + P	-125	-13,6	0	0
Скв. 29, K + P	-132	-15,1		
Скв. 13	-126	-14,0		
Смешанный карьерный водоотлив	-110	-11,3		
Источник в карьере	-111	-11,2	35	44
Палеозойский карьерный водоотлив	-109	-11,4	39	41

Отбор проб на содержание изотопов водорода, кислорода и углерода осуществлялся в точках, расположенных по профилю, секущему депрессию (рис. 2). По скважинам № 90, 13, 16-и, 9 получены данные о содержании радиоуглерода в палеозойском водоносном горизонте. Для определения фонового содержания радиоуглерода (вне зоны влияния месторождения) в этом горизонте была выбрана скв. 3-э.

^{14}C	$\delta^{13}\text{C}$	Доля вод палеозойского горизонта, %	Доля речных вод, %
110,8 ± 3,0	- 9,8	-	100
99,5 ± 8,3		0	-
7,6 ± 1,6	-11,1	100	0
40,1 ± 1,2	-11,4	68	32
54,7 ± 4,4	-	54	46
40,9 ± 1,0	- 9,9	68	32
53,0 ± 3,6	-	50	-
43,6 ± 2,0	-	-	-
25,3 ± 2,7	-10,7	83	17
31,2 ± 2,8	-	78	23
41,9 ± 3,0	-	67	33
19,0 ± 2,0	-	-	-
56,5 ± 2,0	-12,4	-	-
19,0 ± 2,5	-12,0	-	-
10,3 ± 3,0	-11,9	-	-
17,3 ± 2,4	- 8,6	-	-
10,0 ± 3,6	-	-	-

Для определения взаимосвязи аллювиального и мел-палеогенового водоносных горизонтов были определены содержания радиоуглерода в водах, вскрываемых скважинами 1, 29 и 92. Производился также отбор проб из смешанного карьерного водоотлива, источника из палеозойских известняков в борту карьера и реки. В режимном плане на содержание дейтерия и кислорода-18 опробовались воды из реки, скв. № 1, 29, 13, 90 и 92, смешанного карьерного водоотлива и источника в борту карьера. Радиоуглерод и отношение $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ определялись в водах смешанного водоотлива, источника в борту карьера, в водах аллювиальных отложений и в реке. Результаты определения содержания изотопов в пробах представлены в табл. 1 и 2.

Наибольшие содержания радиоуглерода, как и следовало ожидать, обнаружены в р. Тобол, где они достигают 100–110% от современного стандарта, и в водах аллювиального водоносного горизонта (скв. 1) – 56%. Наименьшая концентрация углерода отмечается в водах палеозойского комплекса (скв. 3-э – 7,6%, скв. 9 – 10%), а также в водах рудного тела (скв. 29 – 10,3%). Содержание радиоуглерода в водах палеозойского комплекса в районе карьера Аят-II составляет примерно 8%. Эта величина, по всей вероятности, является фоновой для подземных вод палеозойского водоносного комплекса на исследуемой территории и связана с его гидродинамическими условиями. Воды других водоносных горизонтов, опробованных в районе карьера, содержат промежуточные концентрации радиоуглерода. Содержание радиоуглерода в водо-

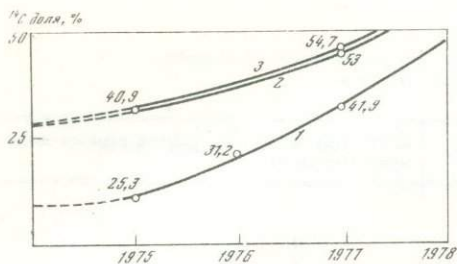
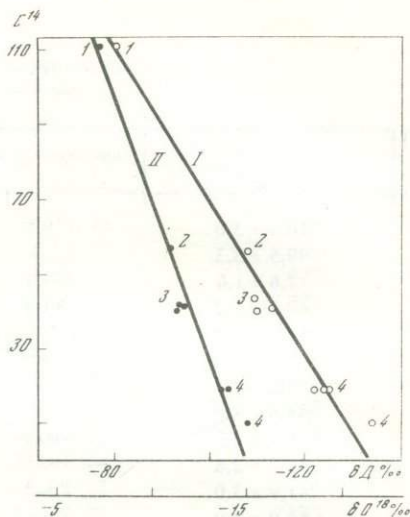


Рис. 3. Изменение доли поверхностных вод в скв. 16-и в процессе эксплуатации, в источнике известняков палеозоя и смешанном карьерном водоотливе (кривые 1, 2, 3 соответственно)

Рис. 4. Соотношения между содержанием дейтерия, кислорода-18 и радиоуглерода в водах Аятского месторождения

1 — река Тобол; 2 — аллювий; 3 — карьерные водоотливы; 4 — скважины (13, 29, 90).
 I — зависимость $^{14}\text{C} - \delta\text{D}$, II — зависимость $^{14}\text{C} - \delta^{18}\text{O}$.



отливах и источнике в борту карьера значительно выше, чем в скважинах, вскрывающих мел-палеогеновый и палеозойский водоносные горизонты. Это обстоятельство позволяет сделать вывод, что поступление радиоуглерода в воды карьерного водоотлива и источник исходит из р. Тобол и ее подруслового стока.

В целях проверки этого вывода были запланированы исследования по определению содержания радиоуглерода в источниках, дренирующих палеозойский горизонт в карьере, и по изучению изменения содержания радиоуглерода в скв. 16-и. Режимные исследования содержания радиоуглерода в скважине 16-и в центре карьера в палеозойских известняках, показывают, что содержание ^{14}C непрерывно увеличивается в процессе эксплуатации карьера. Это говорит в пользу предположения о поступлении в палеозойский горизонт "молодых" вод, доля которых по мере эксплуатации карьера возрастает (рис. 3). Происходит процесс смешения вод, богатых радиоуглеродом, с водами палеозойского горизонта. На рис. 4 представлена корреляционная зависимость между содержанием радиоуглерода и изотопным составом водорода и кислорода в исследованных водах. Точки для всех опробованных водопунктов удовлетворительно ложатся на корреляционные прямые, что может свидетельствовать о процессе смешения вод, причем за исходные концентрации можно принять содержания изотопов в р. Тобол и в палеозойском водоносном горизонте. Таким образом, воды карьерных водоотливов и источников на основании изотопных исследований можно представить как воды смешения. Если считать, что смешиваются воды палеозойского горизонта и воды р. Тобол, можно рассчитать вклады этих составляющих в различных частях карьера и во времени. Данные расчета представлены в табл. 2. Расчет производился по известной формуле смешения: $P_1 + P_2 = 1$;

$P_1^{14}C_1 + P_2^{14}C_2 = {}^{14}C_3$, где P_1P_2 — доля вод различных составляющих смеси, нормированная на единицу; ${}^{14}C_1$, ${}^{14}C_2$, ${}^{14}C_3$ — содержание радиоуглерода в водах до смешения и в смеси. Как следует из табл. 1, полученные результаты свидетельствуют о возрастающем во времени поступлении молодых вод в карьерный водоприток. На основании экстраполяции кривой (см. рис. 3) можно прогнозировать изменение доли отдельных составляющих карьерного водопритока во времени. В 1976 г. в суммарном карьерном водоотливе эта доля составляла $32 \pm 5\%$, а в 1977 г. достигла $46 \pm 4\%$. Нарастание доли речных вод наблюдается также в скважине 16-и. Эта доля по годам составляет: 1975 г. — 17%, 1976 г. — 23, 1977 — 33%. Данные режимных наблюдений по содержанию дейтерия и кислорода-18 в подземных и поверхностных водах приведены в табл. 1. Наибольшие средние содержания дейтерия и кислорода-18 отмечаются в речных водах: $D_{ср} = -81\text{‰}$ и ${}^{18}O_{ср} = -7,9\text{‰}$. Более низкие содержания дейтерия и кислорода-18 зафиксированы в скважинах 13, 29 и 92, вскрывающих воды палеозойского и мел-палеогенового комплексов. Содержание дейтерия и кислорода-18 в воде карьерных водоотливов и аллювия занимают промежуточное положение между содержанием этих изотопов в реке и водах мел-палеогенового и палеозойского водоносных комплексов. Это свидетельствует в пользу предположения о том, что в формировании аллювиального горизонта и карьерных водоотливов принимают участие воды реки и водоносных комплексов.

На основании экспериментальных данных по формулам смешения проведена оценка доли речных вод в карьерных водопритоках (см. табл. 2).

Доля речных вод в карьерных водопритоках в среднем составляет 40% от суммарного количества воды, откачиваемой из карьера.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гидрогеология СССР. Т. XXXIII. М.: Недра, 1966. 363 с.
2. Карасев Б.В., Поляков В.А. Ускоренный метод концентрирования карбонатов для радиоуглеродного датирования подземных вод. — В кн.: Гидрогеологические и инженерногеологические исследования изотопными методами. М.: ВСЕГИНГЕО, 1974, вып. 59, с. 87–90.
3. Мухамеджанов С.М. Гидрогеология северо-восточной части Казахстана. Алмата: Изд-во АН КазССР, 1970. 330 с.
4. Соколов И.Ю., Резников А.А., Муликовская Е.П. Методы анализа природных вод. М.: Недра, 1968. 408 с.

УДК 546.02.551.49

Л.Г. СОКОЛОВСКИЙ, М.П. ЕЖОВА, В.А. ПОЛЯКОВ

РАДИОАКТИВНЫЕ И СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ ПРИ РЕШЕНИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Региональные гидрогеологические исследования, планомерно и последовательно проводимые в нашей стране, позволили охарактеризовать в ее границах закономерности распространения толщ горных пород, отличающихся определенными условиями обводненности; общие закономерности формирования и движения подземных вод; оценить перспективы

разных регионов в отношении использования подземных вод в различных областях народного хозяйства. Иными словами, региональная гидрогеология является основой для проектирования и проведения поисково-разведочных работ на различные типы подземных вод. Комплекс подобных исследований широко используется также для оценки роли подземных вод в формировании и разрушении месторождений полезных ископаемых, для прогноза изменения гидрогеологических условий в результате возведения проектируемых гидротехнических объектов. В то же время эффективность современных региональных гидрогеологических исследований в заметной степени снижается приближенностью значений обобщаемых показателей. Зачастую достоверность оценки региональной динамики подземных вод, проводимой с большой тщательностью, снижается при недостаточном учете тектонических условий района и, особенно, современных движений. Тектоника обуславливает нарушение сплошности пласта, изменение градиента его уклона во времени. Динамичность в относительно ограниченном временном интервале гидрогеохимических условий, а также ряда параметров водовмещающих емкостей требует применения в региональных гидрогеологических исследованиях методов, позволяющих четко определять геологические условия на разных этапах формирования подземных вод. Этим и определяются большие возможности использования изотопных методов в практике региональных гидрогеологических исследований, основой которых является гидрогеологическая съемка. В общем комплексе съемочных работ наибольшее значение имеет среднемасштабная гидрогеологическая съемка, проводимая планомерно по всей территории Советского Союза.

В соответствии с этим начиная с 1973 г. Всесоюзным научно-исследовательским институтом гидрогеологии и инженерной геологии (ВСЕГИНГЕО) в комплексе опытно-производственных работ при гидрогеологической съемке масштаба 1:200 000 широко используются изотопные методы. Работы проводились в западной части Армянского вулканического нагорья, в горах Копет-Дага, в северной части Прибайкалья (западная часть трассы БАМ в границах Иркутской области). В подземных водах изучалось содержание дейтерия, кислорода-18, радиоуглерода, изотопов урана. Выбор районов исследований определялся существенным различием и резкой спецификой гидрогеологических условий, что давало возможность сопоставлять результаты, полученные в районе молодого вулканизма с активной поствулканической деятельностью, в районе, характеризующимся переходными условиями от молодой Туранской плиты к альпийской геосинклинали, в районе древней Восточно-Сибирской плиты.

Задачей изотопных исследований была оценка возможности и целесообразности применения, а также место этих исследований в комплексе съемочных работ и их информативность. Объектами изучения являлись уже известные или выявленные в процессе съемки гидрогеохимические аномалии, которые в ряде случаев были и аномалиями гидрогеотермическими и водоносные зоны разломов. Точки опробования выбирались в наиболее изученных районах и располагались так, чтобы по возможно-

сти полно охарактеризовать области питания водоносных горизонтов (водоносных зон трещиноватости, зон разломов), транзита, разгрузки подземных вод. В преобладающем большинстве случаев проводилось одновременное определение изотопов урана, водорода и кислорода. В меньшем количестве определялся радиоуглерод, а также стабильные изотопы углерода. Анализ полученных результатов основывался на характеристике гидрогеохимических условий (изменение по площади и в разрезе химического состава вод, содержание микрокомпонентов и водорастворенных газов). Использовались материалы, характеризующие гидрогеотермическую зональность. Определение естественных стабильных и радиоактивных изотопов проводилось в лаборатории изотопных методов и КГГЭ ВСЕГИНГЕО по общепринятым методикам [4, 1]. Полученные результаты свидетельствуют о целесообразности использования изотопных методов при среднемасштабном гидрогеологическом картировании и высокой информативности. В результате проведенных работ стало возможным по-новому представить условия формирования, движения и разгрузки подземных вод даже в таких районах, которые относятся к наиболее полно изученным. Материалы, полученные в западной части Армянского вулканического нагорья, уже нашли частичное отражение в ряде публикаций [2, 10]. Они по-прежнему представляют интерес как пример успешного использования метода для решения достаточно широкого круга задач. Регион включал северную часть Араратской долины, Апаранскую котловину, западную часть Гегамского вулканического нагорья, а также потухших вулканов Арагац (абс. отм. 4090 м) и Араилер (абс. отм. 2575 м). Обнажающиеся на дневной поверхности горные породы представлены преимущественно лавами андезитового, андезито-базальтового и андезито-дацитового плиоценового и плиоцен-четвертичного возраста, мощность которых достигает 700—800 и более м. Лавы сильнотрещиноваты, с большим числом "гидрогеологических окон". Под лавовыми покровами погребены древние русла речных долин, сложенные вулканическими шлаками и валунно-галечниковыми образованиями, где накапливаются инфильтрационные воды. Для всего региона характерно наличие четкой высотной гидрохимической зональности, когда минерализация источников возрастает от 40—60 мг/л на абсолютной высоте более 2 тыс. м, до 0,6 г/л — на высоте от 700 до 1000 м. В этом же направлении температура источников увеличивается от 2 до 15 °С. На фоне такой закономерности аномальными являются источники, выявленные в кратерной и прикратерной зоне Арагаца на высоте более 3—3,5 тыс. м, минерализация которых достигает 1,3 г/л, а температура 9 °С [10]. В соответствии с этим утвердилось мнение, что привершинная часть Арагаца и других вулканов нагорья является областью наиболее интенсивной аккумуляции атмосферных осадков; наиболее активно разгрузка вод осуществляется по контактам разновозрастных лав в долинах крупных рек и в районе оз. Айгерлич [3]. Аномальные источники кратерной и прикратерной зон, по мнению ряда авторов, имеют глубинное происхождение [10]. Изучение содержания дейтерия в водах источников, расположенных на разных гипсометрических отметках, в осадках выпадающих в разное время года, позволило

Таблица 1

Изотопный состав подземных вод отдельных регионов СССР

Наименование водопункта	Содержание			
	урана, г/л	радия, г/л	радона, Ки/л	
1	2	3	4	
Туркменская ССР				
Р. Чулинка	$2 \cdot 10^{-7}$	$2,4 \cdot 10^{-12}$	$2 \cdot 10^{-9}$	
Ист. Багиг	$5 \cdot 10^{-7}$	$1,0 \cdot 10^{-12}$	$5 \cdot 10^{-10}$	
П/з Кадамга	$1 \cdot 10^{-6}$	$2,0 \cdot 10^{-12}$	$2 \cdot 10^{-10}$	
П/з Келят	$2 \cdot 10^{-7}$	$2,0 \cdot 10^{-12}$	$2 \cdot 10^{-10}$	
Скв. Ашхабад	$1 \cdot 10^{-7}$	$7,0 \cdot 10^{-12}$	$2 \cdot 10^{-10}$	
Ист. Карахандере	$1 \cdot 10^{-7}$	$5,0 \cdot 10^{-12}$	$1,5 \cdot 10^{-10}$	
Скв. Арчман	$1 \cdot 10^{-7}$	$3,0 \cdot 10^{-12}$	$1 \cdot 10^{-10}$	
Скв. 16 Бахарден	$5 \cdot 10^{-10}$	$2,0 \cdot 10^{-12}$	$4 \cdot 10^{-9}$	
Скв. 17 Бахарден	$2 \cdot 10^{-6}$	$3,0 \cdot 10^{-12}$	$1 \cdot 10^{-9}$	
Скв. 18 Бахарден	$1 \cdot 10^{-6}$	$1,5 \cdot 10^{-11}$	$3 \cdot 10^{-9}$	
Скв. 19 Бахарден	$5 \cdot 10^{-8}$	$6,4 \cdot 10^{-11}$	$2 \cdot 10^{-9}$	
Скв. 20 Бахарден	$5 \cdot 10^{-8}$	$1,0 \cdot 10^{-10}$	$7 \cdot 10^{-10}$	
Армянская ССР				
Р. Менригет	$1 \cdot 10^{-6}$	$5,0 \cdot 10^{-13}$	$1 \cdot 10^{-9}$	
Р. Касах	$5 \cdot 10^{-7}$	$2,0 \cdot 10^{-12}$	—	
Ист. Амберд	$1 \cdot 10^{-7}$	$5,0 \cdot 10^{-13}$	—	
Ист. п. Бюрокан	$5 \cdot 10^{-8}$	$6,0 \cdot 10^{-13}$	$4 \cdot 10^{-9}$	
Руч. Койтур	$5 \cdot 10^{-8}$	$6,0 \cdot 10^{-13}$	—	
Ист. Карби	$2 \cdot 10^{-7}$	$2,0 \cdot 10^{-12}$	$1 \cdot 10^{-9}$	
Ист. Айгерлич	$1 \cdot 10^{-7}$	$7,0 \cdot 10^{-13}$	$8 \cdot 10^{-11}$	
Иркутская область				
Ис. долины р. Киренга	$1 \cdot 10^{-7}$	$1,6 \cdot 10^{-12}$	—	
Род. долины р. Окунайка	$1 \cdot 10^{-6}$	$2,0 \cdot 10^{-12}$	—	
Род. долины р. Турум	$1 \cdot 10^{-6}$	—	—	
Род. пос. Ключи	$1 \cdot 10^{-7}$	$2,0 \cdot 10^{-12}$	—	
Скв. Усть-Кут	$1 \cdot 10^{-7}$	$1,7 \cdot 10^{-11}$	—	
Скв. Чудничный	$5 \cdot 10^{-6}$	$1,7 \cdot 10^{-11}$	—	

охарактеризовать высотное положение областей питания для каждой области разгрузки, а также период наиболее активной аккумуляции атмосферных осадков. Сведения, приводимые в таблице, позволяют считать, что отмеченные гидрогеохимические аномалии в кратерной и прикратерной зоне Арагаца практически лишены следов влияния талых вод, хотя и расположены в непосредственной близости от участков продолжительного и устойчивого снегонакопления. Наоборот, преобладающим является снеговое питание для источников, расположенных гипсометрически значительно ниже. Интересны результаты определения дейтерия в водах оз. Айгерлич и выходящих на его берега источников. Здесь заметна роль снегового питания. При этом различие концентраций дейтерия в водах озера и источников свидетельствует о том, что в озере и источниках разгружаются воды, аккумуляиро-

Возраст по Ra/Rn, лет	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ед. акт.	δD , ‰	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	Содержание, ^{14}C , % совр. стандартов
5	6	7	8	9
Туркменская ССР				
2	$2,3 \pm 0,01$	—	—	$26,5 \pm 1,2$
5	$2,4 \pm 0,07$	—	—	$28,5 \pm 2,0$
20	$2,0 \pm 0,08$	—	—	—
20	$2,2 \pm 0,1$	—	—	—
60	$1,8 \pm 0,2$	—	—	—
60	—	—	—	—
60	$1,9 \pm 0,1$	—	—	$9,2 \pm 1,6$
—	$2,3 \pm 0,1$	-71	-10,8	$3,6 \pm 1,2$
—	$2,1 \pm 0,1$	-70	-9,0	$7,0 \pm 1,1$
—	$2,1 \pm 0,3$	-71	-11,4	$6,4 \pm 1,2$
—	$2,0 \pm 0,6$	-73	-8,9	$2,3 \pm 1,1$
—	$2,0 \pm 0,6$	-104	-11,5	$1,3 \pm 1,1$
Армянская ССР				
< 1	$1,1 \pm 0,01$	—	—	—
—	$1,3 \pm 0,1$	—	—	—
—	$1,7 \pm 0,3$	—	—	—
0,4	$1,3 \pm 0,1$	—	—	—
—	$1,1 \pm 0,1$	—	—	—
5	$1,8 \pm 0,2$	—	—	—
20	$1,5 \pm 0,03$	—	—	—
Иркутская область				
—	—	—	—	$8,4 \pm 3,1$
—	—	—	—	41,4
—	—	—	—	51,7
—	—	—	—	30,6
—	—	—	—	30,7
—	—	—	—	—

вавшиеся на разных абсолютных отметках и поступившие сюда разными путями. Однако в районе Айгерлица разгружается только часть вод, аккумуляировавшихся в вершинной зоне. В основном воды покидают границы региона по зонам транзита сложного строения.

Источники, расположенные на склонах Арагаца, в том числе и в долине р. Косах, имеют относительно близко расположенные зоны питания, находящиеся гипсометрически ниже абсолютных высот 2000 м. Значительную по важности информацию, позволяющую детализировать представления о динамике вод лавовых отложений, дают результаты изучения естественных радиоактивных изотопов уран-234, уран-238, радий-224 (MsTh_1), радон-222. Сопоставление результатов, полученных по содержанию урана, радия и величине Th/U в системе порода-вода свидетельствует о высокой динамичности подземных вод лавовых толщ и

о малой степени выщелачиваемости элементов из водовмещающих пород. Проведенные с помощью формулы В.В. Чердынцева [11] расчеты времени пребывания подземных вод в лавовых толщах по соотношению растворенных в воде радия и радона показывают, что оно очень незначительно — от нескольких месяцев до двух-трех лет. Так, приближенное время пребывания в недрах вод источников второй гидрохимической зоны (Бюроканские источники) — три месяца, источников третьей зоны (ист. Карби, долина р. Касах) — пять лет и только источников в районе оз. Айгерлич — несколько десятков лет. Установлено, что соотношения изотопов урана-234 и урана-238 (γ) в источниках этого района практически не отличаются от таковой. Это свидетельствует о том, что формирование изотопного состава вод здесь происходит за счет выщелачивания элементов из пород, выходящих на дневную поверхность. Выявлен ряд источников, обладающих повышенным значением величины γ (1,5—1,8). В соответствии с их температурой и высотой гидрогеотермической зональностью можно считать, что глубина циркуляции разгружающихся вод, исключая источники прикратерной зоны, не превышает сотни метров. Следовательно, повышенное значение γ в подземных водах в соответствии с особенностями геологических и гидрогеологических условий района позволяет сделать предположение о влиянии глубинных водных растворов (при наличии гидрогеохимических аномалий) или же о приуроченности разгружающихся вод к сильно обводненным толщам шлаков (в случае, когда концентрации микроэлементов, температура и состав водорастворенных газов соответствуют фоновым). Регионально высокая насыщенность вод лавовых толщ углекислотой затрудняет оценку изотопного возраста вод на основании радиоуглеродного анализа. В то же время возможно выделить источники, которые испытывают активное влияние глубинных флюидов, а также полученной при выщелачивании пород трассировки зоны разломов. Радиоуглеродные данные говорят о "молодом" возрасте вод [7].

Второй район, где проводились опытно-производственные работы, включал горный хребет Копет-Даг. Советский Копет-Даг — сложное построенное альпийское сооружение. На его территории развиты в основном морские отложения, от верхнеюрских до современных, общей мощностью до 10 000 м. Здесь установлены два глубинных разлома — Передовой и Внутрикопетдагский, являющиеся своеобразными металлогеническими зонами, зонами повышенной сейсмической активности и наибольших скоплений подземных вод. Объектом изучения были в основном воды неокомской известняковой толщи в зоне Передового глубинного разлома, которые вскрывались либо скважинами, либо источниками. Минерализация вод от 0,4 (ист. Багир) до 5,1 г/л (Бахарденское месторождение минеральных вод). Высказывается мнение, что в зоне этого разлома ("термальная зона" по П.И. Калугину) аккумулируются воды, поступающие по диагональным оперяющим разломам, секущим мощную неокомскую толщу пород [5]. Существует также предположение, что в нее поступают воды и из сопредельных территорий [6, 8, 9]. Как видно из табл. 1, заметна сходимость значений приближенного времени пребывания подземных вод в недрах, полученная по соот-

ношению Ra/Rn и по радиоуглероду. Здесь могут быть выделены четыре группы водопунктов: 1) воды современной инфильтрации (приближенный возраст (п.в.) менее года); 2) воды молодой инфильтрации (п.в. от 20 до 100 лет); 3) воды древней инфильтрации (п.в. 6–10 тыс. лет); 4) воды сложного генезиса (близкие по изотопной характеристике водам нефтяных месторождений). Полученные характеристики хорошо увязываются с геолого-структурными и гидрогеологическими условиями района. Действительно, величина приближенного возраста вод соответствует глубине залегания водоносных зон приразломной трещиноватости и степени их гидрогеологической закрытости. При этом нет никакой зависимости между возрастом вод, величиной их минерализации, составом, который в ряде случаев определяется глубинными факторами. Так, во вторую группу попали воды маломинерализованных источников, вскрытые мелкими скважинами, и воды Ашхабадского месторождения минеральных вод. В соответствии с этим можно достаточно убедительно судить о границах водосборной площади, участках наиболее активной аккумуляции атмосферных осадков. Особо интересны материалы по Бахарденскому месторождению минеральных вод. Они позволяют считать, что эти воды не испытывают заметного влияния процессов современной инфильтрации, сформировались в эпохи, характеризующиеся большей активностью аккумуляции подземных вод. Причем, судя по концентрации дейтерия, в то время преобладало снеговое питание.

Третий район исследований находился в границах Лено-Ангарского плато на территории Средне-Сибирского плоскогорья. Поверхность района расчленена густой сетью долин и распадков. Поверхностные породы представлены в основном песчаниками, известняками, доломитами, алевролитами, аргиллитами кембрия и ордовика. Более ограниченно развиты четвертичные отложения: эллювиально-делювиальные, аллювиальные и ледниковые. Здесь изучались в основном круглодебитные карстовые источники устькутской свиты и источники, приуроченные к зонам разломов, секущих ангарскую и литвинцовскую свиты (курорт Усть-Кут, минеральные источники Ключи). Комплекс исследований показывает, что карстовые источники дренируют воды, находившиеся в недрах порядка нескольких лет. Обращает на себя внимание относительно молодой возраст рассолов Устькутского курорта. Исходя из геологических предпосылок можем считать, что в этом районе воды современной инфильтрации относительно легко по зоне разлома достигают соленосной ангарской свиты и разгружаются на дневной поверхности в месте пересечения мощных зон разломов, идущих вдоль рек Лены и Куты.

Все изложенное показывает бесспорную целесообразность применения изотопных методов на всех этапах региональных гидрогеологических исследований. Метод эффективен на заключительных этапах работ, когда уже получены представления гидрогеохимической, гидродинамической и гидрогеотермической зональности. Его назначение — детализировать уже полученные результаты или же реферировать конкурирующие выводы. Сеть точек отбора проб обусловливается особенностями геолого-гидрогеологических условий и сложностью решаемой задачи. Во всех случаях опробуемые водопункты должны быть охарактеризованы полны-

мы сведениями о минерализации, составе вод и водорастворенных газов, их температуре, уровне, условиях залегания.

В точках, где проводился отбор проб, требующий больших затрат труда и времени (изотопы урана, мезоторий, радиоуглерод), обязательно опробование на дейтерий, кислород-18, а в зависимости от геологической ситуации и тритий; они могут отбираться по более широкой сети, в том числе и при рекогносцировочных исследованиях. Проведение комплекса изотопных исследований в трех резко отличных геолого-структурных зонах страны однозначно говорит о возможности решения следующих задач: 1) выявление тектонических блоков, характеризующихся разной степенью гидрогеологической закрытости и комплексом факторов, обусловивших формирование гидрогеохимических условий (комплекс методов); 2) оценка (вероятностная) времени пребывания воды в недрах, которая при наличии полной характеристики палеогеографии и тектоники становится количественной (третий, ^{14}C , Ra/Rn); 3) оценка интервала перемещения вод по зонам разломов (на основании известных представлений о литологических особенностях разреза, полученных путем бурения скважин или геофизических исследований; в этом случае представляет интерес изучение изотопной характеристики керна); 4) оценка высотного положения зон питания; период наиболее активной аккумуляции атмосферных осадков, границ водосборных толщ (дейтерий); 5) трассировка зон разломов ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ^{14}C , дейтерий, ^{18}O), климатические условия в период наиболее активной аккумуляции атмосферных осадков (дейтерий, ^{18}O); 6) детализация гидродинамических условий (комплекс методов).

ЛИТЕРАТУРА

1. Анализ изотопного состава природных вод (методические рекомендации). М.: ВСЕГИНГЕО, 1978. 33 с.
2. Бальян С.П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Ереван: Изд-во Ереванского ун-та, 1969. 375 с.
3. Гидрогеология СССР. Т. XI. Армянская ССР. М.: Недра, 1968. 351 с.
4. Дейтерий и кислород-18 в подземных водах/Ю.Б. Селецкий, В.А. Поляков, А.В. Якубовский и др. М.: Недра, 1973. 144 с.
5. Калугин П.И. Основные черты тектоники Копет-Дага. — Тр. ин-та геол. АН ТССР, т. 1. Ашхабад, 1956, с. 37–53.
6. Калугина О.Я. Мальм-неокомский водонапорный комплекс Южно-Каспийского артезианского бассейна. Ашхабад: Изд-во АН ТССР, 1962. 242 с.
7. Карасев Б.В., Кузнецова Л.А. Использование радиоуглерода при изучении формирования углекислого состава минеральных вод (на примере Армянской ССР). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, № 5, с. 114–122.
8. Крымус В.Н., Соколовский Л.Г., Шабераев С. Особенности гидрогеохимии мезозойских отложений Копет-Дага. — Советская геология, 1970, № 5, с. 110–118.
9. Милькис М.Р. К эволюции представлений о подземном стоке с центрального Копет-Дага, в связи с проблемой водоснабжения. — Материалы юбилейн. науч.-техн. конф. геол. службы Туркменской ССР. Ашхабад, 1969, с. 93–120.
10. Соколовский Л.Г., Кузнецова Л.А., Ежова М.П. Изотопный состав урана и геохимические показатели подземных вод западной части Армянского вулканического нагорья. — Советская геология, 1978, № 1, с. 135–143.
11. Чердынцев В.В. Уран-234. М.: Атомиздат, 1969. 308 с.

В.Т. ДУБИНЧУК, В.А. ПОЛЯКОВ

**ИЗОТОПНЫЕ ОЦЕНКИ ПАРАМЕТРОВ ПЕРЕТЕКАНИЯ
ЧЕРЕЗ СЛАБОПРОНИЦАЕМЫЕ ПОРОДЫ**

Проблема взаимосвязи водоносных горизонтов, разделенных слабопроницаемыми породами, имеет в гидрогеологии большое значение. Исследование явления перетекания способствует построению физико-математических моделей гидрогеологических систем (ГГС). Возможность оценки характера и скорости перетекания может обеспечить решение широкого круга практических инженерно-гидрогеологических задач, например дать точную оценку запасов подземных вод, оптимальных режимов их эксплуатации, восполнения и охраны от загрязнений, выбор наиболее рациональных и безопасных способов захоронения промышленных стоков в глубокие структурные горизонты и т.п.

Из предложенных к настоящему времени можно выделить следующие принципиальные подходы [3] к решению задачи о перетекании через слабопроницаемые породы: 1) гидродинамический, основанный на определении или знании разности гидравлических напоров и фильтрационных параметров слабопроницаемой толщи. В основе этого традиционного метода лежит предположение о том, что подземная вода перетекает из одного водоносного горизонта в другой через пласт-разделитель под действием разности напоров в водоносных горизонтах, которые определяются путем пьезометрических наблюдений; для определения же фильтрационных характеристик слабопроницаемых толщ в настоящее время отсутствуют надежные прямые методы. Опытные-фильтрационные работы, необходимые для этого, обычно сложны, трудоемки, длительны; 2) гидрогеотермический, основанный на интерпретации распределения температур в пласте-разделителе, на основе уравнения конвективного переноса тепла. При этом для количественных оценок необходимо знать параметры теплопроводности и теплоемкости водонасыщенных пород; 3) гидрогеохимический, основанный на изучении пространственных распределений компонентов минерализации подземных вод, например иона хлора и др.; 4) индикаторный метод, основанный на использовании искусственных индикаторов (изотопных, флуоресцентных, красящих). В некоторых своих модификациях этот метод также может оказаться прямым и полезным методом оценки параметров перетекания; 5) изотопный метод [1], основанный на изучении пространственно-временных распределений стабильных изотопов дейтерия и кислорода-18, входящих непосредственно в состав молекул воды, космогенных изотопов углерода-14 и трития, также входящего в состав молекулы воды, и, наконец, радиогенных изотопов. Этот метод не опирается на какую-либо гипотезу о механизме фильтрации через слабопроницаемую толщу, он лишь предполагает, что тот или иной изотоп движется вместе с водой, перетекающей из пласта в пласт. Для реализации способа требуется лишь отбор проб воды из исследуемых водоносных горизонтов и пласта-разделителя, поэтому его осуществить непосредственно легче, чем опытно-фильтрационные

работы. А поскольку дейтерий, кислород-18 и тритий входят непосредственно в молекулу воды, то определение параметров перетекания с помощью этих изотопов является прямым, а не косвенным в отличие от остальных перечисленных методов. Использование космогенного углерода-14 и изотопов уран-ториевых рядов, казалось бы, не имеет особых преимуществ перед обычным гидрогеохимическим методом, но все эти изотопы являются временными метками, а углерод-14 к тому же образуется только в атмосфере.

По-видимому, задача о перетекании может считаться полностью решенной, если установлен сам факт наличия или отсутствия перетекания, если изучено его пространственно-временное распределение, если оценены его направление, расход, гидрогеологические и гидрогеохимические последствия, если выяснены причины, его вызывающие. В этой связи имеет смысл отметить ряд очевидных недостатков предложенных ранее методов решения задачи перетекания. Почти все они, за исключением изотопных, основанных на использовании дейтерия, кислорода и трития, являются косвенными методами. Гидродинамический метод, хотя и самый разработанный и наиболее широко применяемый на практике, опирается на использование закона Дарси, применимость которого в условиях слабопроницаемых глинистых толщ пока еще не достаточно обоснована. Кроме того, процесс переноса при малых скоростях в глинистых толщах может маскироваться процессами осмоса, дегидратации, консолидации и т.д. Следовательно, точность гидродинамических оценок определяется не столько точностью экспериментального определения напоров и K_f , сколько адекватностью принятой модели движения (закон Дарси) реальному процессу движения воды в слабопроницаемых породах. Исследование процесса перетекания в аспекте массотеплопереноса, очевидно, ближе к существу дела и позволяет базироваться на более точных физико-математических и гидрогеолого-гидрохимических моделях. В этом смысле геотермические и общие гидрогеохимические методы дают больше возможностей для ответа, по крайней мере на большую часть интересующих нас вопросов. Для геотермических количественных оценок необходимо определить или знать теплофизические характеристики водонасыщенных пород, что само по себе не просто, а для применения гидрогеохимического метода необходимо знать параметры массопереноса компонентов, принятых в качестве индикатора перетекания: коэффициенты вынужденной диффузии, сорбции, ионного обмена, начальное состояние исследуемых объектов, а главное, необходимо знать механизм и параметры поступления компонента из скелета породы в подземную воду. Далеко не всегда эти характеристики могут быть определены или заданы с необходимой точностью. Применение изотопов воды представляет гидрогеологам практически идеальный индикатор. Использование же космогенных и радиогенных радиоактивных изотопов, обладающих в принципе недостатками, свойственными химическим индикаторам, компонентам минерализации подземных вод, все же имеет то преимущество, что они сами являются временной меткой. А это важно для оценки динамических параметров перетекания. Все эти предварительные соображения

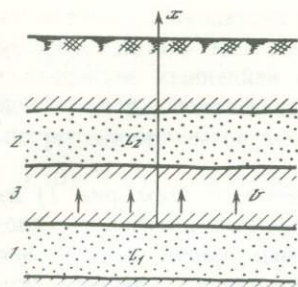


Рис. 1. Принципиальная схема пространственно-распределенного перетекания из водоносного горизонта 1 в 2 через слабопроницаемые пласты 3

C_1, C_2 — соответствующие концентрации; v — скорость перетекания

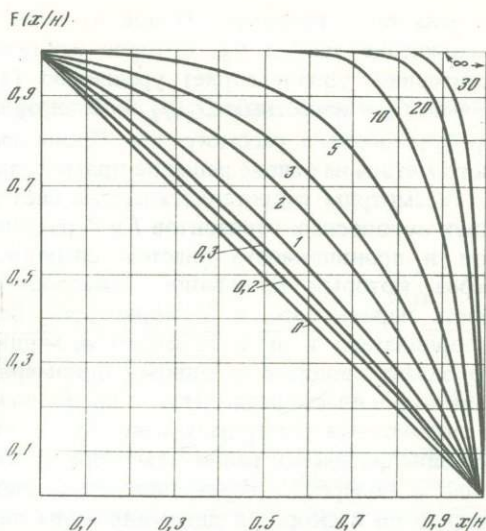


Рис. 2. Зависимость функции $F(X/H)$ от параметра X/H

дают основания считать изотопный метод одним из наиболее перспективных и информативных для решения задачи о перетекании подземных вод через слабопроницаемые толщи.

Одну из наиболее общих постановок задачи (рис. 1) о перетекании из водоносного горизонта 1 в водоносный горизонт 2 через слабопроницаемый пласт 3 можно осуществить на основе уравнения вынужденного диффузионного переноса:

$$\frac{\partial C_k}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} (D_{kx} \frac{\partial C_k}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (D_{ky} \frac{\partial C_k}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (D_{kz} \frac{\partial C_k}{\partial z}) - \operatorname{div} [\vec{v}_k C_k] - \lambda C_k + f_k(x, y, z, t),$$

где $k = 1, 2, 3$ — индекс пласта; D_k — коэффициенты диффузии; C_k — концентрация компонента; \vec{v}_k — скорость движения воды и изотопа; λ — константа распада изотопа; $f_k(x, y, z, t)$ — функции источников компонента в k -м пласте.

Прямая задача о перетекании, таким образом, может быть сформулирована так: по заданным или известным $D_k, v_k, f_k(x, y, z, t)$ и λ найти распределение изотопов в гидравлически взаимодействующих водоносных горизонтах.

Обратная задача: по данным изотопного опробования C_k , предполагая D_k, λ, f_k известными или заданными, определить скорости движения \vec{v}_k , в первую очередь, в пласте-разделителе v_3 . Первая задача решается однозначно, если заданы соответствующие начальные и граничные условия. Обратная задача в принципе неоднозначна, и без некоторых дополнительных условий или предварительных требований однозначно

решена быть не может. Одной из возможных постановок может быть нахождение такого v_3 , которое наилучшим образом (по некоторому критерию) удовлетворяет уравнению (1) для найденных экспериментально C_k и известных D_k, f_k, λ . В такой постановке задача о перетекании требует особого рассмотрения. Проиллюстрируем возможности изотопного метода на основе решений прямой задачи.

Рассмотрим гидрогеологическую систему, состоящую (см. рис. 1) из двух водоносных горизонтов 1 и 2, разделенных выдержанным по мощности и проницаемости пластом слабопроницаемых пород, перетекание через который происходит с расходом $Q = nu$, где v — средняя скорость перетекания, n — пористость. Если протяженность системы по координатам y и z превосходит мощности рассматриваемых пластов, то задача сводится к одному одномерному уравнению вынужденного переноса в пласте-разделителе в предположении, что концентрации изотопа в водоносных горизонтах известны и, например, постоянны. Последнее условие физически равносильно предположению о том, что в водоносных пластах поперечное перемешивание за счет, например, гидродинамической дисперсии и скорости движения воды как минимум на порядок больше таковых в пласте-разделителе. Ясно, что это условие выполняется. Когда речь идет о космогенных изотопах, поступающих в ГГС только на их входе, то $f = 0$. Эта функция равна нулю также и для стабильных изотопов воды, если можно пренебречь консолидационным отжатием воды из глинистых минералов пласта-разделителя и если содержащиеся в них воды существенно не отличаются по своему изотопному составу от вод потока перетекания. Для радиогенных изотопов функция источников в принципе не равна нулю, так как они генерируются в породе за счет распада изотопов-предшественников и поступают в подземную воду из скелета породы в процессе выщелачивания последних. Если предположить, что выщелачивание — процесс первого порядка, то можно было бы записать, что $f = \lambda_m C_m + \beta C_T$, где λ_m, C_m, C_T — соответственно константа, распада, концентрация изотопа-предшественника в поровом растворе и концентрация изотопа в скелете породы, а β — кинетический коэффициент выщелачивания. С учетом принятых предположений для космогенных и стабильных изотопов имеем для концентрации в пласте разделителе

$$\frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v \frac{\partial C}{\partial t} - \lambda C, \quad (1)$$

а для стационарного случая

$$D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v \frac{\partial C}{\partial t} - \lambda C = 0. \quad (2)$$

Детерминант уравнения $\Lambda^2 = \left(\frac{V}{D}\right)^2 + 4\frac{\lambda}{D} > 0$ и поэтому полный интеграл уравнения (2) имеет вид [2] $C(x) = K_1 e^{\frac{x}{D}(\frac{v}{D} + \Lambda)}$ +

$$+ K_2 e^{\frac{x}{D}(\frac{v}{D} - \lambda)},$$

где K_1 и K_2 — константы интегрирования, откуда при принятых граничных условиях

$$C(0) = C_1, \quad C(H) = C_2$$

получаем решение в явном виде:

$$C(x) = \frac{[C_2 - C_1 e^{\frac{H}{D}(\frac{v}{D} - \lambda)}] e^{\frac{x}{D}(\frac{v}{D} + \lambda)} + [C_2 e^{\frac{H}{D}(\frac{v}{D} + \lambda)} - C_2] e^{\frac{x}{D}(\frac{v}{D} - \lambda)}}{e^{\frac{H}{D}(\frac{v}{D} + \lambda)} - e^{\frac{H}{D}(\frac{v}{D} - \lambda)}} \quad (3)$$

Экспериментально могут быть определены: 1) C_1 и C_2 — путем опробования изотопного состава подземных вод исследуемых водоносных горизонтов; 2) $C(x)$ — путем определения изотопного состава поровых растворов из кернов, отобранных на разных глубинах из пласта разделителя; 3) D — по результатам лабораторных экспериментов на образцах керна или по табличным данным. По найденным $C(x)$, C_1 , C_2 и D , по известному значению константы распада λ уравнение (3) может быть решено относительно искомой скорости перетекания v . В общем случае это можно сделать численно на ЭВМ, а в некоторых частных случаях, которые мы рассмотрим ниже, аналитически.

1. Исползуемый изотоп стабилен ($\lambda = 0$). Тогда из (3) получаем решение [1]:

$$F\left(\frac{x}{H}\right) = \frac{C(x) - C_2}{C_1 - C_2} = \frac{1 - e^{-\frac{vH}{D}(1 - \frac{x}{H})}}{1 - e^{-\frac{vH}{D}}} \quad (4)$$

Семейство кривых $F(x/H)$ представлено на рис. 2 для разных значений параметра $\beta = vH/D = vH^2/HD = 2\tau_D/\tau_D$, пропорционального отношению среднего времени диффузии $\tau_D = H^2/2D$ ко времени добегания воды через пласт-разделитель $\tau_d = H/v$.

При $\beta \rightarrow 0$ $C(x) - C_2 \rightarrow (C_1 - C_2)(1 - \frac{x}{H})$, а при $\beta \rightarrow \infty$ $C(x) \rightarrow C_1$.

Распределение (4) можно использовать в качестве палетки для оценки β , а затем и v , но можно предложить простой способ быстрого нахождения β . Используя значения $C(x)$, C_1 , C_2 , H и D , строят графики функций

$$F_1(\beta) = 1 - \exp[-\beta(1 - x/H)] \quad \text{и} \quad F_2(\beta) = \frac{C(x) - C_2}{C_1 - C_2} (1 - \exp(-\beta)).$$

Абсцисса точки их пересечения и есть искомое значение $\beta = vH/D$, зная которое можно оценить и скорость перетекания v .

2. Скорость перетекания мала, т.е. время добегаия $\tau_d = H/v \gg \tau_p = 1/\lambda/2D$, тогда $(v/D)^2 \ll \lambda/D$ и

$$C(x) = \frac{(C_2 - C_1 e^{H\sqrt{\frac{\lambda}{D}}}) e^{x\sqrt{\frac{\lambda}{D}}} + (C_1 e^{H\sqrt{\frac{\lambda}{D}}} - C_2) e^{x\sqrt{\frac{\lambda}{D}}}}{e^{H\sqrt{\frac{\lambda}{D}}} - e^{-H\sqrt{\frac{\lambda}{D}}}},$$

т.е. получаем чисто диффузионное распределение. Этот случай представляет интерес с позиции определения коэффициента D в натуральных условиях.

3. Если диффузией можно пренебречь, то при $D=0$ из (2) следует непосредственно, что $C(x) = C_2 e^{-\lambda x/v}$ и $t = t_d = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{C(x)}{C_2}$, и мы получаем общеизвестные выражения для оценки времени добегаия и соответственно возраста воды в пласте-разделителе, отсчитанного от момента, когда вода поступила в него из горизонта 2.

4. Если изотоп стабилен и диффузией можно пренебречь, то из (1) имеем уравнение $\partial C/\partial t = -v\partial C/\partial x - \lambda C$, общий интеграл которого при $C_2 = C_2(t)$ суть $C(x, t) = C_2(t - x/v) e^{-\lambda x/v}$.

5. Если к тому же изотоп стабилен, то $C(x, t) = C_2(t - x/v)$. Видно, что в последних случаях в пласте-разделителе, через который идет перетекание, в точках x "записываются" значения концентрации, соответствующие значению в водоносном горизонте — источнике перетекания в момент $t_1 = t - \frac{x}{v} = t - t_d$. В дальнейшем представляло бы несомненный интерес рассмотреть нестационарные уравнения для случая, когда в водоносном горизонте — источнике перетекания концентрация изотопа $C_2(t)$ изменяется во времени или когда функция источников $f \neq 0$, что, например, имеет место в случае радиогенных изотопов уран-ториевых семейств.

ЛИТЕРАТУРА

1. Исследование условий питания подземных вод с применением естественных стабильных и радиоактивных изотопов и аналогового моделирования/В.Т. Дубинчук, В.А. Поляков и др. — In: Isotope techniques in groundwater hydrology. Vienna: IAEA, 1974, vol. 1, p. 399—428.
2. Камке Э. Справочник по обыкновенным дифференциальным уравнениям. 4-е изд. М.: Наука, 1971. 576 с.
3. Семенова-Ерофеева С.М. Пути изучения взаимосвязи водоносных горизонтов. — В кн.: Подземный сток и методы его исследования. М.: Наука, 1972, с. 101—104.

О МОЛЕКУЛЯРНОЙ ДИФФУЗИИ В ПОРИСТОЙ СРЕДЕ

Используемые в геофизике исследования распространения природных изотопов обычно связаны с теми или иными природными диффузионными механизмами. В геологии это чаще всего процессы диффундирования некоторой субстанции в породах, которые рассматриваются как пористая или трещиноватая среда. Средняя картина такого рода диффузии моделируется обычно классическим фиковским уравнением диффузии, в котором используются эффективные коэффициенты, связанные с характеристиками структуры пористой или трещиноватой среды. Следовательно, для правильной интерпретации той или иной картины молекулярной диффузии в пористых или трещиноватых породах (выявляемой, в частности, с помощью изотопных исследований) необходимо иметь правильную и обоснованную формулу для эффективного коэффициента молекулярной диффузии в пористой среде. В настоящее время в качестве такой формулы используется выражение, получаемое из простой капиллярной модели [5, 4]:

$$K = DmF^{-1}, \quad (1)$$

где K — эффективный коэффициент молекулярной диффузии в пористой среде; D — коэффициент молекулярной диффузии рассматриваемой субстанции внутри отдельных пор; m — коэффициент пористости среды; F — коэффициент извилистости среды в направлении среднего распространения в среде диффундирующей субстанции. При высокой извилистости поровых каналов коэффициент F теоретически может быть неограниченно большим. При отсутствии извилистости, т.е. для прямолинейных поровых каналов, этот коэффициент равен единице.

Формула (1) в настоящее время широко используется в геофизике не только для расчета и анализа диффузионных процессов, но и для обратной задачи — экспериментального определения коэффициента извилистости той или иной пористой породы, когда величины K , D , m измеряются независимо или считаются известными. На практике оценка коэффициента извилистости с помощью формулы (1) делается на основе метода электрической аналогии по измерениям электропроводности, заполняющей пористый скелет, специально подбираемой для этого жидкости. Судя по литературным источникам [4], в настоящее время накопилось большое количество измеренных на основе формулы (1) коэффициентов извилистости различных горных пород, которые позволяют провести классификацию величин этой характеристики. Приведенные в [5, 4] наиболее общие результаты такой классификации говорят о том, что существующие данные измерений разделяются на две группы. К одной группе с интервалом измеряемых величин $1,2 < F < 1,9$ относятся несцементированные среды (в частности, насыпные среды типа песка), к другой — сцементированные среды с интервалом измеряемых величин $2 < F < 3,2$.

Следует, однако, заметить, что такое расхождение в величинах F для разных сред представляется неестественным и даже противоречивым с точки зрения самих представлений о характеристике извилистости среды F ; анализ этих представлений, а также строгое определение коэффициента F даны в [1, 3]. Действительно, известно, что для изотропной среды справедливо равенство $F \approx 1,56$. Это соотношение выводится теоретически и подтверждается экспериментально [1]. Поэтому интервал изменений F для нецементированной среды представляется допустимым, но величины F , систематически превышающие 1,56, следует относить к неизотропной среде, причем к ориентации в этой среде вдоль направления повышенной извилистости поровых каналов. При этом в поперечном направлении величина F должна быть, наоборот, меньше 1,56 в силу самих представлений о геометрии поровых ходов и об их извилистости. Другими словами, теоретически коэффициент F не может превышать величины 1,56 во всех направлениях внутри пористой среды, и если в каком-либо направлении такое превышение фиксируется, то в поперечном направлении значение F должно быть уменьшенным (это следует из определения анизотропии). С этой точки зрения трудно представить себе пористый материал, в котором везде выполнялось бы неравенство $F > 1,56$.

Если говорить о причинах указанного противоречия, то их, как будет показано ниже, следует искать не только в свойствах структуры пористой среды, но и в самом методе интерпретаций измерений с помощью формулы (1). Действительно, при выводе формулы (1) под величиной m (которая интерпретируется как коэффициент пористости) подразумевается выражение

$$m = \frac{n \langle S_i \rangle}{S}, \quad (2)$$

где n — число поровых отверстий, пересекаемых некоторым сечением среды S ; $\langle S_i \rangle$ — средняя площадь поперечного сечения этих, пересекаемых сечением S пор, причем участвующие в осреднении поперечные сечения отдельных пор проводятся ортогонально среднему диффузионному переносу внутри каждой поры. Это последнее значение означает, что сами диффузионные внутривыводные переносы и ортогональные им площади сечений пор S_i ориентированы в пространстве произвольно и, следовательно, плоскости S_i , вообще говоря, не совпадают с плоскостью S .

* Следует отметить, что до последнего времени при различных построениях с использованием капиллярной модели на это обстоятельство не обращалось должного внимания, а формула (2), иногда приводимая в учебниках в качестве определения пористости, принимается справедливой *argiori*, несмотря на то, что, строго говоря, она справедлива только для пористой среды, состоящей из параллельных поровых каналов. Теория переноса примеси и тепла в пористой среде с учетом произвольной ориентации в пористой среде внутривыводных пере-

носов развита в [2], а соответствующая этому случаю теория коэффициента извилистости — в [1, 3].

Тем не менее формула (2) все же может быть признана справедливой для пористой среды произвольной структуры, т.е. при произвольной ориентации в пространстве площадок S_i , но только при условии, что длина поровых каналов в такой среде соизмерима с их поперечными размерами, т.е. если $l \approx \sqrt{S_i}$, где l — длина поры, а направление l совпадает с направлением нормали к площади S_i . Пористая среда, обладающая такими свойствами, это песок или любой насыпной материал, в котором поперечные размеры отдельных частиц примерно одинаковы во всех направлениях. В самом деле, при вычислении объема отдельных пор в такой среде произведение $|S_i|$ можно, по-видимому, считать примерно одинаковыми при любой ориентации в пространстве порового сечения S_i . Поэтому при вычислении среднего порового объема, по-видимому, можно пользоваться условием параллельности сечений S_i общему сечению пористой среды S . Следовательно, в несцементированной среде формулы (2) и (1) остаются справедливыми. Теория коэффициента извилистости такой среды предложена в [1].

Рассмотрим теперь среду, в которой длина пор существенно превышает их поперечный размер, т.е. пусть $l \gg \sqrt{S_i}$. В этом случае формула (2) становится для вычисления пористости неприменимой, и для этой цели следует пользоваться формулами и методом, предложенными в [3]. Суть этого метода сводится к следующему.

Рассмотрим два параллельных и одинаковых сечения пористой среды, отстоящих друг от друга на расстояние $2\Delta x$. Пусть при этом средняя длина пор заведомо превышает масштаб $2\Delta x$. Обозначим эти сечения через $S_1(x - \Delta x)$ и $S_2(x + \Delta x)$. Пусть n , как и в (2), — число поровых отверстий, но на этот раз пересекаемых обоими сечениями, S_1 и S_2 .

Обозначим через l среднюю длину поровых участков, заключенных между сечениями S_1 и S_2 , и пусть при этом выполняется условие $l \gg 2\Delta x$. В этом случае средний внутриворонный объем между S_1 и S_2 следует вычислять как произведение $nl \langle S_i \rangle$, а величину коэффициента пористости — по формуле

$$m = \frac{n \langle S_i \rangle}{S} \cdot \frac{l}{2\Delta x}.$$

Но величина $\frac{l}{2\Delta x}$ равна по определению коэффициенту извилистости среды вдоль направления x , поэтому окончательно запишем

$$m = \frac{n \langle S_i \rangle}{S} F. \quad (3)$$

Если вернуться к вопросу о типизации геологических пород, то среду с рассматриваемой структурой можно было бы отнести к тре-

щипчатой породе или к породе, пронизанной длинными и, возможно, извилистыми каналами. Такую среду в соответствии с упоминавшейся выше классификацией целесообразно называть "цементированной".

Таким образом, вычисляя для цементированной породы коэффициент пористости по формуле (3) и принимая во внимание (2) и (1), получим выражение для эффективного коэффициента молекулярной диффузии в такой породе:

$$K = DmF^{-2}. \quad (4)$$

Выражаемая этой формулой квадратичная зависимость K от F снимает отмеченную выше противоречивость в оценке коэффициента F для несцементированных и цементированных пород. Действительно, в соответствии с основанной на формуле (1) стандартной методикой измерения коэффициента F измеряется в случае цементированной породы не сама величина F , а F^2 , отсюда и расхождения в оценках F для разных типов пород.

Заметим, что при осреднении литературных данных для несцементированных пород получается величина $F \approx 1,6$, а для цементированных — $F \approx 2,6$. Но $(1,6)^2 \approx 2,6$ и в действительности коэффициент F для тех и других пород получается примерно одинаковым, как и должно быть в соответствии с теоретическим определением свойства извилистости пористой среды.

Имея в виду это замечание, смысл которого сводится к уточнению существующей в настоящее время методики измерения коэффициента F , предложенный выше анализ можно резюмировать следующим образом. Существуют два типа пористых, или трещиноватых сред. К одному типу относятся несцементированные породы, характеризующиеся соотношением $l \approx \sqrt{S_i}$. Эффективный коэффициент молекулярной диффузии в таких породах следует вычислять по формуле (1). К другому типу относятся цементированные породы, характеризующиеся условием $l \gg \sqrt{S_i}$. Эффективный коэффициент молекулярной диффузии в таких породах следует вычислять по формуле (4).

ЛИТЕРАТУРА

1. Казанский А.Б. Теория коэффициента извилистости пористой среды. — ДАН СССР, 1973, т. 210, № 3, с. 552–554.
2. Казанский А.Б. Теория фильтрационной диффузии и приложение ее к задачам гидрологии и гидрогеологии. М.: Наука, 1973. 136 с.
3. Казанский А.Б. Статистическая модель потока в области неполного насыщения пористой среды. — ДАН СССР, 1975, т. 224, № 5, с. 1042–1045.
4. Шестаков В.М. Динамика подземных вод. МГУ, 1973. 1973, 327 с.
5. Klinkenberg L.J. Analogy between diffusion and electrical conductivity in porous rocks. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1951, vol. 62, p. 559–564.

Н.В. ИСАЕВ, А.В. ЯКУБОВСКИЙ

**ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ДВУХ СТАНДАРТОВ
ПРИ АНАЛИЗЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ВОДОРОДА
НА МАСС-СПЕКТРОМЕТРЕ D-1
С ТРЕХКАНАЛЬНОЙ СИСТЕМОЙ НАПУСКА**

Разница между изотопными соотношениями пробы и стандарта, измеряемая на масс-спектрометре, определяется из выражения

$$\delta = \frac{R_{\text{пр}} - R_{\text{ст}}}{R_{\text{ст}}} \chi = \frac{\bar{X}_{\text{пр}}}{\bar{X}_k} K, \quad (1)$$

где $R_{\text{пр}} = (I_1/I_2)_{\text{пр}}$ и $R_{\text{ст}} = (I_1/I_2)_{\text{ст}}$ — отношение ионных токов изотопов в пробе и в стандарте; $\bar{X}_{\text{пр}}$ и \bar{X}_k — средние величины смещения на ленте самописца "линии" пробы и калибровки относительно нуль-линии стандарта; K — коэффициент, соответствующий калибровочному смещению; χ — поправочный коэффициент, объединяющий все возможные искажения величины δ , возникающие в процессе измерения от масс-спектров примесей, фоновых условий камеры-анализатора и от несовершенства измерительной схемы. Надежным способом устранения подобного рода погрешностей является применение метода двух стандартов [2].

При условии одинаковой интенсивности ионных токов более растространенного изотопа в пробе и стандарте производят сравнение пробы поочередно с каждым из двух стандартов, которое можно записывать и вычислять относительно пробы. Разделив значение δ_1 (отклонение изотопного отношения первого стандарта от пробы) на δ_2 (отклонение изотопного отношения второго стандарта от пробы), из формулы (1) найдем выражение, из которого можно найти неизвестное изотопное отношение $R_{\text{пр}}$ по известным изотопным отношениям $R_{\text{ст.1}}$ и $R_{\text{ст.2}}$:

$$\frac{\delta_1}{\delta_2} = \frac{\bar{X}_{\text{пр}}}{\bar{X}_{\text{ст.2}}} = \frac{R_{\text{ст.1}} - R_{\text{пр}}}{R_{\text{ст.2}} - R_{\text{пр}}} \quad (2)$$

Для практического определения величины отклонения изотопного отношения пробы от первого стандарта $\delta_{\text{пр-1}}$ производят сравнение пробы с этим стандартом, а второй стандарт используют для калибровки масс-спектрометрической установки, сравнивая его также с первым стандартом. Тогда в соответствии с формулой (2)

$$\delta_{\text{пр-1}} = \delta_{2-1} \frac{\bar{X}_{\text{пр-1}}}{\bar{X}_{2-1}}, \quad (3)$$

где $\bar{X}_{\text{пр-1}}$ и \bar{X}_{2-1} — соответственно средние величины разбаланса схемы измерения при замене образца первым стандартом и первого стандарта — вторым стандартом; δ_{2-1} — известная разница между изотопными отношениями второго и первого стандартов.

Рассмотренные выше выражения относятся к определению изотопных отношений кислорода и углерода. Но особенно большое преимущество метод двух стандартов по сравнению с одностандартным методом измерения имеет при определении изотопных вариаций водорода. Из-за специфических условий ионизации водорода в камере масс-спектрометра образуется относительно большое количество примесных ионов H^3 , которые накладываются на полезный ток ионов HD^+ с массовым числом 3, искажают истинное содержание дейтерия в пробе и не позволяют измерять его концентрацию прямым путем подобно измерению кислорода-18.

Истинное значение отклонения концентрации дейтерия в пробе по отношению к первому стандарту вычисляется по формуле (1)

$$\delta D_{\text{пр-1}} = \delta^* D_{\text{пр}} = \frac{R_{\text{пр}}^* - R_{\text{ст.1}}^*}{R_{\text{ст.1}}^*} \cdot 100\% = \frac{R_{\text{пр}} - R_{\text{ст.1}}}{R_{\text{ст.1}}^*} \cdot 100\%, \quad (4)$$

где $R_{\text{пр}}$ и $R_{\text{ст.1}}$ — отношение масс 3 и 2 в пробе и стандарте (рис. 1) (отсчет по декадному потенциометру компенсационной схемы при фиксированном значении ионного тока массы 2); $R_{\text{ст.1}}^*$ — приведенное к нулевому давлению истинное значение отношений масс 3 и 2 в первом стандарте. Истинное значение отклонения концентрации дейтерия во втором стандарте по отношению к первому стандарту вычисляется из выражения

$$\delta D_{\text{ст.2}} = \delta D_{\text{ст}}^* = \frac{R_{\text{ст.2}}^* - R_{\text{ст.1}}^*}{R_{\text{ст.1}}^*} \cdot 100\% = \frac{R_{\text{ст.2}} - R_{\text{ст.1}}}{R_{\text{ст.1}}^*} \cdot 100\%. \quad (5)$$

Из отношения выражений (4) и (5) находим

$$\frac{\delta D_{\text{пр}}}{\delta D_{\text{ст.2}}} = \frac{R_{\text{пр}}^* - R_{\text{ст.1}}^*}{R_{\text{ст.2}}^* - R_{\text{ст.1}}^*} = \frac{R_{\text{пр}} - R_{\text{ст.1}}}{R_{\text{ст.2}} - R_{\text{ст.1}}} = \frac{\bar{X}_{\text{пр}}}{\bar{X}_{\text{ст.2}}}. \quad (6)$$

Значения $R_{\text{пр}}$, $R_{\text{ст.1}}$ и $R_{\text{ст.2}}$ для этого выражения находят из показаний декадного потенциометра в схеме компенсационных измерений с нуль-индикатором или вычисляют непосредственно на ленте самописца $\bar{X}_{\text{пр}}$, $\bar{X}_{\text{ст.2}}$ (в процентном выражении) в схеме измерения по методу раскомпенсации [1].

Если применить при измерении ионных токов измеритель отношения двух напряжений типа В2-22, то показания будут эквивалентны $R_{\text{пр}}$, $R_{\text{ст.1}}$ и $R_{\text{ст.2}}$, которые следует подставлять соответственно в формулу (2) для кислорода и углерода и в формулу (6) для водорода. При этом отпадает необходимость в приборах компенсационных схем измерения: декадных потенциометров, гальванометров, электронных потенциометров и упрощается процесс измерения. Применение двух стандартов при измерении изотопных отношений водорода дает еще одно замечательное преимущество перед одностандартным измерением. Отпадает необходимость приводить вычисления изотопных отношений водорода к "нулевому давлению", а значит, и в дополнительных измерениях этих отношений при другом значении ионного тока с массовым числом 2. Это способствует уменьшению погрешности этих измерений в целом.

Рис. 1. Схема приведения к нулевому давлению отношения ионных токов с массовым числом 3 и 2

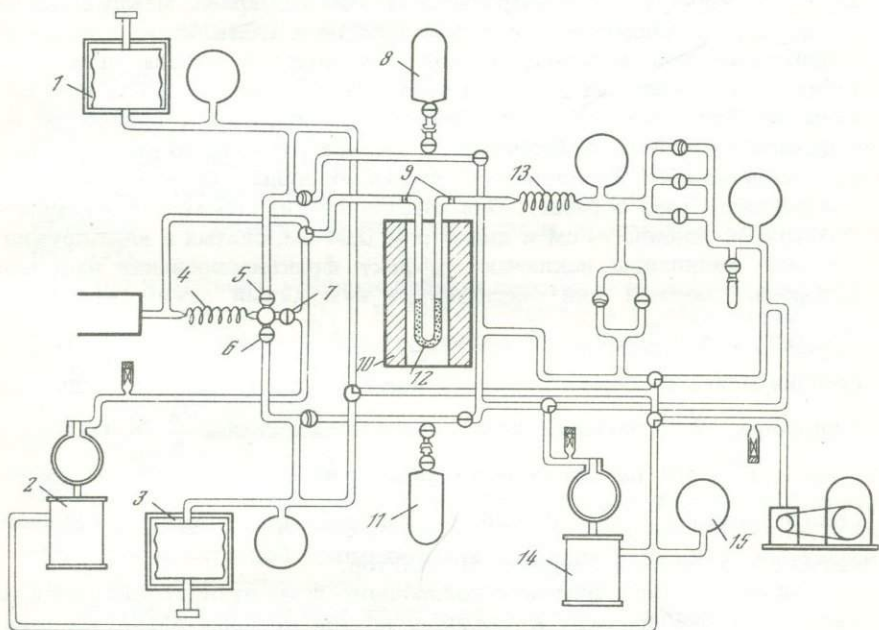
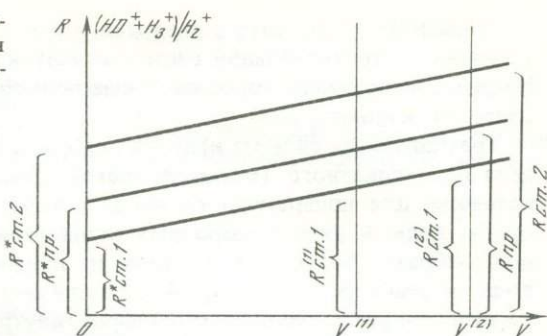


Рис. 2. Трехканальная система напуска водорода в масс-спектрометр

При выполнении основного условия измерений – равенства интенсивностей ионных токов массы 2 пробы и стандартов – погашается также и погрешность за счет фоновых пиков масс-спектров.

Из (6) получаем выражение для вычисления отклонения концентрации дейтерия в пробе по отношению к первому стандарту, аналогичное выражению (3):

$$\delta D_{\text{пр}} = \delta D_{\text{ст.2}} \frac{\bar{X}_{\text{пр}}}{\bar{X}_{\text{ст.2}}} = \delta D_{\text{ст.2}} \frac{R_{\text{пр}} - R_{\text{ст.1}}}{R_{\text{ст.2}} - R_{\text{ст.1}}} \quad (7)$$

Применить метод двух стандартов можно на масс-спектрометрической установке с трёхканальной системой напуска газа в камеру анализатора. На рис. 2 изображена подобная схема применительно к напуску водорода в масс-спектрометр Д-1.

Трёхканальная система напуска водорода в масс-спектрометр изготовлена из силикатного (молибденового) стекла марки С-49-2. Она предназначена для попеременного ввода в источник прибора анализируемой пробы воды и двух водородных стандартов. Газообразный водород из воды образца получается в одном из каналов путем разложения паров воды в реакторе 12, который представляет собой U-образную трубку, изготовленную из плавленного кварца, внутри которой находится стружка из металлического урана. Эта трубка в электрической печи 10 стабилизированным напряжением нагревается до 700 °С. Переход между стеклом и кварцем выполнен с помощью переходных спаев кварц—стекло 9. Стандартные газы водорода отличного изотопного состава размещены в баллонах-хранилищах 8 и 11 и подаются к источнику ионов по двум каналам. Заряжаются баллоны-хранилища стандартным водородом на отдельной смесительной установке. В системе установлено два капиллярных натекателя 4 и 13 (один для напуска водорода стандартов, второй — для водяного пара образца). Они изготовлены из стеклянных капиллярных трубок длиной 90 см и диаметром 0,04 см, свитых в виде пружин. Длинные капилляры исключают эффект фракционирования изотопов водорода, так как они обеспечивают вязкостный режим натекания.

Действительно, если число Кнудсена $\frac{\lambda}{\alpha} = 0,1 \frac{\alpha}{L}$, когда $\frac{L}{\alpha} \gg 20$, где λ — средняя длина свободного пробега молекул газа (пара); α — диаметр капилляра; L — длина капилляра, то в нашем случае $\frac{\lambda}{\alpha} = 0,1 \frac{0,04}{90} = 4,4 \cdot 10^{-5}$, что на два порядка ниже граничных условий для вязкостного потока $\frac{\lambda}{\alpha} \leq 5 \cdot 10^{-3}$. При этом давление водорода в баллонах напуска находится в пределах 50–100 тор.

В целях быстрого снижения водородного фона от остаточных водных паров все трубопроводы и баллоны, внутри которых находятся пары воды, прогреваются до 120 °С. В каналах для стандартного водорода установлены сильфонные регуляторы давления 1 и 3 с переменным внутренним объемом в 0,5 л, при помощи которых производится "тонкая" регулировка давления водорода и интенсивности ионных токов в масс-спектрометре. В канале для образца сильфон не установлен по причине длительной откачки паров воды предыдущего образца. В линии низкого давления диффузионных насосов 2 и 14 установлен буферный баллон 15 объемом 2,5 л. Он необходим для поддержания насосов в рабочем режиме в перерывах между переключениями форвакуумного насоса на другие участки системы напуска. Попеременный ввод водорода в источник осуществляется через узел совмещающий в одном металлическом корпусе три сильфонных вентиля 5, 6, 7. Соединение корпуса со стеклянными трубопроводами выполнено при помощи переходников ковар—стекло.

1. Природные изотопы гидросферы/В.И. Ферронский, В.Г. Дубинчук, В.А. Поляков и др. М.: Недра, 1975. 280 с.

2. Устинов В.И., Галилов Э.М., Гриненко В.А. Метод двух стандартов для устранения систематических ошибок при измерении изотопного состава на масс-спектрометре. — ЖАХ, 1965, т. 20, вып. 11, с. 1180—1184.

УДК 543.51

А.Д. ЕСИКОВ, Т.В. ЯКИМОВА, В.В. НЕЧАЕВ,
Е.Д. СЫНГАЕВСКИЙ, Н.Е. ВИЗГАЛИНА

ИЗОТОПНЫЙ АНАЛИЗ ПРИРОДНЫХ ВОД (МЕТОД ИЗОТОПНОГО УРАВНОВЕШИВАНИЯ)

Для определения концентраций изотопов кислорода в воде Кон и Юри предложили использовать реакцию изотопного обмена между кислородом воды и углекислым газом, которая протекает со значительной скоростью. Эпштейн и Майеда [7] опубликовали значительное количество изотопных анализов воды, выполненных с помощью этого метода, получившего в литературе название метода изотопного уравнивания [2].

Метод изотопного уравнивания основан на использовании реакции изотопного обмена $C^{16}O_2 + H_2^{18}O \rightleftharpoons C^{16}O^{18}O + H_2^{16}O$. Величина константы равновесия этой реакции зависит от температуры и определяется соотношением

$$K = \frac{[H_2^{16}O] [C^{16}O^{18}O]}{[H_2^{18}O] [C^{16}O_2]}$$

где величины в квадратных скобках представляют собой концентрации соответствующих изотопных форм H_2O и CO_2 . Величина константы равновесия для конкретной температуры может быть вычислена теоретически или определена экспериментально на основании простого соотношения, существующего между этой константой и коэффициентом разделения α , определяемого формулой $\alpha = K/2$.

Киршенбаум [2] приводит значение K , вычисленное Г. Юри, из теоретических предпосылок и равное 2,088. В соответствии с этим значением константы равновесия коэффициент разделения составит величину, равную 1,044. В более поздней работе Юри [12] приводит значение α , равное 1,038. Поскольку коэффициент разделения α представляет собой отношение, определяемое с помощью формулы

$$\alpha = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{CO_2}}{(^{18}O/^{16}O)_{H_2O}}$$

то, измерив соотношение концентраций в каждой из участвующих в реакции фаз, можно экспериментально определить величину коэффициента разделения. Компстон и Эпштейн [6], используя достаточно сложную

аналитическую процедуру, экспериментально определили значения α при $25,3^\circ\text{C}$ и нашли его равным 1,0407.

Термодинамические концентрации изотопных форм воды будут изменяться, если в систему $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ добавить легко диссоциирующие соли. Зависимость коэффициента разделения α от концентрации и состава растворенных в воде солей экспериментально определялась Таубе [10]. Из полученных им данных следует, что морская и пресная вода имеют мало отличающиеся друг от друга коэффициенты изотопного фракционирования, и это обстоятельство позволяет не очищать морскую и океаническую воду от солей при определении в ней отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ методом изотопного уравнивания. В более поздней работе Труселла [11] показано, что изменение солености раствора требует введения небольших поправок при вычислении концентрации кислорода-18. Однако эти поправки невелики, и при рутинном анализе природных вод влиянием переменной солености можно пренебречь.

В общем случае, если известна величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_2}$, величина $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ может быть определена (для $t = 25^\circ\text{C}$) по соотношению $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_2} - 41,2^\circ/\text{‰}$.

Последнее обстоятельство, которое необходимо учитывать при выполнении изотопного анализа кислорода воды рассматриваемым методом, связано с необходимостью точно поддерживать температуру в сосуде, в котором осуществляется реакция изотопного обмена. Диапазон допустимого изменения температуры должен быть ограничен с таким расчетом, чтобы изменение константы равновесия K и величины α , возникающее за счет изменения температуры, не привело к увеличению погрешности анализа выше допустимых пределов.

По данным, приведенным в работе Тейлора [5], для реакции изотопного обмена в системе $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ в диапазоне температур $15-35^\circ\text{C}$ температурный коэффициент фракционирования имеет величину 0,2% на 1°C . Значительная величина этого коэффициента заставляет экспериментаторов придерживаться единственно возможного способа по методу изотопного уравнивания, при котором анализируемые образцы и стандарты уравниваются с CO_2 одновременно в одном термостате. В этом случае абсолютная температура реакции не будет играть существенной роли, поскольку измерения на масс-спектрометре будут проводиться по отношению к стандартам, прошедших уравнивание одновременно с исследуемыми образцами.

Методика подготовки проб воды к анализу на масс-спектрометре с помощью рассматриваемого метода с 1953 г. [7] практически без всяких изменений используется в лабораториях, ведущих исследования по изучению естественных вариаций концентраций изотопов кислорода в природных водах. Однако в последнее время ведущие зарубежные приборостроительные фирмы стали комплектовать выпускаемые ими масс-спектрометры автоматизированными установками для изотопного анализа кислорода воды методом изотопного уравнивания с CO_2 .

Согласно описаниям процесс изотопного уравнивания в этих условиях осуществляется при непрерывном встряхивании реакционных

сосудов и завершается за 3 ч с момента начала реакции изотопного обмена. Второй особенностью предлагаемой аппаратуры является исключение процедуры замораживания и размораживания пробы из операций, сопровождающих дегазацию пробы воды. Дегазация проводится при температуре воды в реакционном объеме на несколько градусов более низкой, чем температура в лабораторном помещении, а выкачивание воздуха из реакционного объема осуществляется через длинный капилляр [9]. Наполнение реактора производится предварительно очищенным углекислым газом, и потому после изотопного уравнивания углекислота нуждается в очистке только от водяных паров. Такая очистка производится с помощью охлаждаемой "сухим" льдом ловушки, включенной между реакционным объемом и масс-спектрометром.

Преимущества рассмотренной схемы анализа по сравнению с методикой [7] заключается в значительном уменьшении затрат времени на дегазацию пробы, поскольку одновременная откачка трех — десяти проб через капилляр потребует значительно меньше времени (около 1—1,5 ч), чем по рассмотренной ранее методике. Кроме того, освобождение проб от воздуха по обсуждаемому методу не требует присмотра со стороны обслуживающего персонала.

При необходимости в лабораторных условиях нетрудно изготовить вакуумную установку для одновременной дегазации восьми — десяти проб воды по рассмотренному выше методу с последующим наполнением реакционных объемов очищенной углекислотой. Схема вакуумной установки приведена на рис. 1. Вакуум в установке создается насосным агрегатом, состоящим из форвакуумного насоса 1 типа ВН1461М и криогенной ловушки 3, охлаждаемой жидким азотом. Давление в системе контролируется манометрическим преобразователем 4, соединенным с термометрическим вакууметром. Реакционные сосуды 8 (рис. 2) присоединены к установке через капилляры 5 внутренним диаметром 0,3—0,4 мм и длиной 200—250 мм. Для присоединения реакторов к капиллярам припаяны пробки нормальных шлифов 6 диаметром 14 мм. Время эвакуации реакционных объемов через капилляры указанного размера не превышает 1,5 ч. При необходимости уменьшить время дегазации проб диаметр капилляра может быть увеличен. Наполнение реакторов углекислым газом осуществляется с помощью устройства, присоединенного к установке через вентиль 12. Это устройство включает баллон с CO_2 9, редуктор 10, разобщающий вентиль 11, криогенную ловушку 13, мановакууметр МВП-14 и хранилище очищенного газа, состоящее из баллона 16 с вакуумным краном 15. Очистку CO_2 производят следующим образом. Система очистки эвакуируется форвакуумным насосом до вентилей 11. Затем при закрытом вентиле 12 из баллона 9 наполняют объем 16 до давления 760 тор и закрывают вентиль 11. Углекислый газ конденсируют в ловушке 13, охлаждая ее жидким азотом, несконденсировавшуюся часть газа откачивают через вентиль 12. Далее вентиль 12 закрывают и ловушку погружают в смесь ацетона и "сухого" льда. Освободившуюся углекислоту запирают в баллоне 16 краном 15, а ловушку 13 нагревают до комнатной температуры и, открыв кран 12, откачивают коммуникации системы очистки, контролируя давление с помощью датчика 4. При необходимости процедуру очистки

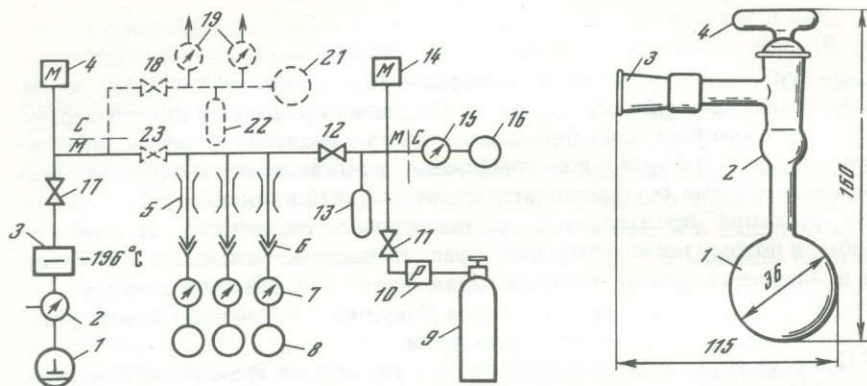


Рис. 1. Вакуумная установка для дегазации проб воды и заполнения реакторов углекислым газом

1 — форвакуумный насос ВН-461 М; 2 — кран для напуска в насос атмосферного воздуха; 3 — криогенная ловушка; 4 — манометрический преобразователь типа ПМТ-4; 5 — капилляр; 6 — шлифовые соединения; 7, 15, 19 — стеклянные вакуумные краны; 8 — реакционные сосуды; 9 — баллон с CO_2 ; 10 — баллонный редуктор; 11, 12, 17, 18, 22, 23 — сильфонные вентили; 14 — мановакууметр МВП; 16 — баллон для хранения очищенного CO_2 (объем около 3 л); 20 — шлифовое соединение (пробка); 21 — балластный объем

Рис. 2. Реакционный сосуд для изотопного уравнивания пробы с углекислым газом

1 — колба объемом 25 см³; 2 — вакуумный стеклянный кран; 3 — муфта нормального стеклянного шлифа диаметром 14 мм; 4 — пробка вакуумного крана

можно повторить два раза. Для одновременного наполнения 10 реакторов объем баллона 16 должен быть около 3 л. После наполнения углекислым газом реакторы герметизируются поворотом кранов 7, отсоединяются от установки и помещаются в термостат. Дальнейшие процедуры по переводу уравнившегося с водой CO_2 были рассмотрены ранее. Они могут быть осуществлены на рассматриваемой установке с помощью устройств, показанных на рис. 1 пунктиром. Объем баллона 21 в рассматриваемом случае выбирается около 0,5 л.

Если в установке применены капилляры из нержавеющей стали, то все остальные элементы установки целесообразно изготовить также из нержавеющей стали, в необходимых случаях используя ковар-стеклянные переходы. При наличии достаточного (не менее 1–2 мл) количества тщательно очищенной воды, анализ изотопного состава водорода может быть выполнен методом изотопного уравнивания этой воды с газообразным водородом. Этот метод был впервые применен Кристом и Киршенбаумом в 1944 г. к анализу вод с природной концентрацией дейтерия, а подобные сведения о самом методе опубликованы в [2] и использованы в настоящем разделе.

В основе метода изотопного уравнивания лежит реакция изотопного обмена, интенсивно протекающая между жидкой водой и газообразным водородом в присутствии катализатора окиси платины: H_2O (жидк.) + $\text{HD} \rightleftharpoons \text{HDO}$ (жидк.) + H_2 .

Константа равновесия этой реакции K при температуре 25°C равна 3,87, а при 0°C $K = 4,69$. Если соотношение HD/H_2 в водороде, изотопно

уравновешенном с водой, определить с помощью масс-спектрометра, то концентрацию дейтерия в воде можно рассчитать по уравнению $[D] = 50 K \frac{[HD]}{[H_2]}$ мол. %.

Из приведенного соотношения следует, что концентрация дейтерия в воде значительно отличается от его концентрации в водороде. Выше были приведены значения констант равновесия при 0 и 25°С. Из сопоставления этих констант можно вычислить температурный коэффициент перераспределений, который оказывается весьма значительным (около 1,5% на 1°С).

Требования к проведению реакции изотопного уравнивания нами разбирались при рассмотрении методики изотопного анализа кислорода; они остаются в силе и в рассматриваемом случае. Существенные моменты методики, связанные с очисткой воды и приготовлением платинового катализатора, будут рассмотрены ниже.

Изотопное уравнивание водорода с образцами воды. 2,5–3 мл очищенной воды с помощью пипетки вносят в реакционный сосуд для изотопного уравнивания (см. рис. 2). К помещенному в колбу образцу воды добавляют 6 мг окиси платины и 2 мг фумаровой кислоты ($CO_2HCH = CHCO_2H$) или малеинового ангидрида ($C_4H_2O_3$). Образец воды освобождают от газа, для чего реактор присоединяют к вакуумной установке (см. рис. 1). Освобожденную от воздуха колбу наполняют водородом из баллона до давления, равного 1 атм, отключают от установки и помещают в водяной термостат, температура в котором поддерживается на уровне $25 \pm 0,1^\circ C$.

Весьма удобно [3] использовать для изотопного уравнивания термостат типа ТС-24А с подключенной к нему изотермической камерой или термостат ЗЦ-1125М [1].

Изотопное уравнивание проводят в течение 3–4 ч при периодическом встряхивании содержимого колбы. При завершении процесса колбу переносят в сосуд Дьюара, наполненный водой при температуре $25 \pm 0,1^\circ C$ (для этой цели лучше всего пользоваться частью воды, отобранной из термостата), и присоединяют к вакуумной системе. Содержащийся в колбе газ медленно выпускают в предварительно эвакуированный сосуд объемом около 1 л.

При помощи насоса Тешлера водород откачивают из баллона и переводят в контейнер, в котором его переносят к масс-спектрометру. Следует отметить, что к настоящему времени выполнены работы, в которых для полного извлечения водорода из вакуумной системы используют его сорбцию на активированном угле, охлаждаемом жидким азотом. В качестве альтернативы возможно использовать сорбцию водорода на металлическом уране при температуре 60–80°С [8].

Успех опыта по изотопному уравниванию в значительной мере определяется чистотой исследуемой пробы воды и чистотой сосуда для проведения реакции изотопного обмена. Если при использовании методики разложения воды на горячем цинке или уране не требуется получения проб высокой чистоты, то при проведении реакции изотопного уравни-

повешивания принятый способ очистки проб играет решающую роль. Обычно применяются различные способы перегонки воды, отличающиеся лишь незначительным деталями. Нами для очистки воды использовалась перегонная аппаратура из плавного кварца. Трехкратная перегонка образца воды с предварительным окислением органических примесей перманганатом калия в щелочной среде позволяет получать пробы нужного качества.

Одновременно с пробами природной воды подвергают изотопному уравниванию образцы стандартной воды с известным содержанием дейтерия. Применение стандартных образцов позволяет избежать коррекции масс-спектрометрических измерений на величину константы равновесия для реакции изотопного обмена при температуре уравнивания и погрешностей, связанных с неточностью поддержания этой температуры.

Реакция изотопного обмена между изотопами водорода в газовой фазе и воде с ощутимой скоростью протекает только в присутствии катализатора Адамса, представляющего собой коллоидно-диспергированную в воде окись платины. Ниже приведено описание процесса приготовления катализатора, основные этапы которого заимствованы нами из [4].

Окись платины готовят из платинохлористоводородной кислоты $\text{H}_2\text{PtCl}_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. С этой целью в фарфоровой чашке медленно упаривают на водяной бане смесь, состоящую из 7% $\text{H}_2\text{PtCl}_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, 70% химически чистого нитрата натрия (NaNO_3) и 23% дистиллированной воды. Упаренный до влажных солей состав осторожно просушивают на электрической плитке и затем фарфоровую чашку переносят в муфельную печь, температуру в которой медленно повышают до 450–500°С. Нагревание смеси продолжают до полного выделения из нее газообразных окислов азота. По завершении процесса чашку вынимают из муфельной печи охлаждают в эксикаторе.

Расплав выщелачивают дистиллированной водой, и осадок промывают на фильтре до исчезновения в фильтре следов нитрат-иона. Осадок, представляющий собой двуокись платины PtO_2 , высушивают на фильтре в эксикаторе.

Двуокись платины — тонкодисперсный порошок бурого цвета. Помещенная в воду окись платины образует коллоидный раствор, каталитическая активность которого в большей степени зависит от содержания в воде посторонних примесей. Уменьшение активности катализатора может наступить как вследствие отравления его поверхности, так и из-за коагуляции коллоидного раствора. С целью повысить стабильность коллоидного раствора в него добавляют небольшое количество фумаровой кислоты или малеинового ангидрида.

Величину изменения концентраций дейтерия при изотопном уравнивании балонного водорода с образцами природной воды можно наглядно представить, рассмотрев данные, приведенные ниже.

В рассматриваемом примере нами использовались два образца воды: образец $R = 404$, представляющий собой пробу морской воды с соленостью около 35‰, отобранную в акватории Северного Ледовитого океана ($\delta D_{\text{SMOW}} = 0$), и образец C_1 , представляющий собой пробу речной воды, отобранную в р. Москве ($\delta D_{\text{SMOW}} = -80‰$).

После завершения реакции количество дейтерия в газе (в полном соответствии с константой реакции изотопного обмена) значительно уменьшилось, однако значение δD между исследуемыми образцами воды сохранилось в пределах ошибки опыта.

Наименование образца	$\delta D_{SMOW} \text{‰}$	
	в образце	в водороде после уравнивания
Балонный водород	- 36	-
Образец R-404	0	- 720
Образец C ₁	- 84	- 810

Рассмотренный пример хорошо показывает, что образцы водорода, прошедшие стадию изотопного обмена, сильно обеднены дейтерием и потому для надежного измерения столь малых его концентраций необходимы масс-спектрометры с высокой изотопической чувствительностью.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Есиков А.Д.* Масс-спектрометрический анализ природных вод. М.: Наука, 1980. 204 с.
2. *Киршенбаум М.* Тяжелая вода. М.: ИЛ, 1953. 438 с.
3. Методические указания по прецизионному масс-спектрометрическому методу определения изотопного состава водорода и углерода. М.: ОНТИ; ВНИИЯГГ, 1975. 116 с.
4. Общий практикум по органической химии. М.: Мир, 1965. 357 с.
5. *Тейлор Х.П.* Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования. — В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 213–294.
6. *Compston W., Epstein S.* A method from the preparation of carbon dioxide from Water vapor for oxygen isotope analysis. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1959, vol. 39, p. 511–513.
7. *Epstein S., Mayeda T.* The variation in ¹⁸O content of waters from natural sources. — Geochim. et cosmochim. acta, 1953, vol. 4, p. 89–103.
8. *Friedman I., Hardcastle K.* A new technique for pumping hydrogen gas. — Geochim. et cosmochim. acta, 1970, vol. 34, N 1, p. 125–126.
9. *Roether W.* Water-CO₂ exchange set-up for the routine ¹⁸Oxygen assay of natural waters. — Intern. J. Appl. Radiat. and Isotopes, 1970, vol. 21, p. 379–387.
10. *Taube H.* Use of oxygen isotope effects in study of hydration of ions. — J. Phys. Chem., 1954, vol. 58, p. 523–528.
11. *Truesdell A.H.* Nonideality of oxygen isotope fugacity in salt solutions at elevated temperatures — geochemical implications (abs.). Mtg.: Ann., Geol. Soc. Amer. 1971, Abstracts with Programs, p. 735.
12. *Urey H.C.* The thermodynamic properties of isotopic substances. — J. Chem. Soc., 1947, p. 562–581.

УДК 546.02.551.491.5

В.Л. ЗЛОБИНА, В.С. КОВАЛЕВСКИЙ,
И.К. МОРКОВКИНА, В.В. РОМАНОВ

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕЛИЕВОЙ И ТРИТИЕВОЙ СЪЕМОК ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ УСЛОВИЙ ПИТАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ТЕРРИТОРИИ Г. МОСКВЫ

В результате многолетнего отбора вод из каменноугольных отложений в районе г. Москвы, начавшегося в 60-х годах прошлого столетия, по отдельным водоносным горизонтам этих отложений образовались депрессионные воронки, имеющие глубину 70–110 м и радиусы 50–70 км [1]. Образование депрессионных воронок приводит к формированию гидрохимических и температурных аномалий. Особенно заметные изменения наблюдаются в гидрохимических и температурных показателях подземных вод среднекаменноугольных отложений в районах развития погребенных речных долин. Существование гидрохимических и температурных аномалий подтверждает возможности перетекания грунтовых и речных вод в среднекаменноугольный водоносный горизонт. На основе обобщения материалов, характеризующих изменение гидрогеологических условий под влиянием инженерной деятельности человека, в работе [3] отмечается, что при взаимосвязи артезианских и грунтовых вод пути фильтрации последних становятся очагами суффозионных или карстовых процессов. При этом процесс водообмена может приобретать спонтанный и нежелательный характер, а иногда и катастрофический [3]. Поэтому разработка подходов к своевременному прогнозированию развития карста в региональном плане и во времени приобретает, особенно для городских территорий, важное практическое и методическое значение.

Для решения такого рода задач весьма эффективно применение одновременно гелиевой и тритиевой съемок. Практика применения водно-гелиевой съемки показала, что аномалии в нормальном поле гелия свидетельствуют о подтоке подземных вод снизу или речных и грунтовых вод сверху [4]. Основной формой миграции естественного свободного подвижного гелия является фильтрация с этими водами в растворенном состоянии этого элемента. Исследованиями отмечается увеличение концентраций гелия с глубиной. При этом проявление подтока речных или грунтовых вод проявляется в резком уменьшении концентраций гелия (вплоть до нулевых значений). Определения концентраций гелия в пробах воды, отобранных из скважин, проводятся с помощью высокочувствительного индикатора гелия ИНГЕМ-1. Используя результаты проведенных в

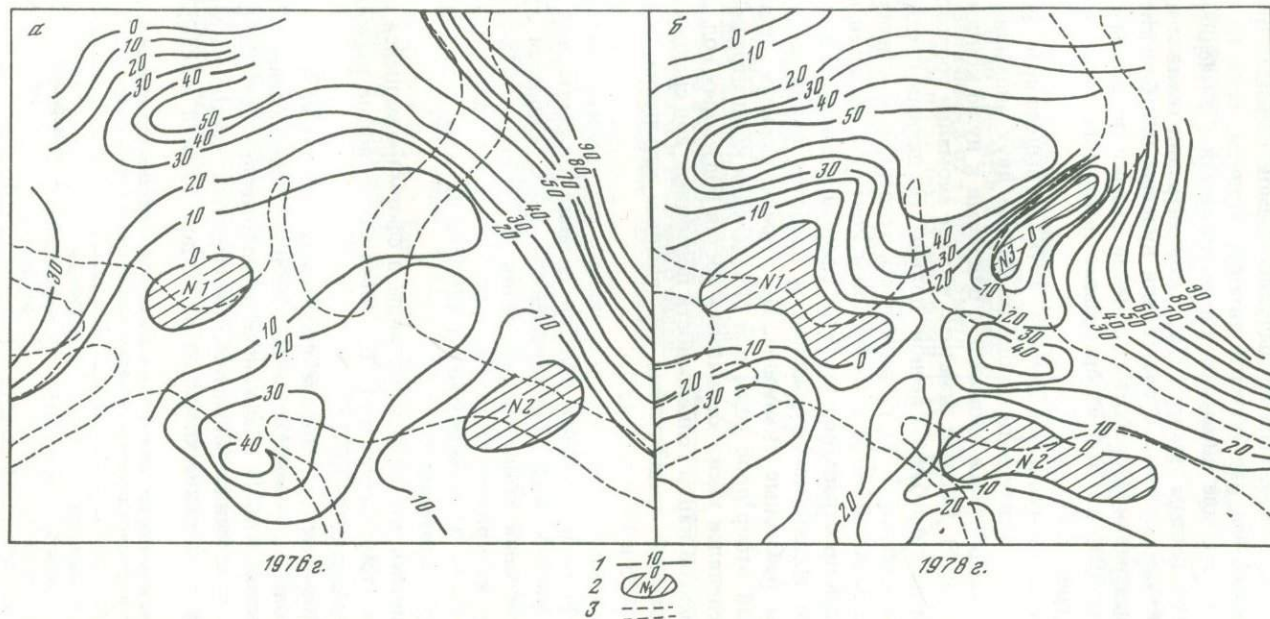


Рис. 1. Распределение концентраций гелия в среднекаменноугольном водоносном горизонте

1 — концентрации гелия соответствуют $\mu \cdot 10^5$ мл/л; 2 — области низких концентраций гелия и их номер; 3 — контур погребенной речной долины

1975 [4] и 1976 гг. водно-гелиевых съемок, были выбраны скважины для отбора проб воды. По данным предыдущих съемок на рассматриваемой территории выявились две области питания. Причем, если по данным съемки 1975 г. эти две аномалии характеризовались значениями $2,5 \times 10^{-5}$ мг/л, то по данным съемки 1976 г. концентрации гелия в пределах этих аномалий уменьшились и составляли нулевые или близкие к ним значения концентрации. Обработка гелиевой съемки по данным 1976 г. проводилась на ЭВМ БЭСМ-6 по программе трендового анализа на языке АЛГОЛ-60 (рис. 1, а).

По данным водно-гелиевой съемки 1978 г. выделенные аномалии сохранились и увеличились по площади. Кроме двух аномалий появилась дополнительная третья аномалия с близкими к нулю концентрациями гелия (рис. 1, б). Следует отметить, что все аномалии сосредоточены в районе развития погребенной речной долины. По данным предвесенней водно-гелиевой съемки 1979 г. наметилась тенденция к слиянию всех этих аномалий гелия. В связи с изменением контуров областей питания подземных вод в пространстве и времени, сформировавшихся в среднекаменноугольном водоносном горизонте, в пределах одной из областей были выбраны режимные скважины. По этим скважинам проводился систематический отбор проб воды для определения концентраций гелия и трития. Определялся также химический состав подземных вод. Для одного из фрагментов карты гелиеносности подземных вод среднекаменноугольных отложений представлены наблюдаемые изменения концентраций гелия для 1975 и 1978 гг. (рис 2).

Из представленных схем нетрудно увидеть все увеличивающееся значение вновь сформировавшейся области питания подземных вод за счет грунтовых и речных вод. Подтверждением этого являются графики временных изменений концентраций гелия в течение 1975–1979 гг. (рис. 3). Одна из кривых этого рисунка (1) характеризует изменение концентраций гелия непосредственно в области питания, а две другие — на прилегающей территории.

Следует отметить, что подземные воды в сформировавшейся области питания имеют температуру до 14°C , тогда как фоновые значения температуры не превышают $7-7,5^{\circ}\text{C}$.

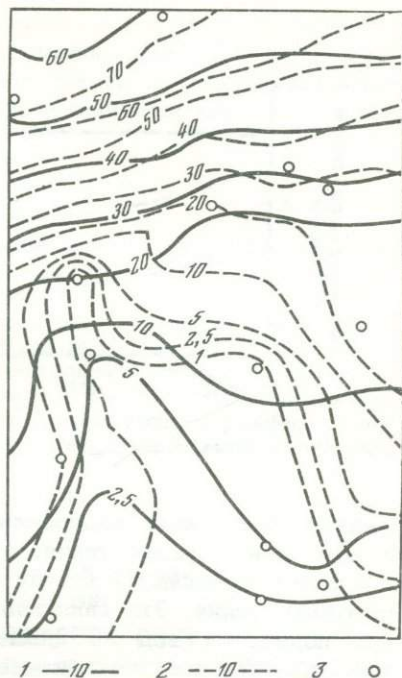
Изменение химического состава подземных вод также подтверждает влияние грунтовых и речных вод в пополнении среднекаменноугольного водоносного горизонта. В скважинах, расположенных непосредственно на площадях выделенных аномалий, наблюдается четкое уменьшение рН от 7,6 до 6, увеличение хлоридов от 80 до 130 мг/л и сульфатов от

Сопоставление некоторых элементов химического состава подземных вод нижне- и среднекаменноугольного водоносных горизонтов

Индекс водоносного горизонта	Окисляемость, мг/л O_2	рН	Общая жесткость, мг-экв	Минерализация, мг/л	Mg^{+2} , мг/л
C_1	1,6	7,5	5,2	325	38,6
C_2	1,5	7,4	4,9	335	36,2

Рис. 2. Режим гелиеносности подземных вод среднекаменноугольных отложений для участка наблюдений по данным 1975–1978 гг.

1 – концентрации гелия по данным 1975 г. ($\text{пх } 10^{-5} \text{ мл/л}$) [4]; 2 – концентрации гелия по данным 1978 г. ($\text{пх } 10^{-5} \text{ мл/л}$); 3 – наблюдательная скважина



150 до 190 мг/л. Содержание кальция за период с 1975 г. по 1979 г. увеличилось от 150 до 180 мг/л, а содержание магния увеличилось от 17 до 32,5 мг/л, что свидетельствует об активизации карстового процесса. По экспериментальным определениям содержание агрессивной уголекислоты в центре аномалии 1 достигает 22–30 мг/л и к периферии уменьшается до 4–5 мг/л, что подтверждает данный вывод. Таким образом, во вскрытых аномалиях гелия отмечены и существенные изменения химического и теплового баланса, и резкое увеличение способности подземных вод к выщелачиванию.

Доказательством питания подземных вод за счет речных и грунтовых вод являются результаты тритиевой съемки. Концентрации трития для фрагмента рассматриваемой территории (см. рис. 2) изменяются в диапазоне от 11 ± 2 до 104 ± 10 Т.Е. (тритиевых единиц). Средняя концентрация трития в подземных водах среднекаменноугольного водоносного горизонта для проб воды, отобранных по всей изучаемой территории, составляет $48,9 \pm 9$ Т.Е. Так как поступающие в водоносный горизонт речные и грунтовые воды имеют довольно высокие концентрации трития и смешиваются с более древними водами, целесообразно оценивать время водообмена (время пребывания воды в водоносном горизонте). Определение времени водообмена проводилось на основе модели, описывающей баланс воды и трития в водоносном горизонте [2]. Расчетные значения времени водообмена по отдельным участкам водоносного горизонта изменяются от 1 года до 400 лет.

Ca^{+2} , мг/л	Fe^{+3} , мг/л	Cl^- , мг/л	SO_4^{-2} , мг/л	F^- , мг/л	NH_3^- , мг/л	HCO_3^- , мг-экв
37,6	0,14	17,3	50	4,2	4,2	0,57
34,7	0,1	14,4	62,4	4,1	4,5	0,2

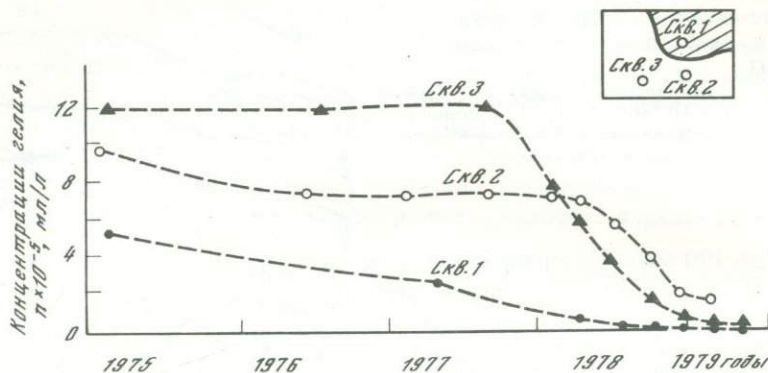


Рис. 3. График режимных наблюдений за концентрациями гелия в области питания (сква. 1) и смежных областях (сква. 2 и 3)

Минимальное время водообмена соответствует участкам аномально низких концентраций гелия, а максимальное — довольно высоким. Последние выявляются наряду с районами явного уменьшения концентрации гелия. Это свидетельствует об увеличении роли перетекания подземных вод из нижнекаменноугольного водоносного горизонта в баланс среднекаменноугольного водоносного горизонта, что подтверждается данными химического состава (таблица).

Для средней концентрации трития в подземных водах среднекаменноугольного водоносного горизонта время водообмена составляет $68 \pm \pm 14$ лет. По данным режимных наблюдений за изменением концентраций трития в подземных водах среднекаменноугольного водоносного горизонта выявляется увеличение концентраций трития во времени. Для скважины, расположенной непосредственно в выделенной области питания, концентрация трития от 57 Т.Е. увеличилась до 132 Т.Е. за период с 1976 г. по 1978 г. Для нижнекаменноугольного водоносного горизонта также наблюдается увеличение концентраций трития во времени. За этот же период в этом горизонте концентрации трития увеличились от 2,2 Т.Е. до 8,4 Т.Е.

Таким образом, результаты наблюдений за изменением концентрации трития в подземных водах средне- и нижнекаменноугольных отложений доказывают возрастающее значение вновь сформировавшихся областей питания в пополнении водоносных горизонтов и постоянном омоложении подземных вод.

Совместное применение гелиевой и тритиевой съемок также показало, что минимальным концентрациям гелия соответствуют максимальные концентрации трития и наоборот. Это позволяет по данным менее трудоемкой гелиевой съемки давать характеристику степени интенсивности водообмена для любого участка изучаемой территории в пределах исследуемого водоносного горизонта. Комплексное использование этих двух съемок позволяет оконтурить области интенсивного водообмена, определить

время водообмена в сложной гидродинамической и гидрохимической обстановке, т.е. выявить области качественного изменения химического состава подземных вод, включая их агрессивную способность и, следовательно, оконтурить участки возможной активизации карстовых процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Просенков В.И.* Гидрогеохимическая характеристика и процессы формирования подземных вод интенсивно эксплуатируемых горизонтов Москвы и Подмосковья. — Советская геология, 1972, № 9, с. 18–25.
2. *Романов В.В.* Закономерности распределения трития в природных водах. — В кн.: Изотопия природных вод. М.: Наука, 1978, с. 46–89.
3. *Фомин В.М., Толстихин О.Н.* Изменение гидрогеологических условий под влиянием инженерной деятельности человека. — Тр. ВНИИ гидрогеол. и инженер. геол., 1978, № 122, с. 98–107.
4. *Яницкий И.Н.* Гелиевая съемка. М.: Недра, 1979, 85 с.

УДК 551.491

В.В. РОМАНОВ, В.Л. ЗВЕРЕВ, Н.В. ДЕМИН,
В.И. ПРОСЕНКОВ, В.М. ШВЕЦ

ТРИТИЙ В ВОДАХ ПЛЕЩЕЕВА ОЗЕРА И ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ПЕРЕЯСЛАВЛЬСКОГО ВОДОЗАБОРА

Цель исследований — изучение характера взаимосвязи водоносных горизонтов в районе г. Переяславля Залесского и выяснение роли вод оз. Плещеево в формировании эксплуатационных запасов московско-днепровского водоносного горизонта, интенсивно эксплуатируемого Переяславльским водозабором.

Применение трития для изучения процессов влагооборота в Советском Союзе было начато во ВНИИЯГГе работами Я.Б. Финкельштейна, В.Н. Сойфера, В.В. Романова [1].

В настоящее время в ИВП АН СССР применяется методика измерения концентрации трития в природных водах, заключающаяся в предварительном обогащении образца воды тяжелыми изотопами водорода и последующем радиометрическом счете трития [2]. Для обогащения исходного образца после его очистки от минеральных примесей с помощью однократной перегонки проводили одноступенчатый (для поверхностных вод) или двухступенчатый (для подземных вод) электролиз в щелочной среде. При этом в первом случае обогащение тритием составляло 18–25 раз при исходном объеме пробы 500 мл, во втором — 60–100 раз при исходном объеме 2000–2500 мл. Чистое время обогащения составляло соответственно 72 и 120 ч. Наличие двух электролизных батарей позволяло проводить одновременное обогащение 21 пробы. Радиометрический счет проводили на жидкостно-сцинтилляционном спектрометре SL-30. В качестве рабочего раствора использовали эмульсию состава: 5 мл толуола, 5 мл октилфеноксиполиэтоксиэтанола с растворенными в них сцинтилляторами ППО и ПОПОП и 10 мл обогащенного образца воды.

Эффективность счета 18%, фон 10 имп/мин, время счета 200 мин. Точность анализа во всех случаях была не менее 10%.

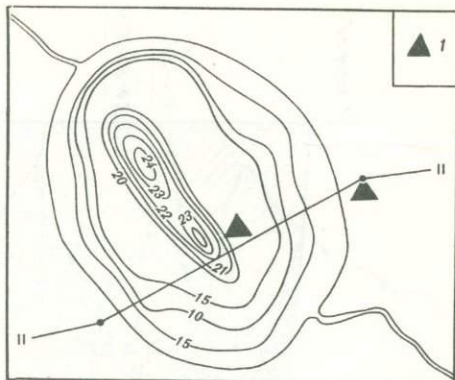
Плещеево озеро расположено в юго-западной части Ярославской области. Оно занимает центральную часть Нерльской флювиогляциальной низины, возникшей во время Московского оледенения. Озеро имеет блюдцеобразную форму, вытянутую с северо-запада на юго-восток. Площадь водной поверхности составляет 50,8 км² при максимальной ширине его 6,5 км и длине 9,5 км. Глубина озера незначительна и лишь в центральной части достигает 23–24 м. Оз. Плещеево является сточным. В него впадает 13 рек, ручьев и ручьев, вытекает одна — р. Векса. Водотоки, впадающие в озеро, маловодны, течение их медленное. Питание водотоков смешанное: в период летнего минимума — родниковое, в весенне-летний период — за счет осадков и поверхностных вод. В августе 1972 г. поверхностный сток в озеро составил 1280 тыс. м³ в месяц, а количество воды, выносимое из озера р. Вексой, 2750 тыс. м³. Существенную роль в водном балансе озера играют атмосферные осадки и испарение. В августе 1972 г. количество осадков составило 3200 тыс. м³, испарение 1830 тыс. м³. Неувязка баланса (около 100 тыс. м³) очевидно связана с разгрузкой подземных вод в озеро.

Основными водоносными горизонтами в районе Переяславльского водозабора являются водоносный горизонт озерно-аллювиальных современных и верхнечетвертичных отложений, днепровско-московских и окско-днепровских флювиогляциальных отложений, а также ассельско-клязьминский водоносный горизонт. Воды четвертичных отложений пресные. Воды ассельско-клязьминского водоносного горизонта гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые с минерализацией 1,7–2,5 г/л приурочены к известнякам и доломитам. Наиболее интенсивно эксплуатируемым для целей водоснабжения горизонтом является днепровско-московский, из которого в настоящее время отбирается воды до 14 тыс. м³/сутки. Озерно-аллювиальный водоносный горизонт залегает в интервалах: кровля 9–13 м, подошва 17–29 м. Средняя мощность водоносной толщи 13,8 м. Воды обладают слабым напором. Московско-днепровский водоносный горизонт залегает в интервалах: кровля 28–40 м, подошва 58–65 м. Средняя мощность водоносной толщи 27,2 м. Воды напорного типа, величина напора 36 м. Подземные воды ассельско-клязьминского горизонта залегают на глубине 160–180 м. Воды напорного типа, величина напора 160 м.

На основании предварительных исследований, выполненных гидрогеологической режимной партией ТГУ ЦР Министерства геологии СССР в 1971–1972 гг., по конфигурации пьезометрической поверхности удалось установить, что имеет место разгрузка озерно-аллювиального водоносного горизонта в оз. Плещеево. Термометрические исследования со льда озера подтвердили наличие очагов разгрузки этого горизонта в озеро. Выявленные положительные температурные аномалии в самых глубоких частях озера позволили высказать предположение о том, что днепровско-московский водоносный горизонт также разгружается в оз. Плещеево [3]. Однако окончательные выводы сделать не удалось, так как данных о гидрогеологических условиях под зеркалом озера не имеется, а сниже-

Рис. 1. Схема расположения участков радиоизотопного опробования

I — участки опробования



ние пьезометрической поверхности по направлению к озеру можно объяснить также интенсивной эксплуатацией этого горизонта.

Для выполнения поставленной задачи было проведено пробование Плесеева озера по глубине, а также исследована концентрация трития в подземных водах Переяславльского водозабора. Расположение станции опробования на Плесеевом озере, а также участки опробования подземных вод показаны на рис. 1. На гидрогеологическом разрезе (рис. 2) показано распределение концентрации трития в подземных водах Переяславльского водозабора и оз. Плесеево. Результаты выполненных определений концентрации трития представлены в таблице. Воды оз. Плесеево охарактеризованы четырьмя пробами, причем проба, взятая с максимальной глубины 22 м, обнаруживает значительное уменьшение концентрации трития (93 отн.ед) по сравнению с остальными пробами, взятыми на поверхности и на глубине 3 и 10 м.

Результаты определений концентрации трития в оз. Плесеево и подземных водах Переяславльского водозабора

Водопункт	Геологический возраст водовмещающих пород	Глубина, м	Дата	Концентрация, Т, отн. ед.
Оз. Плесеево	—		6.08.76	133
То же	—	3	6.08.76	128
"	—	10	6.08.76	132
"	—	22	6.08.76	93
Скв. № 25184	$a_1 I Q_{III}$	18	23.10.76	36
Скв. № 25187	$a_1 I Q_{III}$	30	23.10.76	19,4
Скв. № 19361	$a_1 f Q_{II}^{dn-ms}$	59	23.10.76	3,4
Скв. № 19359	$a_1 f Q_{II}^{dn-ms}$	60	23.10.76	8,5
Скв. № 19359	$a_1 f Q_{II}^{dn-ms}$	60	6.08.76	0
Скв. № 19362	$a_1 f Q_{II}^{dn-ms}$	59	23.10.76.	0
Скв. № 25183	$a_1 f Q_{1-II}^{ox-dn}$	114	23.10.76	10,5
Скв. № 3	P_1-C_3	192	23.10.76	0
Скв. № 2	P_1-C_3	250	6.08.76	0

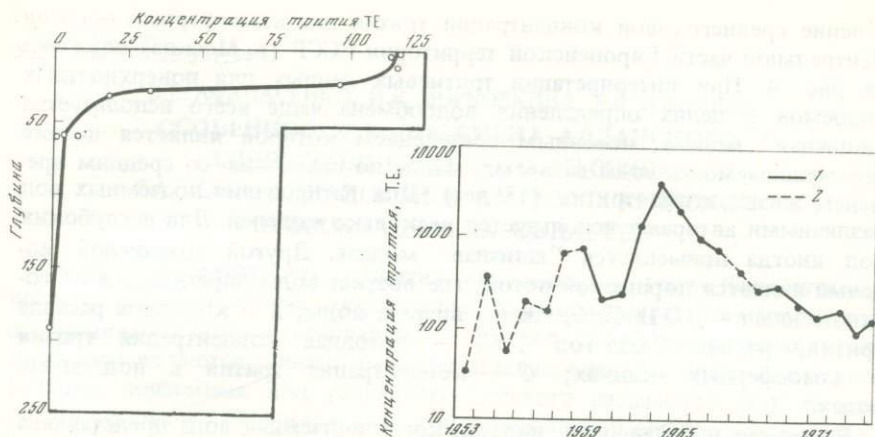
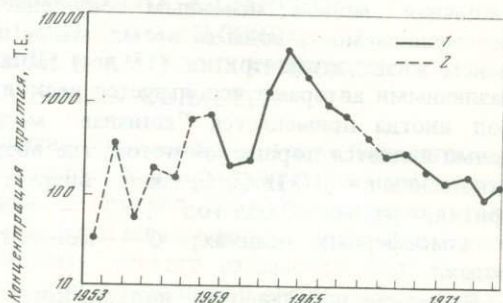


Рис. 3. Изменение концентрации трития с глубиной для подземных и поверхностных вод

Рис. 4. Многолетнее изменение концентрации трития в атмосферных осадках над Центральной частью ЕТС (г. Москва)

1 — измеренные данные; 2 — восстановленные



По разрезу эксплуатационных горизонтов Переяславльского водозабора также наблюдается уменьшение концентрации трития с глубиной (рис. 3), и воды ассельско-клязьминского горизонта не содержат измеримых концентраций трития. Отсутствие трития в водах нижнепермско-верхнекаменноугольных отложений свидетельствует о достаточно застойном режиме этих вод, имеющих, по-видимому, возраст не менее 50–100 лет. Воды флювиогляциальных отложений московского межледниковогоья по содержанию трития занимают промежуточное положение между водами нижнепермско-верхнекаменноугольных отложений и водами самого верхнего горизонта озерно-аллювиальных отложений. Концентрация трития в них невелика и порой опускается до нуля. Наибольшее содержание трития в изученных подземных водах обнаружено в водах самого верхнего горизонта озерно-аллювиальных отложений. Здесь концентрация трития достигает 36 отн. ед., но она почти втрое ниже, чем концентрация в придонной зоне Плещеева озера. Распределение трития в подземных водах Переяславльского водозабора свидетельствует о наибольшей связи с поверхностными водами вод горизонта озерно-аллювиальных отложений. Учитывая, что концентрация трития в этих водах все же значительно ниже уровней, известных для атмосферных осадков и ниже концентрации в оз. Плещеево, надо полагать наличие перетока вод из более глубоких горизонтов к поверхности, что приводит к снижению содержания трития в водах озерно-аллювиальных отложений за счет разбавления глубинной водой, не содержащей трития. Концентрация трития в любом водном резервуаре, как поверхностном, так и подземном, определяется степенью его взаимосвязи с водами атмосферных осадков, где концентрация трития непостоянна во времени. Распре-

деление среднегодовой концентрации трития для атмосферных осадков Центральной части Европейской территории СССР (г. Москва) показано на рис. 4. При интерпретации тритиевых данных для поверхностных водоемов в целях определения водообмена чаще всего используется "ящичная" модель, основным допущением которой является полная перемешиваемость воды за время, малое по сравнению со средним временем жизни атома трития (18 лет). Для датирования подземных вод различными авторами используется несколько моделей. Для неглубоких вод иногда применяется "ящичная" модель. Другой возможной моделью является поршневой поток, где возраст воды определяется по соотношению $t = (1/\lambda) \ln C_0/C$, где t — возраст воды; λ — константа распада трития, равная $0,055 \text{ год}^{-1}$; C_0 — исходная концентрация трития в атмосферных осадках; C — концентрация трития в подземных водах.

Возможен и балансовый подход, когда подземная вода представлена в виде смеси очень старой воды, не содержащей измеримой концентрации трития, и поверхностной воды. Исходя из этого и полученных нами данных, возраст вод, отобранных с глубин 60 м и более, составляет более 60 лет (пробы 9–12). Воды, представленные пробями 5–8, по всей видимости, являются смесью вод старше 60 лет и вод более молодого происхождения (скорее всего воды от 1954 г. до настоящего времени).

З а к л ю ч е н и е

Обнаружено закономерное уменьшение концентрации трития по разрезу эксплуатационных горизонтов Переяславльского водозабора, связанное с условиями водообмена. Результаты свидетельствуют о наличии перетока вод из глубоких горизонтов к поверхности, что приводит к разбавлению инфильтрационных вод озерно-аллювиальных отложений водами с низким содержанием трития. Проведенные исследования показывают, что воды оз. Плещеево имеют гидродинамическую связь с подземными водами Переяславльского водозабора. При этом до настоящего времени продолжается разгрузка подземных вод эксплуатируемых водонесных горизонтов четвертичного возраста в озеро, несмотря на то что в непосредственной близости к нему действует водозабор значительной производительности.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Романов В.В., Сойфер В.Н. Применение природного трития в гидрогеологических исследованиях. — Тр. ВНИИЯГГ, 1968, вып. 4, с. 289–304.
2. Романов В.В., Сойфер В.Н. Аппаратура и методика измерения природного трития. — В кн.: Ядерная геофизика. М.: Гостоптехиздат, 1962, с. 202–210.
3. Просенков В.И., Соколов Н.Е. О подземном питании оз. Плещеево. — Тр. ВСЕГИНГЕО, 1972, вып. 49, с. 76–85.

В.Е. АФАНАСЕНКО, И.К. МОРКОВКИНА, В.В. РОМАНОВ
**ОСОБЕННОСТИ ВОДООБМЕНА АЛДАНСКОГО
ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО МАССИВА,
БАЙКАЛО-АЛДАНСКОЙ И АМУРО-УССУРИЙСКОЙ
ГОРНОСКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ**

Вопросу опережающего развития минерально-сырьевой базы страны, прежде всего в полосе обрамления Байкало-Амурской магистрали, предъявляются особые требования. Важной стороной решения этой проблемы являются поиски, разведка и оценка запасов пресных и минеральных подземных вод различного целевого назначения. При таком подходе к оценке гидрогеологической и мерзлотной обстановки, а также особенностей водоснабжения в пределах различных гидрогеологических структур немаловажным условием ускоренных комплексных работ является выяснение существующих условий водообмена. Последнее наиболее важно для гидрогеологических структур или их частей в пределах полосы ближайшего освоения строящейся Байкало-Амурской железнодорожной магистрали.

Важным звеном в изучении условий водообмена природных вод является использование тритиевого метода, позволяющего измерять концентрации этого изотопа в природных водах. Его поступление в поверхностные и подземные воды обусловлено выпадающими атмосферными осадками, и это дает возможность проследить различные звенья цикла водообмена. Сопоставляя концентрации трития в атмосферных осадках и подземных водах, можно оценить возраст подземных вод, т.е. среднее время их существования с момента инфильтрации. Для выполнения этой задачи были использованы многолетние данные по измерению концентрации трития в осадках Якутска, Эдмонтона и Оттавы [1, 2]. При этом, учитывая закономерности географического и временного распределения трития в осадках, была реконструирована кривая среднегодовой концентрации этого элемента применительно к рассматриваемым нами конкретным регионам. Для оценки возраста подземных вод различных фильтрационных сред изучаемых гидрогеологических структур учитывались поправки на радиоактивный распад трития, а также то, что при движении подземных вод пики концентрации размываются за счет диффузии [5]. Таким образом, сопоставляя изменения концентрации трития в атмосферных осадках того или иного региона с содержанием этого элемента в подземных водах разных частей гидрогеологического разреза, мы получаем возможность оценить возраст подземных вод с момента их инфильтрации. При слабой степени изученности рассматриваемой территории и ее сложном строении в мерзлотно-гидрогеологическом отношении, применяемый изотопный метод является наиболее эффективным.

Научное сотрудничество экспедиции БАМ геологического факультета МГУ и отдела изотопных исследований природных вод Института водных проблем АН СССР дало возможность начиная с 1974 г. детально обследо-

вать целый ряд водоносных комплексов, водоносных зон трещиноватости и проявлений минеральных и термальных вод полосы освоения центрального участка трассы БАМ. Были опробованы водоносные комплексы мезозойских континентальных отложений Усмуной и Чульманской впадин (Хатаминские и Нерюнгские источники), нижнепалеозойских карбонатных пород (Юхтинские и Усмуные источники), нижнеархейских гранулитизированных пород (источники по р. Кабактан), водоносные зоны трещиноватости верхнеархейских амфиболитизированных пород, протерозойских диафторированных пород, мезозойских эффузивных пород, протерозойских и архейских гранитоидов (источники по рекам Монахте II, Ат-Бастах, Сирик, Гилюю и др.). Помимо этого были опробованы проявления углекислых минеральных вод Алданского щита, Даурской складчатой области, азотных терм Байкало-Чарской и Амуру-Охотской складчатых областей (таблица). Для Чульманского массива характерно широкое развитие юрских терригенных пород, мощностью до 4—4,5 км. Это песчаники, аргиллиты, алевролиты с пластами каменных углей и конгломератами. Для всей толщи характерна значительная фациальная изменчивость, невыдержанность пластов по мощности и простиранию, высокая литогенетическая трещиноватость пород и тектоническая раздробленность. Водопроницаемость пород определяется исключительно их трещиноватостью и изменяется в довольно широких пределах. В зонах повышенной трещиноватости и дробления, связанных с новейшими тектоническими нарушениями и проявлением складчатых дислокаций, величины коэффициентов фильтрации могут достигать 0,1—0,5 м/сут. В ненарушенных межразломных участках проницаемость пород падает, достигая наиболее низких значений. По условиям фильтрации подземные воды являются преимущественно трещинными, трещинно-пластовыми и трещинно-жильными с неоднородной по площади и разрезу проводимостью. Для рассматриваемого водоносного комплекса мезозойских континентальных отложений характерно развитие вод подмерзлотного стока, питающихся через сквозные дождевально-радиационные талики инфильтрационного класса. Основное питание осуществляется севернее хребтов Станового и Зверева на междуречных плоских водоразделах рек Тунгурчи, Алдакая, Амедичи. Упомянутые талики приурочены к хорошо промытым и мощным трещиноватым зонам аэрации и экзогенной трещиноватости.

Значительную роль в пополнении запасов подземных вод рассматриваемого водоносного комплекса играет перетекание вод из нижнепалеозойских карбонатных пород, выходящих на поверхность по северной периферии Усмуной и Чульманской впадин и из ультраметаморфических пород Курультинской серии, обрамляющих южную часть упомянутых наложенных структур. По характеру фильтрации подземные воды, приуроченные к нижнепалеозойской карбонатной толще, являются трещинными, трещинно-карстовыми и карстово-пластовыми. Карбонатными породами сложено субширотное северное крыло названных угленосных адартезианских структур. Здесь эти породы выходят в полосе шириной 25—40 км, выклинивающейся постепенно по направлению падения к югу.

Результаты измерения содержания трития в отобранных пробах

Место отбора пробы	Дата отбора	Концентрация трития, Т.Е.
1	2	3
Юхтинские ист.	8.07.74	323
Р. Юхта в месте выходов источников	То же	288
Дождевые осадки в р-не Юхтинских ист.	"	391
Хатаминские ист. (первая группа)	7.08.74	370
Хатаминские ист. (вторая группа)	То же	426
Дождевые осадки в р-не Хатаминских ист.	8.08.74	316
Ист. в долине р. Верхней Нерюнгри	04.75	402
Наледи (верхний слой)	То же	316
Наледи (нижний слой)	"	356
Снег в долине р. Верхней Нерюнгри	"	319
Снег в долине р. Чульман	"	297
Горбыляхские термальные ист.	04.75	58
Ист. по левому борту долины р. Горбылях ниже термальных	04.75	117
Кудулинский ист. минерализованных вод	06.04.76	12,7
То же	18.08.75	12,7
Снег в долине р. Кудули	06.04.76	135
Вода из ручья минерализованного ист.	18.08.75	268
Ист. по р. Монахе II	27.07.75	174
Ист. по р. Хани выше р. Ат-Бастах	6.04.76	525
Польныи по р. Хани выше р. Ат-Бастах	То же	360
Ист. конденсационных вод по правобережью р. Нюкжи в 6 км ниже устья р. Лончи	1.08.75	265
Дождь в бассейне р. Нюкжи	22.08.75	190
Р. Олекма вблизи впадения в нее р. Нюкжи	4.08.75	222
Подземные воды из скв. по правому берегу р. Нюкжи в 6 км ниже устья р. Лончи с глубины 120 м	1.08.75	8
Ист. выше наледи по р. Сирик	6.04.76	429
Ист. минерализованных вод в 6 км к востоку от устья р. Хатастыр	11.04.76	309
Вода из жильных льдов в р-не пос. Нагорный	22.07.75	123
Вода из текстурообразующего льда в р-не пос. Нагорный	5.08.75	191
Вода из жильного льда по р. Усмун, притоку р. Мульмуги	17.08.78	15
Ист. в верховьях р. Гиллой (первый)	21.07.77	190
Ист. в верховьях р. Гиллой (второй)	22.07.77	224
Ист. минерализованных вод в верховьях р. Гиллой в 1,5 км выше устья р. Кудули	18.07.77	19
Ист. минерализованных вод по р. Сутам	17.07.77	20,6
Наледи ниже ист. минерализованных вод по р. Сутам	То же	34
Ист. в верховьях гигантской наледи по р. Усмун	9.07.77	148
Ист. выше наледи по р. Кабактан	04.77	479

Резкое уменьшение водопроницаемости пород по мере перехода подземных вод из нижнепалеозойских карбонатных пород в мезозойские континентальные толщи обуславливают концентрированную внутриструктурную напорную разгрузку вод подмерзлотного стока. Дебиты родников нередко достигают нескольких сотен литров в секунду. Зимой в таких местах формируются крупные и гигантские наледы. К таким крупным очагам разгрузки подземных вод могут быть отнесены Юхтинские и Усмунские ист.

Юхтинские ист. прослеживаются на расстоянии 10 км в долине р. Юхты и продолжают на несколько километров по р. Унгре. Суммарный дебит этих источников до 2000 л/с. Температура воды 3,5–4 С, состав гидрокарбонатный магниевый-кальциевый, минерализация до 260 мг/л. Они слабощелочные, мягкие, обладают значительной углекислотной агрессивностью ($I > 1$), хотя в некоторых пробах воды практически неагрессивные. Такие неагрессивные воды характеризуют недавно сформированные родники, которые выводят воду из вновь промываемой части гидрогеологического разреза, где наиболее активно осуществляется выщелачивание. Родники же, существующие длительное время, характеризуются относительно выработанным родниковым профилем и являются углекислотно агрессивными. По соотношению $Mg : Ca$, которое близко к единице или больше ее, можно утверждать, что подземные воды нижнего палеозоя в основном обязаны своим происхождением выщелачиванию доломитов и доломитизированных известняков [4]. Формирование подобного типа вод происходит в зоне интенсивного водообмена при окислительной гидрохимической обстановке.

Усмунские ист. прослеживаются по долине р. Усмун, правого притока р. Тунгурчи по полосе распространения гигантской наледы. Дебит достигает 600 л/с. Температура 1–1,5 С, состав аналогичный Юхтинским, минерализация до 180 мг/л. Концентрация трития в водах Юхтинских и Усмунских ист. близка по своим значениям к концентрации трития в современных атмосферных осадках. Это позволяет сделать вывод о коротком времени водообмена в породах палеозойского водоносного комплекса, не превышающем одного-двух лет (см. таблицу).

Задавая экстремальные значения гидрогеологических характеристик, можно ориентировочно оценить максимальное расстояние до инфильтрующих таликов. Значения коэффициента фильтрации сильно трещиноватых карбонатных палеозойских пород в пределах разломных зон могут достигать 10 м/сут и более. Значение активной пористости водовмещающих отложений находится в интервале 0,05–0,1. Характерные градиенты потока, фиксируемые на нескольких детально разбуренных месторождениях в пределах Чульманской впадины, равны 0,02–0,04, но иногда достигают 0,08–0,1. Таким образом, для времени фильтрации один-два максимальное расстояние до областей питания может быть оценено в 10–20 км.

Источники подземных вод мезозойских континентальных отложений были изучены по рекам Хатами и Верхней Нерюнгри. Ниже источников формируются крупные наледы с мощностью льда 2–4 м. Характерно, что площади долин, обработанных наледными процессами в три-четыре

раза превышают максимальные размеры современных наледных тел. Последнее обстоятельство, по нашему мнению, является свидетельством достаточно длительного (в геологическом масштабе времени) существования источников подземных вод мезозойских угленосных пород рассматриваемых зон разгрузки. Определение в подземных водах названного водоносного комплекса концентрации радиоактивного трития говорит об исключительно коротком цикле водообмена — от одного-двух до трех лет. При таком цикле расположение областей питания не должно превосходить 8—12 км.

Иная картина намечается в районе Горбыляхских, Нахотских, Кудулинских, Гилюйских, Сутамских, Олекминских и Хатыстырских ист. минерализованных и термальных вод, характеризующих соответственно нижнеархейские ультраметаморфические гранитизированные породы, мезозойские континентальные отложения, водоносные зоны трещиноватости верхнеархейских амфиболитизированных пород, мезозойских эффузивных пород, мезозойских гранитоидов. Эти источники подземных вод являются составной частью Байкало-Чарской гидроминеральной области азотных терм (Олексинские, Кудулинские ист.), Даурской провинции холодных углекислых вод (Хатыстырские ист.), гидроминеральной провинции минеральных и термальных вод Алданского щита (Горбыляхские, Нахотские и другие ист.).

По химическому составу азотные термы представляют собой сульфатно-хлоридные, кальциево-натриевые воды с минерализацией до 0,8 г/л, температура до 50—55°С. Характерно наличие кремнекислоты до 60—230 мг/л, повышенная щелочность, присутствие в значительных количествах радона, перенасыщенность азотом, присутствие сероводорода (до 1—3 мг/л). Холодные углекислые воды характеризуются гидрокарбонатным магниево-кальциевым составом, минерализацией до 1—3 г/л, насыщением углекислым газом.

Гидроминеральную область Алданского щита, как нам представляется, неправильно считать слабоперспективной в отношении развития минеральных и термальных вод [3]. В долинах рек Нахота и Горбылях сульфатные кальциево-натриевые минеральные воды имеют температуру 16—18°С. Характерно сероводородное насыщение. Относительно высокие температуры этих вод дают возможность полагать, что их формирование происходит в наиболее глубокой от поверхности земли части гидрогеологического разреза с относительно затрудненными условиями водообмена. Проведенное опробование перечисленных термоминеральных источников на содержание в них трития показало, что подземные воды имеют возраст более 20 лет, так как концентрация трития в них значительно ниже концентрации его в современных атмосферных осадках.

Часть подземных вод, использующих при своем движении водоносные зоны трещиноватости и разрывные тектонические нарушения в верхнеархейских метаморфических амфиболитизированных породах, а также в протерозойских и мезозойских гранитоидах, по своему возрасту занимает промежуточное положение. Водообмен в таких системах более длителен и достигает 8—12 лет. Возраст текстурообразующих и повторно-жильных льдов, являющихся составной частью рыхлых верхнечетвер-

тичных пород или мерзлых метаморфических гранулитизированных и гранитизированных пород архейского времени, превышает 25 лет. Несколько повышенное содержание трития в некоторых наледообразующих источниках и наледях по сравнению с общим фоном говорит о разубоженности растворов за счет поверхностных водотоков.

Важным является вывод об охране окружающей среды, в частности об охране от загрязнения подземных вод зоны активного водообмена в пределах рассматриваемой территории. Это актуально, поскольку в настоящее время широко развернулось гражданское и промышленное строительство в полосе освоения трассы БАМ. В связи с этим любые изменения природных условий, в первую очередь мерзлотных, в пределах областей питания подземных вод скажутся на изменениях формы и размеров таликов и таликовых зон, водофильтрационных свойств пород, что в свою очередь вызовет очень быстрые (в течение нескольких лет) изменения дебитов источников, качества подземных вод, процессов наледообразования и др.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Афанасенко В.Е., Морковкина И.К. и др.* О возрасте подземных вод хребта Тас-Хаяхта и Селеняхской наложенной впадины. — Вестн. МГУ. Сер. 4, геология, 1975, № 5, с. 105–109.
2. *Афанасенко В.Е., Чижова Н.Н. и др.* Использование тритиевого метода для определения возраста подземных вод зоны интенсивного водообмена Чульманской впадины. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1976, № 2, с. 82–86.
3. *Пиннекер Е.В., Писарский Б.И.* Подземные воды зоны Байкало-Амурской магистрали. Новосибирск: Наука, 1977. 178 с.
4. *Фотиев С.М.* Подземные воды и мерзлые породы Южно-Якутского угленосного бассейна. М.: Наука, 1965. 230 с.
5. *Rowe P.C.* Water movement in the unsaturated zone of high and low permeability strata using natural tritium. — In: *Isotop Hydrology IAEA, Vienna, 1970, p. 73–86.*

УДК 546.110.23.551.345

И.К. МОРКОВКИНА, В.В. РОМАНОВ,
А.И. ТЮРИН, А.Б. ЧИЖОВ

ИССЛЕДОВАНИЕ КУРУМООБРАЗОВАНИЯ ИЗОТОПНЫМИ МЕТОДАМИ

В связи с интенсивным освоением районов Восточной Сибири и, в частности, со строительством Байкало-Амурской магистрали изучение процессов курумообразования приобретает особую важность. Курумы — это экзогенные геологические образования, сформировавшиеся в суровых климатических условиях и представляющие собой скопление грубообломочного материала на склонах крутизной меньше угла естественного откоса и перемещающиеся под определяющим воздействием криогенных процессов (главным образом, десерпции). Несмотря на большую практическую значимость этого явления генезис, строение и динамика курумов изучены совершенно недостаточно. Как правило, данные о скоростях движения курумов, имеющиеся в литературе, получены в результате

наблюдений за перемещением обломков на их поверхности. О скоростях же перемещения грубообломочного материала в теле курума почти ничего неизвестно. Проблематичен вопрос течения гольцового льда в курумах, хотя проведенные расчеты указывают на возможность его пластических деформаций [1, 2]. В настоящей работе была поставлена цель получить новую информацию о формировании и динамике курумов с помощью анализа содержания трития в подземных льдах и оценки радиоуглеродным методом возраста погребенной дернины. Нами были исследованы курумы Чульманской впадины в районе строительства Южно-Якутского территориально-промышленного комплекса. Для этого района характерно широкое распространение многолетнемерзлых пород на склонах и днищах речных долин. Среднегодовые температуры многолетнемерзлых пород колеблются от близких к нулю отрицательных значений до -3 , -4°C , а их мощности достигают 150–200 м. Значительная часть курумов ниже слоя сезонного протаивания (1,5–2,5 м) находится в многолетнемерзлом состоянии, содержит ледяные включения и целые пласты льда с заключенными в них обломками пород (гольцовый лед).

В качестве примера мы детально рассмотрели строение курума, расположенного на правом борту ручья Болотного, притока р. Кабакта. Под грубообломочным чехлом оттаявшей за лето части разреза курума мощностью 175 см был вскрыт весьма сложный по своему строению ледо-грунтовый слой (рис. 1). В интервале 175–240 см льдистость слоя составляет 30%, лед прозрачный, при разрушении образуется раковинный излом. С глубины 201 см в строении льда отмечается горизонтальная и косая слоистость, большое количество пузырьков воздуха и наличие тонких пленок глинистого вещества. В интервале 201–214 см обнаружена натечная форма льда желтоватой окраски, сформировавшегося, по-видимому, в результате замерзания воды, стекающей с водораздела и содержащей продукты разрушения органических остатков. Ниже расположен слой щебня, дресвы и песка, сцементированных льдом. Крупность обломков уменьшается сверху вниз.

В интервале 240–290 см льдистость отложений достигает 80–90%. Лед имеет темноватую окраску, которая вниз по разрезу становится более светлой, а лед становится прозрачным. Однородность ледо-грунтового слоя нарушается секущими его плоскостями, маркирующимися присыпками песчаного материала и повышенным содержанием пузырьков воздуха. Ориентировка плоскостей относительно склона различная. Возможно, их возникновение связано с разрывами ледо-грунтового слоя в результате объемно-градиентных деформаций, а также с разгрузкой гравитационных напряжений. Во льду встречаются тонкие слои и линзы мелкого песка протяженностью 5–7 см и толщиной от 1 до 5 мм, которые повторяют форму глыб, находящихся во льду. Иногда серия таких слоев под глыбами образует "карманы" глубиной до 30 см. Их происхождение, вероятно, связано с выдавливанием глыб из ледяного слоя. Под некоторыми глыбами находятся песчаные линзы мощностью до 2 см. Форма линз дает основание считать, что они образовались в результате затекания под глыбы воды в процессе формирования льда. На глубине 290–320 см расположен слой зернистого льда молочной окраски. На глубине 320–360 см



Рис. 1. Ледогрунтовый слой курума

Рис. 2. Блок-полигон, погребенный под обломочным чехлом курума

На переднем плане — жила грубообломочного материала



находится ледогрунтовый слой с большим содержанием прослоев песка, глыб и щебня. Лыдность этого слоя в нижней части уменьшается до 30%.

По мере проходки шурфа из разреза описанного выше курума производился отбор проб льда для определения содержания в нем трития. Как известно, источником трития в природных водах в том числе подземных водах и льдах, являются атмосферные осадки. Минимальные концентрации трития во льду курума — 22 Т.Е., что с коррекцией на радиоактивный распад превышает природную концентрацию трития в атмосферных осадках,

которая в 1953 г. никак не могла быть выше 46 Т.Е. Для оценки количества современной (с 1954 г.) воды, накопленной в куруме, необходимо знать концентрацию трития в атмосферных осадках за последние 25 лет.

Для восстановления истории выпадения трития над исследуемым районом воспользуемся тем, что форма кривой зависимости среднегодовой концентрации трития от времени в атмосферных осадках для станций,

расположенных в сходных географических зонах, одинакова, хотя абсолютные уровни различны [3]. Регулярные наблюдения за уровнем трития в атмосферных осадках данного региона проводятся в Якутске (с 1969 г.) и Сковородине (с 1974 г.) [3]. Поскольку район исследований находится между этими двумя пунктами, то можно предположить, что среднегодовая концентрация трития над ним будет равна средней концентрации трития в осадках для Якутска и Сковородина:

$$C_A = (C_{Як} + C_{Ск})/2, \quad (1)$$

где C_A , $C_{Як}$ и $C_{Ск}$ — соответственно концентрации трития в осадках для района исследований, Якутска и Сковородина. По соотношению (1) вычислены значения C_A для 1973–1977 гг. Для 1969–1972 гг. предположим, что форма временной кривой содержания трития в атмосферных осадках подобна таковой для Якутска, а абсолютные значения вычислим по переходному коэффициенту $K_{А-Як}$, который по данным для 1973–1978 гг. равен

$$K_{А-Як} = \frac{\sum_{i=1973}^{i=1978} (C_{Якi} + C_{Скi})/C_{Якi}}{6} = 0,98 \quad (2)$$

и

$$C_A = K_{А-Як} \cdot C_{Як} = 0,98 C_{Як} \quad (i - \text{год выпадения}). \quad (3)$$

Аналогичным образом концентрацию трития для 1960–1968 гг. найдем по значениям для г. Москвы, где регулярные измерения были начаты с 1959 г.:

$$C_A = K_{Як-М} \cdot K_{А-Як} \cdot C_M = 1,31 C_M, \quad (4)$$

где коэффициент $K_{Як-М}$ определяется из соотношения

$$K_{Як-М} = \frac{\sum_{i=1969}^{i=1974} \frac{C_{Якi}}{C_{Мi}}}{6} = 1,34,$$

где $C_{Мi}$ — концентрация трития в атмосферных осадках над Москвой в год i .

Для 1953–1960 гг. воспользуемся данными для Оттавы:

$$C_A = K_{М-О} \cdot K_{Як-М} \cdot K_{А-Як} \cdot C_O = 1,70 C_O, \quad (5)$$

где C_O — концентрация трития в атмосферных осадках над Оттавой;

$$K_{М-О} = \frac{\sum_{i=1970}^{i=1969} C_{Мi}/C_{Оi}}{10} = 1,30.$$

Таблица 1

Концентрация трития в атмосферных осадках Якутии с 1953 по 1977 гг.

Год	Среднегодовая концентрация трития в атмосферных осадках	Концентрация трития с коррекцией на радиоактивный распад	Год	Среднегодовая концентрация трития в атмосферных осадках	Концентрация трития с коррекцией на радиоактивный распад
1953	46*	11	1965	1224**	589
1954	476*	123	1966	985***	509
1955	76*	21	1967	529**	289
1956	249*	72	1968	359**	207
1957	204*	63	1969	280***	171
1958	878*	285	1970	333***	214
1959	998*	342	1971	172***	117
1960	261**	98	1972	153***	110
1961	322**	124	1973	136****	103
1962	1755**	713	1974	133****	107
1963	5178**	2226	1975	148****	133
1964	3046**	1385	1977	83****	83

$$\Sigma C_{\text{ос}} = \Sigma C_{A_i} e^{-\lambda(1977-t)} = 8187 \text{ Т.Е.}$$

* По уравнению (5).

** По уравнению (4).

*** По уравнению (3).

**** По уравнению (1).

В результате мы получим концентрацию трития в атмосферных осадках над исследуемым районом (табл. 1).

Поскольку во всех слоях льда присутствует термоядерный тритий, очевидно, что происходит поступление современных атмосферных осадков в толщу льда. Это можно объяснить упомянутыми выше процессами: проникновением воды по трещинам (морозобойным, калывания) во льду, криотурбационным перемешиванием в ледогрунтовом слое при выдавливании глыб, а также пластическими деформациями льда.

Величина поступивших осадков определяется как отношение количества трития, накопленного к настоящему времени во льду к суммарной концентрации трития, выпавшего за последние 25 лет: $q = \Sigma Q / \Sigma C_{\text{ос}}$. Количество трития во льду получено с учетом льдистости каждого опробованного слоя и концентрации трития в нем (табл. 2), а концентрация выпавшего трития — по среднегодовой концентрации в атмосферных осадках за последние 25 лет. Полученная величина 0,88 см/год характеризует величину среднегодового атмосферного питания льда. Принимая, что мощность льда с учетом льдистости каждого опробованного слоя составляет 93,5 см, а среднегодовое питание — 0,88 см/год, мы получим, что за последние 25 лет, прошедшие со времени поступления в атмосферу

Т а б л и ц а 2

Количество трития во льду курума

Интервал $h_1 - h_2$, см	Льдистость, i , %	Водосодержание $K = i(h_1 - h_2) \cdot 0,9$ см	Концентрация трития Ст, Т.Е.	Количество трития $Q = C_1 \cdot K$, Т.Е. · см
175-185	30	2,7	165	445
185-195	30	2,7	167	451
195-214	30	5,1	154	785
214-240	30	7	140	980
240-290	85	38	90	342
290-320	100	27	22	528
320-360	30	11	49	1127

$$\Sigma Q = 7214$$

термоядерного трития, было замещено 23,5% льда, содержащегося в исследованном слое.

Полный же период ледообмена, а следовательно, и максимальный возраст льда составит примерно 110 лет.

Эти данные свидетельствуют о сравнительно большой интенсивности массообменных процессов, протекающих в многолетнемерзлой части тела курума.

Применение радиоуглеродного метода исследования погребенной под грубообломочным чехлом одного из курумов дернины позволило уточнить и количественно охарактеризовать некоторые аспекты его образования. Курум расположен в районе развития кварцитовидных песчаников юхтинской свиты на склоне крутизной 3-4°. В верхней части склона курум граничит с уступом скальных пород. Под грубообломочными отложениями курума мощностью 70-80 см находится поверхность со следами полигонального рельефа. Это чередование жил грубообломочного материала шириной 1-1,5 м и мощностью до 1,5 м с глубиной залегания грунтовых вод около 1 м и блоков-полигонов, сложенных супесчаным материалом с включениями щебня и глыб (рис. 2). Между курумными отложениями и поверхностью полигонов располагается олой уплотненной дернины. Над жилами грубообломочного материала дернина отсутствует. На поверхности курума жилы, совпадающие с падением склона, маркируются валообразными формами шириной до 3-4 м, высотой 0,5-0,8 м.

Полевые исследования показали, что курум мог образоваться тремя путями: в результате отступления уступа скальных пород, при смещении по склону грубообломочного чехла и в результате выветривания скальных пород по системе трещин при последующем выпучивании обломков на поверхность. Для выяснения этого вопроса из двух шурфов, расположенных друг от друга на расстоянии 46 м по падению склона, были

взяты образцы дернины и определен радиоуглеродным методом ее возраст. Несмотря на различное положение в рельефе возраст погребенных образцов приблизительно одинаков и не превышает 30 лет (отн. 669 — 0,16%, 670 — 0,32%). Так как образцы отбирались из центральных частей полигонов, то смыкание грубообломочного чехла над ними произошло одновременно, около 30 лет назад. Исходя из этих данных и строения обломочного чехла следует предположить, что курум сформировался в результате выветривания скальных пород, расположенных под рыхлыми отложениями, при последующем выпучивании обломков по линиям морозобойных трещин. Этому во многом способствует концентрация поверхностного стока по трещинам и глубокое проникновение колебаний температур. Из результатов анализа следует также, что скорость роста курумного чехла над блоком-полигоном составляет около 2 см/год.

Таким образом, в настоящей работе для выяснения вопросов генезиса и динамики курумов впервые применены изотопные методы. Их использование для исследования курумообразования весьма перспективно. Оказывается возможным выяснение вопросов, решение которых недоступно инструментальным методам. Проведенные исследования дают основание полагать, что применение тритиевого анализа может оказаться весьма ценным источником информации при изучении формирования подземных льдов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Желинский В.М., Коробицына В.Н., Каримова С.С. Мезозойские отложения и генетические типы угольных пластов Южной Якутии. Новосибирск: Наука, 1976, 102 с.
2. Кудрявцев В.А., Тюрин А.И., Мелентьев В.С. Приближенная оценка скоростей движения курумов. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1978, № 2, с. 114—118.
3. Романов В.В. Закономерности распределения трития в природных водах. — В кн.: Изотопия природных вод. М.: Наука, 1978, с. 46—79.

УДК 556.314.6.02 : 621.039.85 : 556.34 (571.6)

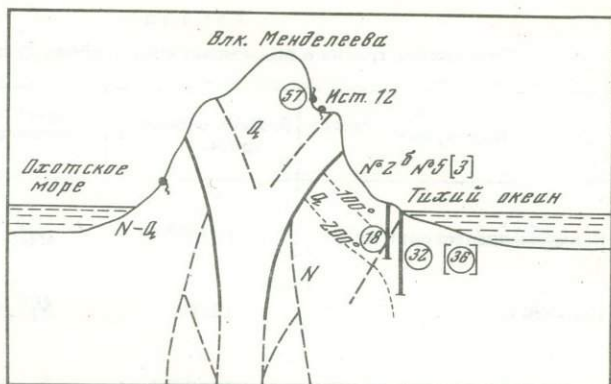
Ю.Б. СЕЛЕЦКИЙ, В.А. ПОЛЯКОВ,
В.В. РОМАНОВ, Н.С. ОТМАН

ТРИТИЙ И СРЕДНЕЕ ВРЕМЯ ПРЕБЫВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В РАЙОНЕ ВУЛКАНА МЕНДЕЛЕЕВА (о. КУНАШИР)

Кунашир, самый южный из Курильских островов, как и вся островная дуга, входит в состав Курило-Камчатской зоны современного вулканизма и характеризуется интенсивной гидротермальной деятельностью. Геологическая структура острова сформировалась в основном под влиянием неоген-четвертичного вулканизма. В гидрогеологическом отношении неоген-четвертичная вулканогенно-осадочная толща, слагающая остров, представляет собой ряд типичных трещинно-жильных водонапорных систем, в которых циркуляция термальных вод осуществляется по сложной системе тектонических трещин, трассируемых на поверхности вулканическими аппаратами, выходами термальных источников и паргазовых струй.

Рис. 1. Схема расположения опробуемых водоупунктов

Рядом с водоупунктами концентрации трития (Т.Е.). Скважина 3 находится в створе скв. 5



По генезису, условиям разгрузки и химическому составу термальные источники Кунашира можно разделить на две группы: к первой относятся источники, непосредственно связанные с активными вулканическими процессами и приуроченные к радиальным и кольцевым нарушениям вулканов, расположенные чаще всего на фумарольных полях или склонах вулканов. Это так называемое сернисто-углекислые фумарольные термы, в основном сульфатного или хлоридно-сульфатного состава, кислые и ультракислые ($pH = 1 \div 4$), высокотемпературные (до $100^{\circ}C$), формирующие свой химический состав под влиянием вулканических газов. Вторая группа источников тяготеет к крупным тектоническим разломам, в основном расположенным на периферии гидротермальных вулканических систем. Это азотно-углекислые или азотные термы, преимущественно хлоридно-натриевого или хлоридно-сульфатно-натриевого состава с $pH = 5,5 \div 8,0$, высокотермальные (с температурой от 55 до $100^{\circ}C$). Опробованные нами и рассматриваемые ниже водоупункты относятся к гидротермальной системе вулкана Менделеева, расположенного в центральной части о. Кунашир. В пределах гидротермальной системы (ГТС) вулкана Менделеева разгружаются, последовательно и закономерно сменяя друг друга, термальные воды различных генетических типов, представляющие все или почти все группы гидротерм, встречающихся в областях современного вулканизма — от кислых и ультракислых сульфатных терм на фумарольных полях (к их числу относится Верхнеменделеевский ист. 12) через сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные также кислые термы (Докторская и Нижне-Менделеевская группы источников на склонах и у подножия вулкана) до щелочных перегретых (более $100^{\circ}C$) хлоридно-натриевых терм Горячего Пляжа, расположенных на восточной периферии вулкана Менделеева. К западу от вулкана, на Охотском побережье, разгружаются сходные с ними по составу и условиям разгрузки Столбовские и Третьяковские ист. (см. поперечный разрез на рисунке). Аналогичная гидрохимическая зональность характерна и для многих других островных вулканических систем, что может свидетельствовать об общности условий формирования подобных гидротермальных систем.

Т а б л и ц а 1

Содержание трития в подземных водах района вулкана Менделеева

Водопункт	Дата отбора пробы	Возраст водовмещающих пород	Глубина отбора пробы, м
Верхнеменделеевский ист. 12	10.07.73	QIII-IV	0
Горячий пляж, скв. 26	12.07.73	N _I -II	60-225
То же, скв. 3	12.07.73	N _I -II	75-651
— " — скв. 5	12.07.73	N _I -II	250-603

В районе Горячепляжной полосы термопроявлений, представляющей зону разгрузки гидротерм ГТС Менделеева на Тихоокеанском побережье, гидрогеологический разрез изучен бурением до глубины 760 м [4]. Минерализация термальных вод источников в пределах верхних 100 м разреза не превышает 2-3 г/л, а по составу это типичные углекислотно-азотные щелочные хлоридно-натриевые термы подобные Паужетским на Камчатке, Вайракейским в Новой Зеландии и др. В интервале глубин 100-140 м скважинами вскрываются перегретые хлоридно-натриевые воды с минерализацией в среднем 3-6 и до 8 г/л, а глубже 500-600 м минерализация резко возрастает до 20-23 г/л. Рост минерализации термальных вод сопровождается изменением соотношения между основными катионами, в частности резким возрастанием концентрации кальция до 18-20% экв, т.е. это уже хлоридные натриево-кальциевые термы. Состав гидротерм Горячего Пляжа свидетельствует о том, что в их формировании могли участвовать не только молодые инфильтрационные воды, но и древние захороненные воды морского генезиса, претерпевшие определенные изменения в ходе геологической истории [4].

Для подземных вод рассмотренного участка к настоящему времени имеются четыре определения трития (табл. 1). Ранее в водах указанных водопунктов были определены¹ содержания дейтерия ($-69,0 \div -60,8 \text{ ‰}$) и кислорода -18 ($-6,82 \div -5,17 \text{ ‰}$), соответствующие изотопному составу местных метеорных вод с небольшим кислородным изотопным сдвигом. Помещенные в последней колонке величины концентраций трития являются рассчитанными, так как от момента отбора до момента анализа прошел значимый по отношению к периоду полураспада трития промежуток времени. Так, например, содержание трития в во-

¹ Анализы проводились под руководством А.В. Якубовского и Н.В. Исаева.

Дебит, кг/с	t_{\max} , °C	Химический состав	Тритий, Т.Е.
Не определен	93	$M_{2,2} \frac{SO_{100}^4}{(Na + K)_{86} Fe_{6}^{**}}$	57 ± 4
20	175	$M_{5,7} \frac{Cl_{98}}{(Na + K)_{95}}$	18 ± 2
5	155	$M_{4,7} \frac{Cl_{94}}{(Na + K)_{86}}$	36 ± 3
3	105	$M_{7,8} \frac{Cl_{97}}{(Na + K)_{67}}$	32 ± 3

де Верхнеменделеевского источника во время проведения анализа (февраль 1978 г.) составило 44 Т.Е. Поскольку проба была отобрана в августе 1973 г. (за 4,5 года до момента анализа), ее первоначальная активность была, естественно, выше. Последняя устанавливалась использованием уравнения радиоактивного распада $A = A_0 e^{-\lambda t}$, где A — активность в момент анализа (44 Т.Е.); A_0 — искомая активность в момент отбора; λ — постоянная распада (для трития, равная 0,057); t — время, прошедшее от момента отбора пробы до момента анализа (около 4,5 года). Решая уравнение относительно A_0 , получим, что искомая величина равна приблизительно 57 Т.Е. Аналогичным способом были установлены концентрации трития на момент отбора и для других трех проб термальных вод.

Наблюдаемые концентрации трития распределены в направлении от склона к океану незакономерно (см. рис. 1). Поэтому в основе расчетов среднего времени пребывания подземных вод в гидрогеологических системах участка находятся не поршневая или диффузионная модель, а модель полного перемешивания, предложенная Ниром [7], модифицированная Динчером и Пейном [5] и однажды уже использовавшаяся нами при оценке среднего времени пребывания подземных вод в системе асельско-клязьминского водоносного горизонта в восточной части Московского артезианского бассейна [1]. Следует подчеркнуть, что время пребывания рассчитывается для каждого участка, представляемого конкретным водопунктом, отдельно.

Беря в основу расчетов эту модель, предполагаем, что содержание трития в воде каждого водопункта соответствует приблизительно тому же содержанию трития, которое наблюдается в любой точке водоносной системы как в плане, так и в разрезе, т.е. в водоносной системе происходит быстрое перемешивание разновозрастных вод с различными концент-

Т а б л и ц а 2
Использованные при расчете времени пребывания воды
"входные" концентрации трития для о. Кунашир

Год	Т.Е.	Год	Т.Е.	Год	Т.Е.	Год	Т.Е.
1953	26	1958	273	1963	1740	1968	124
1954	169	1959	320	1964	1178	1969	119
1955	42	1960	112	1965	400	1970	152
1956	93	1961	122	1966	269	1971— 1973	112
1957	71	1962	506	1967	163		

Т а б л и ц а 3
"Выходные" концентрации трития, величины K
и время пребывания

Водопункт	Выходная концентрация трития, Т.Е.	K	Среднее время пребывания, лет
Верхнеменделеевский ист. 12	57 ± 4	0,9815	55 ± 5
Горячий пляж, скв. 26	18 ± 2	0,9900	100 ± 10
То же, скв. 3	36 ± 3	0,9875	80 ± 5
" скв. 5	32 ± 3	0,9883	85 ± 5

рациями трития, поступающих в систему. Время пребывания воды в системе по этой модели подчиняется экспоненциальному закону; доля воды с возрастом t (относительно года опробования) определяется выражением $P(t) = \frac{1}{\tau} e^{-\frac{t}{\tau}} \Delta t$, где τ — среднее время пребывания воды в системе, а обратная величина $(1/\tau)$ — скорость водообмена, т.е. отношение расхода (равного поступлению при условии стационарности) для системы к ее объему; по условиям опыта $\Delta t = 1$. Обозначив $e^{-\frac{1}{\tau}}$ через K и разлагая это выражение в ряд Макклорена, получим, пренебрегая третьим и последующими членами ряда, $\tau = \frac{1}{1-K}$ ($\tau \gg 1$). Концентрация трития на выходах из систем, компонентами которых мы принимаем опробуемые водопункты, в дискретной форме может быть выражена как $C_{пр}(Q) = \sum_{t=0}^T C_{ос}(Q-t) e^{-\lambda t} (1-K) K^t$, где $C_{пр}(Q)$ — концентрация трития на выходе системы в год опробования Q ; t — количество лет, прошед-

шее с момента входа атмосферных осадков определенного года в систему до года опробования; $C_{oc}(Q-t)$ — концентрация в атмосферных осадках $(Q-t)$ -го года, т.е. на входе системы; T — количество лет, прошедшее с первых термоядерных испытаний (1953 г.) до года опробования Q . Подчеркнем, что выражение $(1-K)K^t$ обозначает относительное количество воды с возрастом t (относительно Q) в системе.

Прежде чем использовать указанное уравнение, необходимо иметь данные по концентрациям трития в атмосферных осадках, питающих подземные воды рассматриваемых систем в годы, предшествующие году отбора пробы. Не имея данных по этим величинам непосредственно для Кунашира, в качестве исходных материалов для их получения мы использовали карту изотопий средневзвешенных за год концентраций трития в осадках всей планеты в целом [2], а также ряд наблюдений по станции Токио [6] и данные по Центральной Европе за 1953–1965 гг. [3]. Полученные путем пространственно-временной интерполяции (и экстраполяции) значения концентраций трития, использованные при расчете времени пребывания воды для рассматриваемых систем, приведены в табл. 2.

При подстановке в используемую формулу "входных" концентраций трития при t от 0 до 20 и $\lambda = 0,057 \text{ лет}^{-1}$ методом последовательных приближений были найдены наилучшие согласия "входных" и расчетных концентраций трития при определенных для каждого случая K (табл. 3).

В заключение следует подчеркнуть, что вычисленные значения среднего времени пребывания в системах термальных вод, характерными пунктами разгрузки которых являются источник и три скважины, являются приближенными, причем степень приближения их к истинным зависит от степени соответствия выбранной модели природной обстановке и "входных" значений концентраций трития истинным. Нельзя не отметить, что приведенные величины получены не по косвенным (относительно массы воды) признакам, а по информации, непосредственно несомой составом самой воды — ее водных молекул.

ЛИТЕРАТУРА

1. Поляков В.А., Селецкий Ю.Б. Исследование элементов динамики подземных вод асельско-клязьминского водоносного горизонта в районе р. Судогды по радиоуглероду и тритию. — Геохимия, 1978, № 8, с. 1230–1238.
2. Романов В.В. Закономерности распределения трития в природных водах. — В кн.: Изотопия природных вод. М.: Наука, 1978, с. 46–89.
3. Справочное руководство по применению ядерных методов в гидрологии и гидрогеологии. М.: Недра, 1971, 256 с.
4. Формирование химического состава и ресурсов гидротерм острова Кунашир (на примере месторождения Горячий Пляж) / Б.Ф. Маврицкий, Н.С. Отман, Г.М. Асаулов, Н.П. Асаулова. — В кн.: Ресурсы, гидрогеохимия, геотермия месторождений промышленных, термальных и минеральных вод. М.: ВСЕГИНГЕО, 1978, с. 4–22.
5. Dinċer T., Payne B.R. An environmental isotope study of the south-western karst region of Turkey. — J. Hydrol., 1971, vol. 14, N 3/4, p. 233–258.
6. Environmental isotope data N 1–5: 'World survey of isotope concentrations in precipitation (1953–1963) 421 p.; (1964–1965) 404 p.; (1966–1967) 402 p.; (1968–1969) 334 p.; (1970–1971) 309 p. Vienna: I.A.E.A., 1969, 1970, 1971, 1973, 1975.
7. Nir A. On the interpretation of tritium "age" measurements of groundwater. — J. Geophys. Res., 1964, vol. 69, N 12, p. 2589–2595.

Р.К. ШАХНОВА, В.В. РОМАНОВ, И.К. МОРКОВКИНА

ИЗУЧЕНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЗОНЫ АКТИВНОГО ВОДООБМЕНА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИКАСПИЯ

Основной задачей данных исследований с использованием трития в поверхностных и подземных водах Северного Прикаспия являлось изучение регионального характера его распределения в зоне интенсивного водообмена (до регионального водоупора) северо-восточного Прикаспия. Впоследствии результаты были использованы для решения ряда конкретных задач: выяснения характера взаимосвязи поверхностных и подземных вод, условий питания и разгрузки подземных вод и степени интенсивности водообмена преимущественно в неоген-четвертичном разрезе песчано-глинистых континентальных и морских отложений.

Проведен комплексный анализ геолого-гидрогеологической обстановки района исследований, расположенного в северо-восточной части Прикаспийской впадины, включающего долину р. Урал в ее нижнем течении, окраинную северо-восточную часть собственно Прикаспийской низменности и Предсыртовые отроги. Район исследования характеризуется следующими физико-географическими и геолого-гидрогеологическими особенностями: аридностью климата и как следствие дефицитом поверхностных вод; сложным геолого-структурным планом, развитием в мезозойском структурном этапе многочисленных соляных куполов в связи с проявлением неотектонических движений, частично нашедших отражение и в плиоцен-четвертичном осадочном покрове территории. Неоднократные трансгрессии Каспийского моря обусловили преимущественное развитие морских четвертичных отложений при подчиненном распространении остальных генетических типов (аллювиальных, озерных и золowych). Годовое количество атмосферных осадков изменяется с севера на юг от 300 до 100–150 мм, при этом осадки холодного периода года (ноябрь–апрель) составляют в среднем 27–50% [1].

Единовременный отбор проб на тритий произведен в меженный период летом 1977 г. в 37 пунктах, большинство из которых располагалось в пределах наблюдательных участков Уральской и Гурьевской режимных гидрогеологических партий Казахского гидрогеологического управления. Исследовались поверхностные воды р. Урал и мелких рек, стекающих с Подуральского плато (Оленты, Калдыгайты, Есен-Анкаты), Каспийского моря (северное побережье), грунтовые воды различных генетических типов четвертичных песчано-глинистых отложений: аллювиальных (Чапаевский и Махамбетский участки), аллювиально-дельтовых и золowych (Кара-тюбинский), морских (Чапаевский, Джамбейтинский, Махамбетский и Приморский). Подземные воды палеогеновых (глинисто-песчано-мергельных) и верхнемеловых карбонатных отложений изучались на Галдыбулакском участке (рисунок). Диапазон глубин отбора проб по разрезу четвертичных отложений изменялся от 3,5 до 32 м, более древних отложений — от 20 до 78 м. Минерализация опробованных вод изменяется

Рис. 1. Схема размещения участков опробования природных вод на тритий

1 — Чапаевский; 2 — Талдыбулакский; 3 — Джамбейтинский; 4 — Каратюбинский; 5 — Махамбетский; 6 — Приморский

от 0,2 до 100 г/л и более. Значения концентрации трития в подземных и поверхностных водах, а также в атмосферных осадках получены в результате измерений на жидкостно-сцинтилляционном спектрометре Sa-30 с предварительным обогащением проб природных вод электролизом. Точность расчета тритиевых концентраций $\pm 10\%$ [2,3]. Концентрации трития в атмосферных осадках для данного района составили 116–120 Т.Е. (см. таблицу). В речных водах они распределяются следующим образом: концентрации трития не превышают 60–70 Т.Е. в мелких реках, стекающих с Подуральского плато, долины которых в основном располагаются в поле распространения хвалыньских морских отложений и не доходят до р. Урал; 20–80 Т.Е. в водах р. Урал (в нижнем течении, а также в поле развития хвалыньских отложений). Лишь в р. Колдыгайты, долина которой расположена в основном в поле развития песков золово-дельтового генезиса, отмечена концентрация трития 121 Т.Е. В целом в подземных водах концентрации трития колеблются от 0 до 52 Т.Е., но редко выходят за пределы первого десятка. При рассмотрении результатов распределения тритиевых концентраций в подземных водах северо-восточного Прикаспия в зависимости от их минерализации, глубины залегания и стратиграфической принадлежности возможно отметить следующее: 1) отсутствие взаимосвязи между минерализацией подземных вод и содержанием в них трития; 2) независимо от стратификации водоносных горизонтов нет связи между содержанием трития и глубиной интервала опробования, однако в пределах определенного водоносного горизонта (например, мелового) проявляется тенденция уменьшения тритиевой концентрации с глубиной; 3) намечается некоторое снижение концентрации трития от четвертичных водоносных горизонтов к меловому, но при этом в водоносных горизонтах содержание трития увеличивается на порядок по сравнению с фоновым при наличии благоприятных условий взаимосвязи с поверхностными водами.



На базе полученных общих представлений о региональном характере

№ проб водопункт	Название участка геологический индекс, глубина интервала опробования (м)	Содержание третия в Т.Е.
1	2	3
№ 1 Скв. 64	Чапаевский пост aQ_{II-III} , 23.1–26.0	6,4
№ 2 Скв. 7	Чапаевский пост aQ_{II-III} , 10.7–12.8	7,3
№ 3 Скв. 1	Чапаевский пост aQ_{II-IV} , 11.4–16.2	4,8
№ 4 Скв. 312	Чапаевский пост aQ_{II-IV} , 15.7–21.0	8,2
№ 5 Р. Урал	Чапаевский пост —,—	17,1
№ 6 Скв. 46	Джамбейтинский пост № 8 (естественные условия) mQ_{III} , 12,3–15,6	1,2
№ 7 Скв. 49	Джамбейтинский пост № 8 (естественные условия) mQ_{III} , 8,6–11,4	4,0
№ 8 Скв. 51	Джамбейтинский пост № 8 (естественные условия) mQ_{III} , 11,9–15,4	7,5
№ 9 Р. Оленты	Джамбейтинский пост № 8 —,—	66,0
№ 10 Скв. 19	Джамбейтинский пост № 17 район водозабора mQ_{III} , 24,0–29,2	15,5
№ 11 Скв. 258	Джамбейтинский пост № 17 район водозабора aQ_{IV} , 20,5–24,8	57,6
№ 12 Скв. 262	Джамбейтинский пост № 17 район водозабора mQ_{III} , 19,6–24,2	5,5
№ 13 Р. Уленты	Джамбейтинский пост № 17 район водозабора —,—	76,0

Продолжение таблицы

1	2	3
Центр. скв. водозаборная № 14	Джамбейтинский пост № 17 район водозабора $N_2, 17-21$	6,2
№ 15 Скв. 128	Каратюбинский пост № 10 $vQ_{IV} - adtQ_{I-III}, 26,9-29,6$	0
№ 16 Скв. 136	Каратюбинский пост № 10 $adtQ_{I-III}, 29,0-32,2$	10,7
№ 17 Скв. 137	Каратюбинский пост № 10 $vQ_{IV} + adtQ_{I-III}, 9,5-13,6$	0
№ 18 Скв. 139	Каратюбинский пост № 10 $adtQ_{I-III}, 6,2-10,3$	14,2
№ 19 Р. Калдыгайты	Каратюбинский пост № 10 -, -	121
№ 20 Скв. 117	Талдыбулакский пост № 11 $K_2, 31-35$	6,9
№ 21 Скв. 116	Талдыбулакский пост № 11 $K_2, 60,0-63,3$	12,3
№ 22 Скв. 126	Талдыбулакский пост № 11 $P?, 30-34$	0
№ 23 Скв. 121	Талдыбулакский пост № 11 $K_2, 71-78$	3,6
№ 24 Скв. 122	Талдыбулакский пост № 11 $K_2, 57-65$	6,2
№ 25 Родник Талдыбулак	Талдыбулакский пост № 11 $P?, -$	1,2
№ 26 Р. Есен-Анқаты	по дороге от Джамбейты до Уральска -, -	60
№ 27 Атмосферные осадки	п. Подстепный ливень -, -	116
№ 28 Скв. 162	Махамбетский участок $aQ_{IV}, 7,5-10,0$	52
№ 29 Скв. 163	Махамбетский участок $aQ_{IV}, 11,0 \cdot 13,5$	4,8
№ 30 Скв. 166	Махамбетский участок $aQ_{IV}, 6,0$	172

Окончание таблицы

1	2	3
№ 31 Р. Урал	<u>Махамбетский участок</u> —,—	87,5
№ 32 Скв. 155	<u>Махамбетский участок</u> mQ_{III} , 2,5—4,2	5,2
№ 33 Скв. 142	<u>Приморский участок</u> mQ_{IV} , 11—13	16,5
№ 34 Скв. 210	<u>Приморский участок</u> mQ_{IV} , 3,5—5,0	0
№ 35 Сор. Кусогал	<u>на с-з — 32,5 км на левом берегу</u> р. Ащисай-Уленты hlQ_{IV} , 1—2	189
№ 36 Атм. осадки	<u>г. Уральск Метеостанция</u> —,—	120

распределения трития решались конкретные задачи о характере водообмена и условиях взаимосвязи с поверхностными водами.

На Чапаевском участке рассматривалась динамика подземных вод средне-верхнечетвертичного аллювиального водоносного горизонта. Постоянная водообильность, однородная минерализация и однотипный состав водоносных пород (преимущественно глинистые пески с низкими фильтрационными свойствами, удельные дебиты не превышают 0,1 л/с) хорошо увязываются с однообразием тритиевого содержания по потоку: в плане концентрации трития составляют от 4,8 до 7,3 Т.Е. Можно отметить некоторое весьма незначительное изменение ее по разрезу: в скв. № 7 в интервале глубин 10,7—12,8 м она составляет 7,3 Т.Е., а в скв. № 64 на глубине 23,1—26,0 м—6,4 Т.Е. под прослоем глины около 3 м. Судя по сравнительно низким концентрациям трития, роль атмосферных осадков в питании грунтовых вод средне-верхнечетвертичных аллювиальных отложений невелика.

На Махамбетском участке четко прослеживается дифференциация содержания трития в водах отложений различной стратиграфо-генетической принадлежности. Так, концентрация трития в грунтовых водах хвалыньских верхнечетвертичных морских отложений составляет 5,2 Т.Е. (скв. № 155), в то время как в грунтовых водах современного аллювиального водоносного горизонта в интервалах глубин до 10 м—52 Т.Е. и более (скв. № 162, 166). Лишь в скв. № 163 на глубине 11,0—13,5 м она составила 4,8 Т.Е., что, по всей вероятности, объясняется гидравлической связью с хвалыньским водоносным горизонтом. На основании увеличения концентрации трития в грунтовых водах аллювия по направлению к реке (концентрация трития в речной воде здесь составляет 87,5 Т.Е.) можно судить о тесной связи их с рекой в пределах поймы. На надпой-

менной террасе, а особенно в пределах хвалынской равнины, эта взаимосвязь практически отсутствует.

На Приморском участке изучалось содержание трития в водах современного морского новокаспийского водоносного горизонта. Горизонт опробован двумя скважинами. В скв. № 142, расположенной вблизи полей с лиманным орошением, концентрация трития составила 16,5 Т.Е. В скважине 210, расположенной в ненарушенных условиях приморской равнины примерно на таком же расстоянии от р. Урал, как и предыдущая скважина, тритий не обнаружен. Нулевое значение концентрации трития в скважине № 210 в интервале глубин 3,5–5,0 м вблизи реки (порядка 2 км) можно объяснить реликтовым характером новокаспийских вод, их изоляцией от реки и практическим отсутствием атмосферного питания в связи с глинистым составом водовмещающих пород. Рассматривая динамику хвалынского водоносного горизонта в естественных условиях на **Джамбейтинском участке I** необходимо отметить, что концентрация трития в водах хвалынских морских верхнечетвертичных отложениях примерно в одних интервалах глубин порядка 10–15 м изменяется незначительно, не превышая 5 Т.Е. Принимая во внимание сравнительно однообразные литолого-фациальные и фильтрационные характеристики хвалынских морских отложений, можно сказать, что однообразный тритиевый фон хорошо согласуется с имеющимися представлениями о затрудненных в целом условиях водообмена в пределах этого горизонта. Основываясь на данных тритиевого содержания можно предположить, что на Джамбейтинском участке связь хвалынского водоносного горизонта с рекой практически незначительна, а атмосферное питание крайне незначительно. Отмечается незначительное увеличение концентрации трития в сторону от реки: в скважине № 46 — 1,2 Т.Е., в скважине № 49 — 4 Т.Е. и в скважине № 51 — 7,5 Т.Е. Можно предположить возможность незначительной разгрузки в хвалынский горизонт более глубоких вод по разломам на юго-западном крыле купола Караоба в районе пос. Джамбейты. Это предположение подтверждается повышенной минерализацией воды (20,1 г/л) и присутствием в ней, правда, в небольшом количестве таких микрокомпонентов, как В — 1,5 мг/л, Вг — 14,0 мг/л.

Верхнеплиоценовый водоносный горизонт изучался на участке водозабора (**Джамбейтинский II**). Здесь отмечаются в целом более высокие концентрации трития в водах и значительный диапазон их изменений, от 5,5 до 57,6 Т.Е. Это позволяет предположить существование здесь более благоприятных условий водообмена. Сравнительно высокая концентрация трития в скважине 258 (57,6 Т.Е.), расположенной в балке, подтверждает высказанное на основании наблюдения за режимом подземных вод на этом участке предположение о локальном подпитывании водоносного горизонта через балочный аллювий водами атмосферных осадков. Но основываясь на данных по ряду скважин, в том числе центральной водозаборной, где содержание трития составляет 6,2 Т.Е., можно предположить в целом не очень благоприятные условия восполнения для эксплуатируемой линзы пресных вод.

Характер водообмена аллювиально-дельтового ниже-верхнечетвертичного водоносного горизонта в пределах золотого массива вблизи реки

Калдыгайты изучался на Каратюбинском участке. Получен существенный разброс значений тритиевых концентраций, от 0 до 14,2 Т.Е., что свидетельствует о весьма неоднородных условиях водообмена. Отмеченная тенденция увеличения концентрации трития в направлении к реке подтверждает наличие существенной взаимосвязи водоносного горизонта с рекой, но на значительном удалении от нее на площадях распространения современных золотых песчаных отложений в скважинах фиксируется отсутствие трития. Нулевые концентрации трития в пределах песчаных массивов заставляют высказать предположение, что пресные воды в аллювиально-дельтовых ниже-среднечетвертичных отложениях сформировались за счет атмосферных осадков (или по крайней мере поверхностных вод) 20-летней или большей давности.

На Талдыбулакском участке изучалось содержание трития в водах палеогенового и верхнемелового водоносных горизонтов. На основании полученных результатов отмечается, что условия водообмена в верхнемеловых карбонатных отложениях более благоприятные (концентрация трития в приуроченных к ним водах составляет 3,6–12,3 Т.Е.), в то время как палеогеновые (более глинистые) отложения менее промыты, и в приуроченных к ним водах установлено отсутствие трития. Роль структурного фактора в интенсивности водообмена хорошо проявляется при сравнении данных по тритиевому содержанию по скважинам, вскрывающим верхнемеловый водоносный горизонт в различных структурных условиях. Например, в одном и том же интервале глубин: в скв. № 116–60,0–63,5 м и в скв. № 122 – 57,0–65,0 м значения концентрации трития составляют соответственно 12,3 и 6,2 Т.Е. Эта разница предположительно обусловлена тем обстоятельством, что скважина 116 находится в своде купола, который выходит на поверхность и характеризуется большой трещиноватостью пород и соответственно благоприятными условиями связи с атмосферными водами, а скважина 122 расположена на крыле под толщей палеогеновых осадков. В пределах одного водоносного горизонта отмечается закономерное уменьшение содержания трития с глубиной: в скв. № 117 в интервале глубин 31–35 м концентрация трития составляет 6,9 Т.Е., № 122 (57–65 м) – 6,2 Т.Е., № 121 (71–78 м) – 3,6 Т.Е. соответственно.

Наиболее наглядно влияние условий залегания водовмещающих пород, интенсивности циркуляции подземных вод и степени взаимосвязи их с поверхностными на характер распределения в них трития прослеживается в процессе анализа результатов, полученных по отдельным режимным участкам на фоне сравнительного детального рассмотрения их гидрогеологических условий. Так, при сравнении данных по содержанию трития в грунтовых водах современных четвертичных отложений двух различных генетических типов: аллювиальных aQ_{IV} в пределах Махамбетского участка и морских новокаспийских Q_{IV} на Приморском (оба участка расположены вдоль р. Урал в южном его течении, см. рисунок) необходимо отметить, что воды аллювиальных отложений содержат трития до 52 и 172 Т.Е., что наглядно свидетельствует о тесной взаимосвязи с атмосферными и речными водами. Характер циркуляции грунтовых вод в новокаспийских mQ_{IV} отложениях существенно замедленный в связи с глинист-

тым составом последних, условия атмосферного питания менее благоприятны. Это подтверждается данными тритиевого содержания: в скв. № 142—16,5 Т.Е., а в скв. № 210 он отсутствует вовсе, что, по всей вероятности, свидетельствует об отсутствии современного атмосферного (в пределах 25 лет) питания грунтового горизонта на данном участке. Последнее вполне согласуется с фактом линзовидного залегания пресных вод в нем на общем фоне соленых и рассолов.

При сравнении содержания трития в подземных водах хвалынского водоносного горизонта, опробованного на ряде участков (Махамбетский, Чапаевский, Джамбейтинский), установлено, что региональный фон концентрации трития в рамках одного стратификационного подразделения более или менее однороден. Это хорошо согласуется с существующими представлениями о фациальной однородности хвалыньских водоносных отложений и незначительном в региональном плане изменении интенсивности водообмена в хвалыньском водоносном горизонте. Таким образом, прослеживается возможность изучения характера водообмена в пределах водоносного горизонта на региональном фоне его распространения с помощью трития.

Наиболее интересные результаты получены при изучении условий взаимосвязи поверхностных и подземных вод зоны активного водообмена. В речных водах изменение тритиевых концентраций определяется, по всей вероятности, условиями взаимосвязи их с подземными водами водоносных горизонтов различной стратификации. Как уже отмечалось выше, речные воды в исследуемом районе в основном содержат трития порядка 60—80 Т.Е., лишь в р. Урал в районе Чапаевского участка отмечена весьма низкая концентрация (17,1 Т.Е.), а в реке Калдыгайты в пределах Каратюбинского участка — самая высокая (121 Т.Е.), что соответствует концентрации трития в атмосферных осадках. При этом примерно аналогичное содержание трития, отмеченное в реках Есен-Анкаты, Уленты, 60,0—68,0 (76,0) Т.Е., можно предположительно объяснить идентичными в целом геолого-гидрогеологическими условиями, в которых находятся их долины: они прорезают поле распространения преимущественно песчано-глинистых хвалыньских морских отложений, отличающихся низкими фильтрационными свойствами ($K_{\text{ф}}$ в среднем 0,1 м/сут). Но тем не менее концентрации трития, почти в два раза отличающиеся от значений, соответствующих концентрациям в атмосферных осадках, свидетельствуют о значительной роли меженной разгрузки подземных вод в долины этих рек. При этом существенная роль здесь может принадлежать разломам в пределах распространения соляных куполов. Учитывая это обстоятельство, возможно (но пока весьма предположительно) объяснить уменьшение в речной воде р. Оленты по потоку содержания трития на расстоянии в пределах до 10 км (между постами Джамбейты-8 и Джамбейты-17) соответственно с 76 до 66 Т.Е. наличием разломов, оперяющих купол Караоба в его юго-западной части. По этим разломам, которые секут долину р. Оленты, возможна незначительная разгрузка вод из коренных, вероятно, верхнеплиоценовых отложений. Влиянием структурного фактора, возможно, объясняется различие концентраций трития в речной воде р. Урал: на севере (Чапаевский пост) содержание трития составило 17,1 Т.Е., на юге (Махамбетский участок) — 87,5 Т.Е. На крайнем юге, в доли-

не р. Урал меженная разгрузка подземных вод затруднена. Это подтверждается не только концентрацией трития, но и геолого-гидрогеологическими условиями; наличием довольно мощной толщи неоген-четвертичных водоупорных глинистых отложений, подстилающих аллювиальные верхнечетвертичные и современные водоносные породы. На севере же в районе Чапаевского участка, где оперяющие купол Челкар разломы секут долину реки, возможно, имеют место участки интенсивной меженной разгрузки подземных вод. Высокая концентрация трития (121 Т.Е.) в р. Калдыгайты на Каратюбинском участке дает основание предположить, что доля атмосферного питания реки велика в связи с благоприятным составом пород аллювиально-дельтовых четвертичных и современных золых, песчаных массивы которых на значительном расстоянии прорезает долина р. Калдыгайты. Причем благодаря высокому фильтрационным свойствам золово-дельтовых отложений Каратюбинского песчаного массива верхняя часть их, по всей вероятности, является временным резервуаром инфильтрующихся атмосферных осадков, которые в межень разгружаются интенсивно в реку, т.е. результаты анализа тритиевого содержания свидетельствуют об интенсивном водообмене в примыкающих к долине р. Калдыгайты песчаных современных и четвертичных аллювиально-дельтовых отложениях. Доля подземных вод более глубоких горизонтов в меженной разгрузке в долине р. Калдыгайты, по-видимому, весьма мала, судя по тритиевому содержанию. Это согласуется с общими геолого-гидрогеологическими условиями. На участке опробования долина приурочена к обширной межкупольной зоне, что не дает основания предполагать существенную разгрузку подземных вод здесь. Интересные данные получены при анализе воды из родника, расположенного на Талдыбулакском участке. Исходя из того что концентрация трития в воде составляет 1,2 Т.Е., можно предположить, что родник этот из палеогеновых водоносных отложений, имеющих аналогичные тритиевые концентрации. В материалах режимной партии Уральской гидрогеологической экспедиции высказывается предположение, что Талдыбулакский родник вытекает из песчаных водоносных отложений древней долины плиоценового возраста. В дальнейшем необходимо проверить это предположение, но даже если оно справедливо, то, основываясь на анализах тритиевого содержания, можно утверждать, что акчагыльский водоносный горизонт, приуроченный к древней долине, не имеет современного атмосферного питания.

Изучение характера водообмена в мезо-кайнозойских водоносных горизонтах и комплексах с применением тритиевого метода представляется перспективным в условиях северо-восточного Прикаспия и требует дальнейших разработок. Наиболее целесообразно применение комплексного анализа геолого-гидрогеологических условий с использованием трития для изучения характера взаимосвязи поверхностных и подземных вод. Временной аспект при этом имеет определяющее значение для получения не только качественных, но и количественных оценок атмосферного питания подземных вод, и скорости водообмена. Для перехода от качественного анализа к количественным оценкам условий водообмена в аридном районе северо-восточного Прикаспия рекомендуется продолжение исследований содержания трития не только в годовом цикле, но и в многолетнем разрезе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гидрогеология СССР. Т. XXXV Западный Казахстан. М.: Недра, 1971. 522 с.
2. Морковкина И.К. Использование трития для изучения процессов питания грунтовых вод. — В кн.: Изотопия природных вод. М.: Наука, 1978, с. 165–179.
3. Романов В.В. Закономерности распределения трития в природных водах. — В кн.: Изотопия природных вод. М.: Наука, 1978, с. 46–89.

УДК 546.110.23.551.46.

В.В. РОМАНОВ, Х.А. КИКИЧЕВ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДОЛИ МОРСКОГО И КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ВОДЯНОГО ПАРА В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ ВОЗДУХА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ АКВАТОРИИ ЧЕРНОГО МОРЯ С ПОМОЩЬЮ ТРИТИЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основными факторами, определяющими наблюдающееся распределение трития в атмосферных осадках, являются скорость поступления космогенного и термоядерного трития из стратосферы и взаимодействие атмосферной влаги и подстилающей поверхности. Второе — следствие так называемого континентального эффекта [1], в результате которого концентрация трития в атмосферных осадках над континентом на одной и той же широте всегда выше, чем в осадках, выпадающих над океаном. Это связано с разбавлением атмосферной влаги со сравнительно высокой концентрацией трития поверхностной океанской или морской водой с более низким содержанием этого изотопа. Механизмы, определяющие разбавление тритиевой атмосферной влаги поверхностной морской водой, — это испарение и молекулярный обмен. Лабораторные эксперименты, проведенные нами, показали, что скорость последнего процесса в диапазоне температур 15–30°С составляет 10^{-5} – 10^{-6} см/с [2], что соответствует обмену с атмосферной влагой в течение суток слоя воды толщиной 0,1–1 см.

Для изучения процессов разбавления атмосферной влаги поверхностной морской водой нами в августе 1978 г. во время рейса научно-исследовательского судна "Муксун" Морского гидрофизического института АН УССР проводился одновременный отбор проб поверхностной морской воды и атмосферного водяного пара в северо-западной части Черного моря. Отбор водяного пара производился методом адсорбции на синтетических цеолитах. Измерение концентрации трития проводилось жидкостно-цинтилляционным методом с предварительным электролитическим обогащением [3]. Результаты анализа представлены в таблице. Концентрация трития измерена с относительной погрешностью 10%. Расположение пунктов отбора проб показано на рисунке. Станции 1–6 стационарные; на станциях 7–9 отбор проводился на ходу судна, и пробы водяного пара и морской воды представляют собой средние для указанных на рисунке разрезов.

Во время проведения экспедиционных работ, как показал анализ карт барической топографии, движение воздушных масс происходило преимущественно с северо-запада на юго-восток.

**Концентрация трития в атмосферной влаге
и поверхностной воде Черного моря, 1978 г.**

Станция	Дата отбора	Время отбора	Координаты		Температура воздуха °С
			с. ш.	в. д.	
1	09.08	12 ⁵⁰ –17 ³⁰	44°25'	34°27'	22,3
2	11.08	15 ²⁵ –18 ²⁵	46°00'	31°20'	22,0
3	12.08	00 ⁵⁰ –05 ¹⁵	46°36'	31°32'	19,0
4	12.08	20 ⁵⁵ –23 ⁵⁵	46°00'	30°47'	21,0
5	13.08	02 ²⁵ –05 ³⁰	46°00'	30°32'	20,0
6	13.08	14 ⁴⁰ –17 ⁵⁵	г. Вилково		21,0
7	14.08	16 ⁰⁰ –20 ³⁰	от г. Вилково до		21,0
			45°46'	30°22'	
8	14.08	20 ³⁰ –02 ⁰⁰	45°46'	30°22'–	21,0
	15.08		44°42'	31°45'	
9	15.08	02 ⁰⁰ –06 ²⁰	44°42'–	31°45'–	21,0
			45°17'	32°14'	

Концентрация трития в поверхностной воде Черного моря имеет общую тенденцию уменьшения по направлению к юго-востоку с 57 до 28 Т.Е. Повышенные уровни трития в прибрежной, северо-западной части акватории объясняются разбавлением морской воды речной, в основном водой р. Дунай, в которой концентрация трития во время исследований достигала 91 Т.Е. Аналогичные результаты были получены нами в 1975 г. Для расчета доли содержания местной поверхностной морской воды в атмосферной влаге составим балансовое уравнение:

$$C_x = C_a (1 - a) + C_m a,$$

где C_x и C_m – соответственно концентрации трития в атмосферном водяном паре и поверхностной морской воде в точке опробования; C_a – концентрация трития в региональном континентальном атмосферном паре; a – доля поверхностной морской воды в атмосферном паре. В

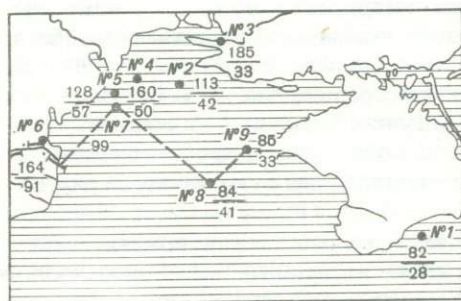


Рис. 1. Расположение станций по отбору проб воды на изотопный анализ и концентрации трития в атмосферном водяном паре и морской воде

№1 $\frac{82}{28}$ – станция №1, концентрация трития в атмосферном водяном паре 82 Т.Е., концентрация трития в поверхностной морской воде – 28 Т.Е.

Относительная влажность, %	Концентрация трития		Доля морской воды в атмосферном водяном паре
	атмосферная влага, Т.Е.	морская вода, Т.Е.	
84	82	28	0,63
60	113	42	0,46
74	185	33	0,00
66	160	50	0,11
66	128	57	0,39
66	164	91	0,00
66	99	—	0,00
66	84	41	0,68
66	85	33	0,63

уравнении не учитывается изотопное фракционирование в системе жидкость—пар.

Наблюдаются три группы значений концентрации трития в атмосферной влаге. На станциях 3 и 6, расположенных соответственно в устье р. Дуная и Днепро-Бугском лимане, уровни трития максимальные — 164 и 185 Т.Е. Среднюю из этих концентраций, 174 Т.Е., можно принять за характерную концентрацию континентальной атмосферной влаги исследуемого региона для расчетов по уравнению (1). Концентрации трития в атмосферной влаге на станциях 2, 4, 5 и 7 имеют промежуточные значения, от 99 до 160 Т.Е., что соответствует содержанию 11–46% морской воды. Для станции 7 содержание морской воды в атмосферном водяном паре не вычислялось, поскольку отсутствовали данные для содержания трития в поверхностной морской воде. Для станций 1, 8 и 9, расположенных мористее остальных, получены минимальные значения концентрации трития — 82–85 Т.Е., что соответствует примеси 63–68% морской воды.

Интересно отметить, что полученные результаты о вкладе морской воды в атмосферный водяной пар совпадают с результатами нашей работы, проведенной на оз. Иссык-Куль, где вклад озерной воды в атмосферные осадки достигал 50% [4].

Настоящая работа показывает перспективность применения тритиевого метода при изучении атмосферного влагооборота для установления состава и происхождения атмосферной влаги. Отбор атмосферного пара вместо отбора атмосферных осадков дает возможность проводить аналогичные исследования в любые периоды года.

1. Романов В.В. Закономерности распределения трития в природных водах. — В кн.: Изотопия природных вод. М.: Наука, 1978, с. 46—89.
2. Романов В.В. Методика измерения и закономерности распределения трития в природных водах. Автореф. дис. . . канд. техн. наук. М.: ВНИИЯГГ, 1978. 23 с.
3. Комплекс аппаратуры для анализа природных вод на содержание трития и радиоуглерода/В.А. Павлов, В.А. Петрухин, В.В. Романов, Л.В. Сальнова — В кн.: Изотопия природных вод. М.: Наука, 1978, с. 229—240.
4. Исследование генезиса и динамики вод бассейнов крупных озер с помощью природных изотопов/В.С. Брезгунов, В.В. Нечаев, В.В. Романов, В.И. Ферронский — Водные ресурсы, 1980, № 1, с. 110—120.

УДК 550.42.551.491.8.550.835

В.А. ПАВЛОВ, В.А. ПЕТРУХИН, В.В. РОМАНОВ

ИССЛЕДОВАНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО И ГИДРОХИМИЧЕСКОГО РЕЖИМА МОЖАЙСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА ЯДЕРНО-ФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Проблема качества природных вод, используемых для питьевого водоснабжения населения, приобрела в настоящее время самое актуальное значение. Целью наших исследований, которые проводились на Можайском водохранилище в течение 1972—1974 гг., являлось изучение гидрологического и гидрохимического режима с помощью ядерно-физических методов изотопного и элементного анализа для определения физико-химических параметров, характеризующих качество воды основных водных масс водохранилища.

Можайское водохранилище входит в Москворецкую систему водоснабжения г. Москвы. Объем водохранилища составляет 235 млн.м³, площадь водного зеркала 3 км², средняя ширина 0,64 км, средняя глубина 7,5 м, водосборная площадь бассейна 1360 км² [3]. В водном балансе водохранилища основное значение имеют речной сток и сток из водохранилища через гидроузел. По данным работы [3] в питании Можайского водохранилища речной сток составляет 94,5% (реки Москва, Лусянка и Колоць), атмосферные осадки 4,9%. Сток через гидроузел 87,8%, испарение с поверхности водохранилища 5,3%, фильтрация в обход плотины 6,2%.

Большая научно-исследовательская работа в верхнем бассейне р. Москвы проведена лабораторией по изучению водохранилищ географического факультета МГУ и Проблемной лабораторией по изучению взаимосвязи поверхностных и подземных вод геологического факультета МГУ [4]. В частности, в течение ряда лет этими лабораториями на Можайском водохранилище выполнялись метеорологические, гидрологические, гидрохимические, гидробиологические и ихтиологические исследования.

Гидрологические работы выполнялись классическими стандартными методами. При гидрохимических исследованиях в водах Можайского водохранилища изучались, главным образом, основные физико-химические показатели и биогенные элементы (азот и фосфор).

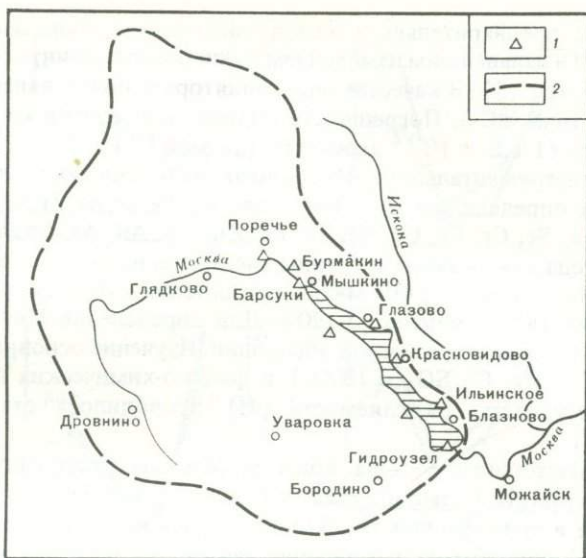


Рис. 1. Карта-схема бассейна Можайского водохранилища

1 — пункты отбора поверхностных вод; 2 — граница бассейна водохранилища

В наших исследованиях для решения гидрологических задач и изучения гидрохимии использовались ядерно-физические методы. Для изучения сезонной динамики водных масс Можайского водохранилища применялся природный тритий, являющийся хорошим водным индикатором, а для установления микроэлементного состава использовался нейтронно-активационный метод, позволяющий определять широкий круг редких и рассеянных элементов, в том числе большую группу токсичных металлов.

Гидрохимические съемки проводились нами на пяти станциях, расположенных по длине водохранилища напротив населенных пунктов Мышкино, Глазово, Красновидово, Ильинское и у гидроузла Можайского водохранилища (рис. 1). Отбор проб воды в зависимости от глубины осуществлялся с 3–6 горизонтов батометром Молчанова. В течение гидрологического года работы на водохранилище проводились зимой (февраль), весной (май), летом (июль) и осенью (сентябрь). Во время съемок, кроме того, отбирались пробы речной воды (реки Москва, Иночь, Колочь, Лусьянка) в створах, указанных на рис. 1. В ряде пунктов (Поречье, Уваровка, Красновидово, Бородино, гидроузел) отбирались из эксплуатационных скважин подземные воды. На территории бассейна проводился отбор грунтовых вод из колодцев в населенных пунктах Дровнино, Мышкино, Красновидово, Барсуки и Поречье. Атмосферные осадки регулярно отбирались на метеостанции Балчуг в Москве, а также в Рублево и Красновидово. В отобранных пробах природных вод определялись тритий, микроэлементы, основной слоевой состав, цветность, мутность, окисляемость и pH. Определение концентрации трития в исследуемых водах

проводилось с предварительным электролитическим обогащением проб объемом до 1 л и дальнейшим измерением на жидкостно-сцинтилляционном бета-спектрометре [5]. В качестве сцинтиллятора использовался стандартный раствор типа ЖС-8. Погрешность определения трития на уровне 10 Т.Е. около 15% (1 Т.Е. = 10^{-18} атомов H^3 (атомов H^1)).

Методом инструментального нейронно-активационного анализа в природных водах определялись 26 элементов: Rb, Cs, Sr, Ba, Zr, Hf, Th, La, Ce, Sm, Eu, Yb, Lu, Sc, Cr, Fe, Co, Se, Te, Br, Zn, Hg, Au, As, Sb, U. Чувствительность метода для указанной группы элементов находилась в диапазоне от 4 мкг/л для железа до 0,001 мкг/л для лютеция. Погрешность определения большинства элементов 15–20%. Для определения Mn, Cu, Li, Na и K использовался метод атомной абсорбции. Изучение основного солевого состава (Ca , Mg , Cl , SO_4 и HCO_3) и физико-химических параметров (цветность, мутность, окисляемость рН) проводилось стандартными методами [3].

Изучение изотопного состава воды р. Москвы было начато нами в 1959 г. В результате большого ряда наблюдений за содержанием трития в речной воде и атмосферных осадках появилась возможность рассчитать среднее время водообмена (отношение запаса вод бассейна к годовому питанию) бассейна р. Москвы, которое оказалось равным пяти годам. Основой расчета послужили уравнения "боксовой" модели, впервые примененные для этой цели Либби [7], Брауном [8] и впоследствии нами [6]. В гидрологии эта же модель предлагалась Г.П. Калининым [2]. Основное допущение в этой модели — постоянство запаса вод речного бассейна и равенство средней концентрации трития в водах бассейна и в водах разгрузки (р. Москва). При этом необходимым условием является знание уровней содержания трития на входе в систему — в атмосферных осадках, наблюдения за которыми проводились систематически, как отмечалось выше, в различных пунктах речного бассейна (Красновидово, Рублево). На рис. 2, а представлены сезонные вариации концентраций трития в различных типах вод исследуемого района. В атмосферных осадках прослеживается характерный для трития весенне-летний максимум. Изотопный состав речных и водохранилищных вод находится в противофазе с содержанием трития в атмосферных осадках, что связано с задержкой в грунте на несколько месяцев инфильтрующихся атмосферных вод с последующим их вытеснением в реки и водохранилища. Ход концентрации трития в воде водохранилища (кривая 3) имеет более сглаженный характер, чем в речной воде (кривая 2). Это обусловлено разбавлением речной воды, являющейся основным источником питания водохранилища, подземными (кривая 4) и грунтовыми водами с более низкими концентрациями трития. Данные анализов на содержание трития в поверхностных и подземных водах бассейна позволили оценить долю подземных вод в питании водохранилища в различные сезоны года. Так, зимой эта доля составляет 30%, весной — менее 1%, летом — 6% и осенью — 18%. Для сравнения можно привести цифры, полученные Ершовой М.Г. [1] для грунтовой составляющей водной массы водохранилища. В феврале они составляли по диаграмме температура—электропроводность 15%, а по диаграмме температура—растворенный кислород — 30%.

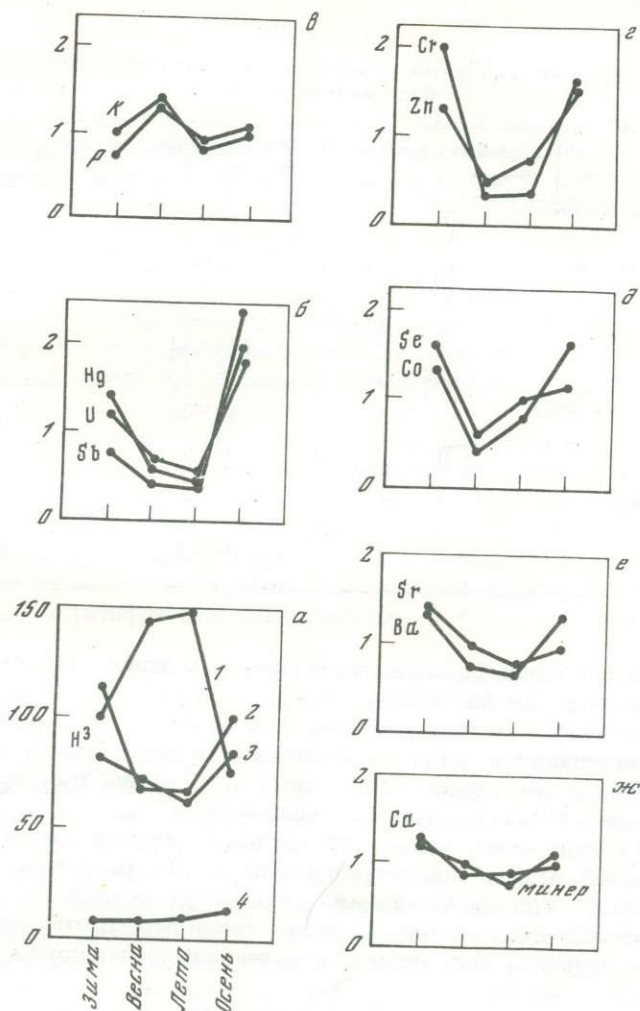


Рис. 2. Сезонные изменения трития (а) в атмосферных осадках (1), речных водах (2), водохранилище (3), подземных водах (4) и микроэлементов (б, в, г, д, е, ж) в относительных единицах в водохранилище

Важным является установление сезонных вариаций содержания микроэлементов в воде Можайского водохранилища. На рис. 2, б – ж показан сезонный ход концентрации ряда химических элементов в водохранилище. По характеру сезонных вариаций можно выделить несколько групп химических элементов. Группа элементов Zn, Cr, Co, Se, Hg и Sb имеет максимальные концентрации в осенне-зимний период, весной их концентрация резко падает, к лету–осени постепенно увеличивается. Характерно присутствие этих элементов в атмосферных осадках преимущест-

Т а б л и ц а
Концентрация трития в воде Можайского водохранилища
(станция Ильинское)

Дата отбора	Горизонт опробования, м	Концентрация трития, Т.Е.	Температура, °С
21.07.72	0	144 ± 15	29,0
	5	160 ± 15	26,6
	10	81 ± 10	13,8
	17	76 ± 10	8,8
19.02.73	0	54 ± 6	0,3
	2,5	123 ± 13	1,0
	5,0	132 ± 13	1,3
	7,5	135 ± 14	2,2
	10,5	98 ± 10	2,0
10.05.73	0	46 ± 6	8,0
	3	72 ± 8	8,0
	7	51 ± 6	7,4
	10	40 ± 5	7,2
	15	31 ± 4	6,2

венно в растворенной форме и, самое главное, в концентрациях, заметно превышающих (а для Zn особенно) концентрации в поверхностных водах.

Характер сезонного изменения содержания Ba, Ca, Sr в водохранилище в целом остается подобным сезонному ходу ранее рассмотренных элементов, однако заметно сглажен потому, что генезис этих элементов в поверхностных водах связан с подземным стоком.

Особое поведение характерно для группы биогенных элементов — К и Р. В весенний период концентрация этих элементов в водохранилище увеличивается, что, по-видимому, связано со смывом удобрений с сельскохозяйственных угодий. В летне-осенний период отмечается уменьшение концентраций этих элементов за счет биологического поглощения в водоеме.

Изучение с помощью трития характера движения водных масс водохранилища проводилось впервые в мировой практике. Движение воды в водохранилищах определяется не только теми же процессами, что и в реке, но и процессами, характерными для озер, в частности плотностной неоднородностью. Это нашло отражение в распределении концентрации трития в водах Можайского водохранилища. В таблице представлено изменение трития и температуры по глубине на ст. Ильинское в различные сезоны 1972—73 гг. Жаркое лето 1972 г. вызвало сильно выраженную стратификацию в распределении температуры и концентрации трития. Повышенное содержание трития в верхнем слое водохранилища 21.07.72 вызвано молекулярным обменом между водной поверхностью и атмосферной влагой, пониженное в придонном слое — разгрузкой подземных и грунтовых вод. В свою очередь пониженное содержание трития за 19.02.73 в подледный период отражает натекание зимней речной водной массы

(р. Москвы) с пониженной концентрацией трития на водохранилищную водную массу.

На рис. 3–6 представлена сезонная стратификация на нескольких станциях по длине водохранилища, полученная за полный гидрологический год, начиная с осени 1973 г. до лета 1974 г. Распределение трития в период осенней гомотермии 1973 г. (рис. 3) показывает, что несмотря на температурную однородность в водохранилище в этот период года существуют различные по генезису водные массы. Отличаются они также и по плотности. Это подтверждается изменением по глубине как минерализации, так и микроэлементного состава. Для наглядности на рис. 3 представлено распределение лишь двух химических элементов — железа и цинка. Из картины стратификации видно, что в водохранилище присутствуют в это время года по крайней мере три типа водных масс. Это придонная водная масса, характеризующаяся значением минерализации 0,25–0,3 г/л, концентрацией трития 85–115 Т.Е. и температурой 14,2°С в Красновидово. Выше располагается срединная — речная водная масса, отличающаяся максимумом значений минерализации (0,5 г/л) и трития (112 Т.Е.) и как бы вклинивающаяся в общую водную массу и перемещающаяся по всей длине водохранилища со значительным содержанием Fe и Zn и других микроэлементов. И, наконец, третья — водохранилищная водная масса с минерализацией подобной придонной массе воды. Идентичная стратификация наблюдается в створе Ильинское и у плотины.

Таким образом, графики изменения минерализации, содержания трития, железа, цинка и других микроэлементов на станциях в Красновидово, Ильинском и в приплотинных участках наглядно показывают наличие в водохранилище в осенний период года различных водных масс. При этом следует заметить, что в приплотинном участке при полной гомотермии стратификация придонной и срединной масс несколько нарушается вследствие перемешивания водных масс за счет подпора плотины. Характерным для этого периода года является также уменьшение величины минерализации в речной водной массе от максимального значения 0,53 г/л (Красновидово) до 0,35 г/л в приплотинном участке водохранилища.

Зимой, когда водохранилище перекрыто достаточно толстым (от 60 до 120 см) слоем льда, наступает зимняя мезотермия. В этот период уже имеет место температурная стратификация. Ход изменения по глубине температуры, концентрации трития, микроэлементов и минерализации на станции отбора в Красновидово одинаков (рис. 4). На станции в Ильинском эта схожесть распределения параметров нарушается. Клин речной массы воды, который наблюдается у Красновидово на глубине от 3 до 8 м (мощностью в 5 м) с экстремальными значениями на глубине 5,5 м по минерализации (0,45 г/л), тритию (96 Т.Е.), железу (500 мкг/л), цинку (80 мкг/л) и температуре (1,4 °С), в Ильинском сглаживается. Минерализация от верхнего слоя к придонному плавно возрастает от 0,3 до 0,5 г/л. Содержание железа по глубине имеет два максимума — в верхнем слое (на глубине 2 м) и в придонном слое. В нижнем слое концентрация трития находится в противофазе с другими компонентами — содержанием

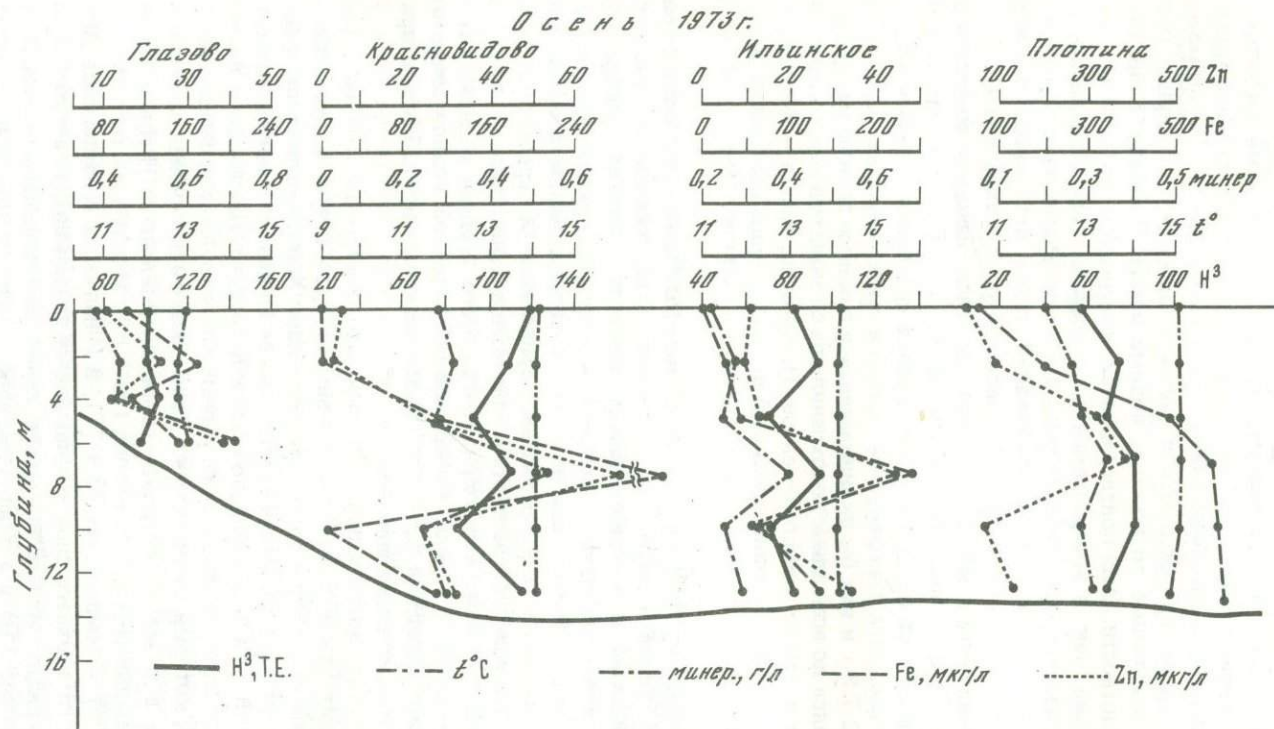


Рис. 3. Стратификация вод Можайского водохранилища осенью 1973 г. (сентябрь) по тритию, температуре, цинку, железу и минерализации

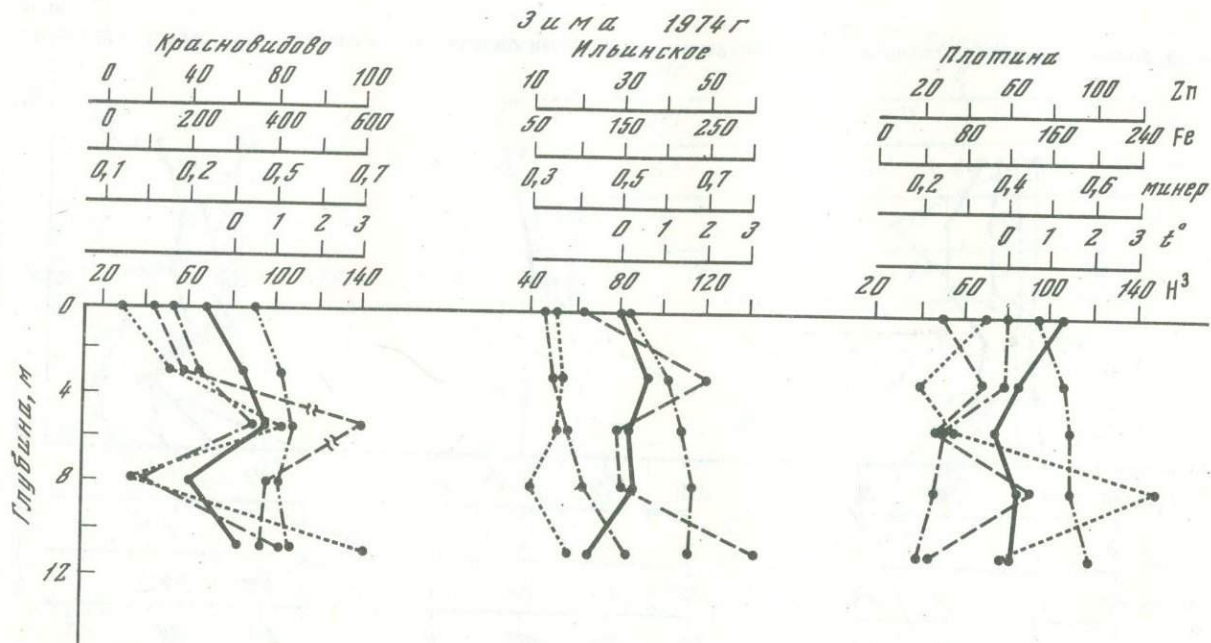


Рис. 4. Стратификация вод Можайского водохранилища зимой 1974 г. (февраль) по тритию, температуре, цинку, железу и минерализации

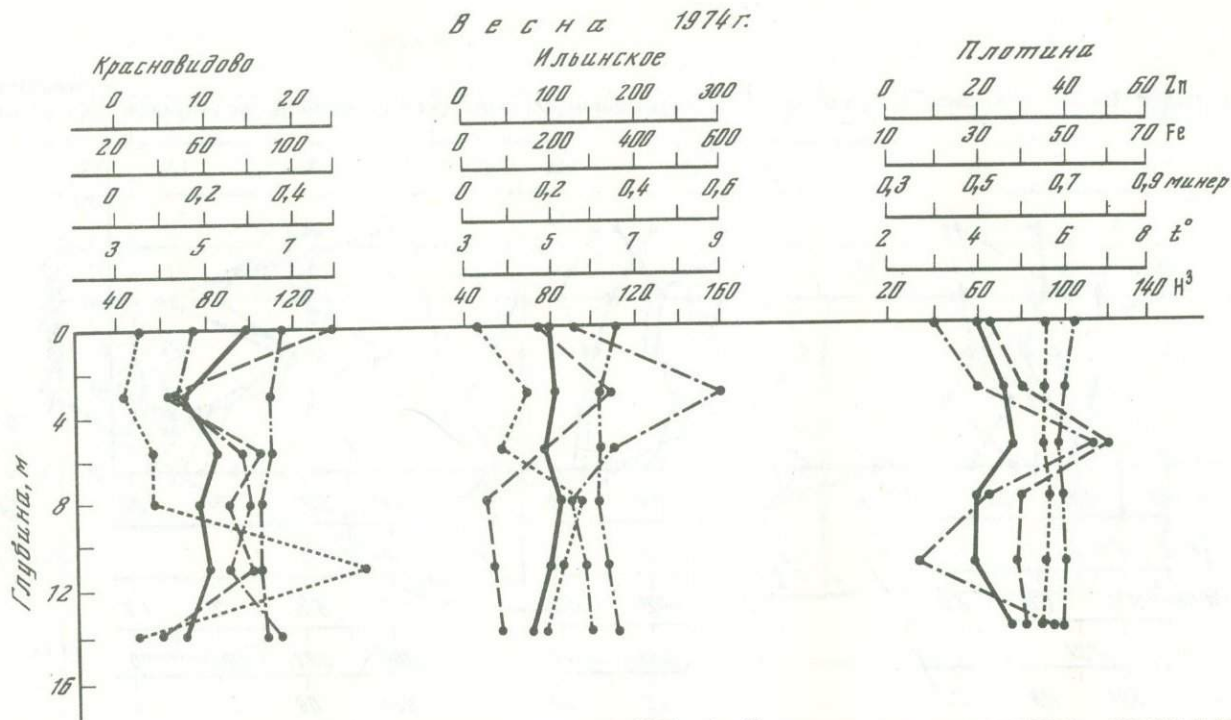


Рис. 5. Стратификация вод Можайского водохранилища весной 1974 г. (май) по тритию, температуре, цинку, железу и минерализации

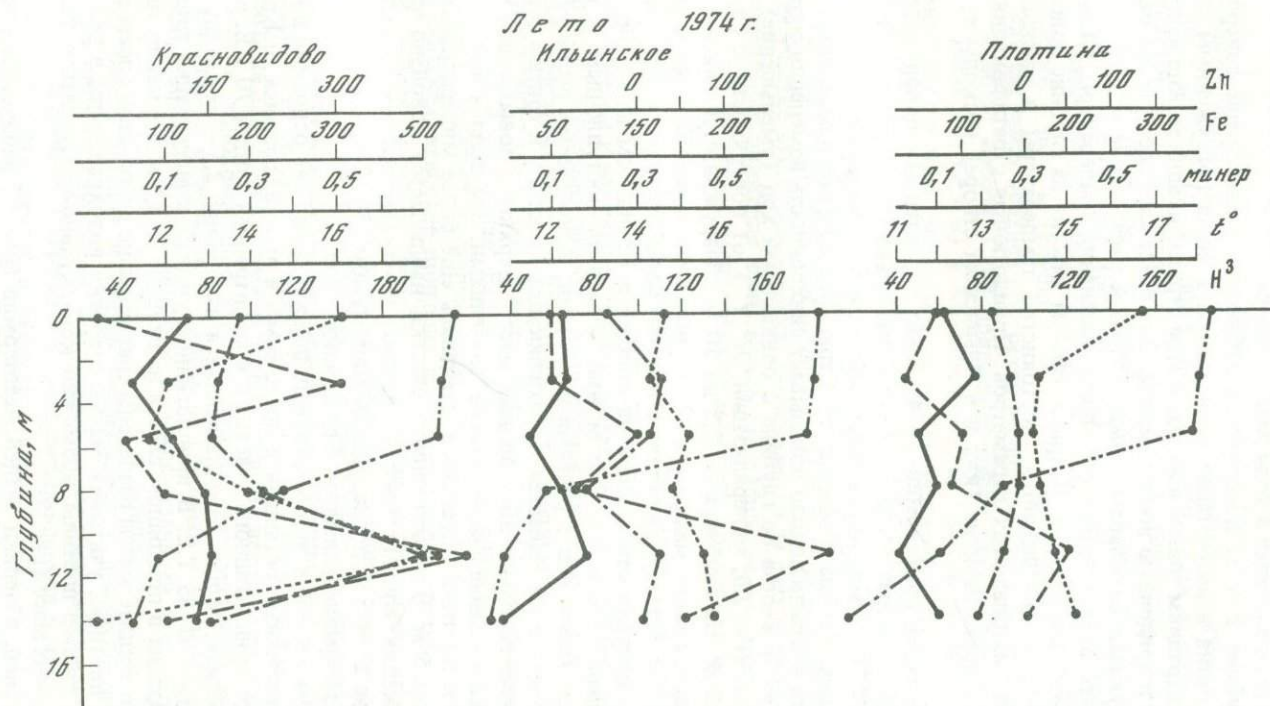


Рис. 6. Стратификация вод Можайского водохранилища летом 1974 г. (июль) по тритию, температуре, цинку, железу и минерализации

железа, цинка и минерализацией. Содержание трития уменьшается за счет подпитки и разбавления грунтовыми подземными водами вод придонного слоя с низкой концентрацией трития. Ход изменения концентрации Fe, Zn и минерализации в этом слое одинаков.

На глубине 2 м от поверхности наблюдается повышение содержание железа, трития и возрастание температуры к более погруженным слоям. По концентрациям трития и железа в этой стратификации можно выделить верхнюю и придонную водные массы. Они разделены слоем воды, отличающимся указанными параметрами. Подобное расчленение водных масс не может быть охарактеризовано ходом изменения температуры, плотности воды других параметров. В приплотинном участке на глубине приблизительно 3–8 м наблюдается постоянство температуры и уменьшение других рассматриваемых параметров. Приплотинная стратификация также констатирует наличие (как и в Ильинском створе) нескольких водных масс.

Для весенней гомотермии 1974 г. было характерным однородное распределение температуры по глубине и несколько повышенная (примерно на 0,3–0,4 °C) температура поверхностного слоя водохранилища на всех трех станциях отбора проб (рис. 5). Стратификация вод в весенний период на станции в Красновидово показывает синхронность изменения содержания трития и железа по глубине и одинаковый ход (уменьшение) всех параметров (Fe, Zn, минерализации, H^3 , t °) от поверхности к глубине около 2,5 м. На глубинах от 2,5 до 10 м обнаруживается значительная водная масса с экстремальным (0,3 г/л) значением минерализации на глубине около 7 м. По мере движения к плотине масса опускается. Минерализация в приповерхностном слое на станции в Ильинском на глубине 3 м максимальна – 0,6 г/л. Это можно объяснить поступлением в водохранилище талых вод с ручьями и речками, выносящими растворенные из почвенного слоя вещества. Стратификация по цинку и тритию показывает наличие основных двух водных масс – верхней с повышенной минерализацией и нижней с меньшими ее значениями. Эта водная масса, перемещаясь к плотине, опускается, становясь еще более минерализованной на глубине 5 м. В приплотинном участке наблюдается довольно четкая стратификация водных масс по тритию с максимальными значениями на глубине 2–4,5 м, последующим минимумом (8–12 м) и возрастанием трития, как и минерализации, в придонном слое.

В целом весной в водохранилище присутствуют две основные водные массы: придонная, оставшаяся после зимы и простирающаяся от Красновидово до приплотинного участка с концентрацией трития 70 Т.Е. и приповерхностная, речная, располагающаяся на глубине 2,5–7 м с концентрацией трития 70–85 Т.Е. В приплотинном участке концентрация трития и минерализация в придонном слое и на глубине 2–5,5 м примерно одинаковы. Эти водные массы разделены сравнительно небольшим слоем воды. В створе плотины, учитывая малую сработку водохранилища в весенний период и подпор плотины, возможно конвективно-турбулентное перемещение водных масс (рис. 5).

И, наконец, в период летней мезотермии (рис. 6) наблюдается четкая температурная стратификация с ярко выраженным термоклином и слоем

скачка: на глубине 5–10 м — у Красновидово; 6–9 м — у Ильинского и 7–9 м — в приплотинном участке. Мощность прогретого верхнего слоя водохранилища увеличивается от Красновидово (начинаясь еще в районе Мышкино–Глазово) с нижней границей на глубине 5 м, погружаясь до 7 м у плотины. Верхний слой характеризуется показательным изменением концентрации трития и минерализации, значения которых несколько падают (в Красновидово) от поверхности к глубине 2,5 м с возрастанием в слое скачка (5–10 м) и последующим максимумом (особенно значительным для минерализации) в нижней половине водной толщи. Слой скачка, мощный (от 5 до 10 м) в Красновидово (см. рис. 6), уменьшается в Ильинском до 3 м (глубина 6–9 м) и в приплотинном участке — до 2 м (глубина 7–9 м). Таким образом, температурный клин как бы зажат верхней прогретой водной массой и низкотемпературной придонной массой. Слой придонной массы увеличивается от 2,5 м (на глубинах 10–12,5 м) у Красновидово до 7 м (на глубинах 9–16 м) в Ильинском и в приплотинном участке. График изменения трития на всех трех станциях показывает, что в этот период года существуют две водные массы. Верхняя — прогретая ($t^{\circ} = 18,0 \div 18,7^{\circ}\text{C}$), нижняя граница которой опускается к плотине, и нижняя — речная, являющаяся в этот период более плотной. Разделены они промежуточной водной массой. В приплотинном участке выделенные массы смешиваются за счет подпора и, видимо, замедления движения воды. Здесь стратификация по тритию еще заметна, но вертикальное распределение минерализации уже говорит о смешении водных масс.

Анализируя характер распределения по сезонам водных масс в водохранилище, генезис которых позволяет установить тритий и подтверждается минеральным и микроэлементным составом, можно сделать несколько выводов: 1) в осенний период речная водная масса находится на средней глубине водохранилища, расчлняя его общую водную массу. В это время года существуют три водные массы: верхняя — водохранилищная, срединная — речная и придонная. Верхняя масса воды является менее минерализованной, отличается пониженным содержанием микроэлементов и, таким образом, наиболее пригодна для сброса через плотину; 2) зимой речная водная масса в средней по глубине части водохранилища (у Красновидово), имеющая максимальные содержания трития и микроэлементов, а также повышенную минерализацию, перемещаясь вниз, у плотины имеет максимальные показатели в придонном слое и минимальные значения на средних глубинах (от 3 до 7 м). Эта водная масса наиболее пригодна для сброса в зимний период года; 3) весеннее состояние водных масс в водохранилище характеризуется минимальным значением минерализации и содержанием трития на глубинах от 8 до 12 м в приплотинном участке и в Ильинском и максимальными концентрациями трития и минерализации в слое 2–5 м и в придонном слое. Меньшие значения минерализации и трития наблюдались в поверхностной воде водохранилища на глубине 0–1 м. Сброс менее минерализованной водной массы с меньшим содержанием взвешенных веществ и микроэлементов наиболее благоприятно проводить с глубин 8–12 м; 4) в период летней мезотермии в верхнем и среднем течении водохранилища присут-

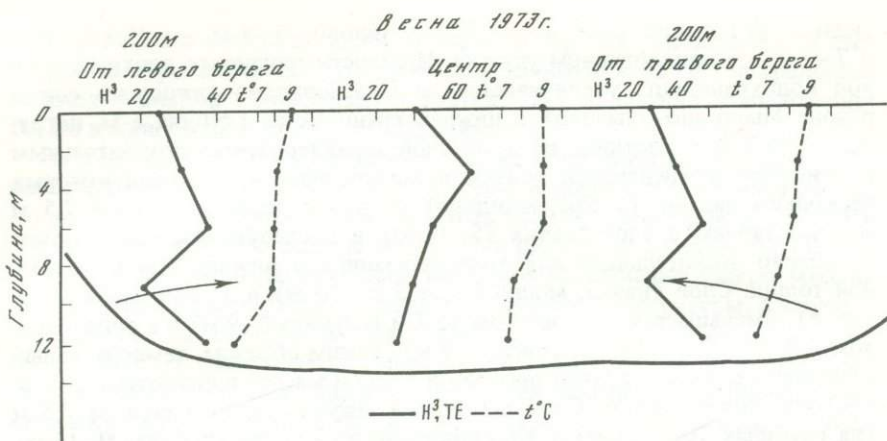


Рис. 7. Стратификация вод в приплотинном створе Можайского водохранилища весной 1973 г. (май) по тритию и температуре

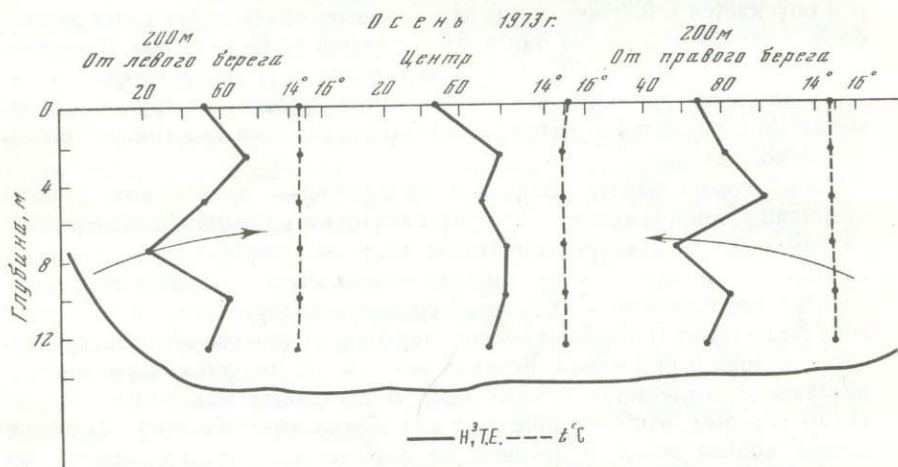


Рис. 8. Стратификация вод в приплотинном створе Можайского водохранилища осенью 1973 г. (сентябрь) по тритию и температуре

ствуют в основном две почти равные по мощности водные массы: приповерхностная и придонная — с максимумами по минерализации и тритию. Первая хорошо прогрета, вторая со значительным понижением температуры (минимум в придонном слое). У плотины происходит смешение водных масс. В слое температурного скачка (8–10 м) наблюдались наименьшие содержания микроэлементов и взвешенных частиц. Поэтому целесообразно проводить сброс воды в летний период именно из этого слоя.

Изотопные исследования, проводимые на гидрологических объектах, бывают особенно показательными в природных ситуациях, которые

представляют собой отклонения от среднегодовых и среднесезонных климатических норм, характерных для данного региона. В связи с этим следует напомнить засушливость лета и в целом маловодность 1972 г. в средней полосе европейской территории СССР, в результате чего уровень воды в реках, озерах и водохранилищах значительно понизился. Поэтому определенный интерес в гидрологическом и гидродинамическом плане представляют тритиевые исследования по стратификации водных масс Можайского водохранилища, выполненные нами весной и осенью 1973 г. в приплотинном участке на трех станциях: у правого берега (станция 1); в центре, напротив водосброса (станция 2); у левого берега (станция 3) (рис. 7 и 8). Гидрологическая съемка, выполненная в мае 1973 г., в начале весенней гомотермии (см. рис 7) показала, что распределение температуры однородно ($t^{\circ} = 9^{\circ}\text{C}$) до глубины 6–9 м с последующим падением в придонном слое до 5°C . Распределение концентрации трития по глубине на трех станциях указывает на подпитку грунтовых и подземных вод с бортов ложа водохранилища в приповерхностном (29 и 30 Т.Е. соответственно для правого и левого берега) и придонном слое (26 и 27 Т.Е.).

В центральной части приплотинного участка пониженная концентрация трития (47 Т.Е.) наблюдалась на поверхности водохранилища; на глубинах от 8 до 14 м концентрация 30–45 Т.Е. — смешение вод. На глубине от 1 до 6 м наблюдается концентрация 50–70 Т.Е., связанная с притоком речной воды. В целом поперечная стратификация у плотины в весенний период выявляет две основные водные массы: верхнюю (I) — с концентрацией трития 50–70 Т.Е., представляющую собой, видимо, смешанную водную массу, состоящую из речной и водохранилищной; придонную (II) — это зимняя водохранилищная масса воды. II, как отмечалось выше, с бортов водохранилища дренируют, разделяя эти две водные массы, потоки грунтовых и подземных вод (показано стрелками на рис. 7), образуя третью — грунтовую водную массу.

Зная средние значения содержания трития в атмосферных осадках и в воде различных слоев водохранилища, можно оценить долю питания водохранилища подземными и грунтовыми водами в рассматриваемый период года. Эта доля в засушливые и послезасушливые периоды значительно превышала рассчитанную выше для обычного по климатическим условиям года.

На рис. 8 представлен поперечный разрез в приплотинном участке в период осенней гомотермии 1973 г. Стратификация по тритию и температуре в тех же самых точках, что и весной, показывает также подпитку водохранилища грунтовыми и подземными водами (24–55 Т.Е.), но вместе с тем в этот сезон показана и увеличивающаяся доля речной воды с концентрацией трития близкой к атмосферной (т.е. 70–100 Т.Е.). В этот период по данным тритиевых исследований существуют три водные массы: поверхностная, срединная (речная) и придонная.

Следует отметить, что после маловодного 1972 г. наполнение водохранилища весной 1973 г. и соответственно осенью было недостаточным, т.е. ниже средних для водоема уровней. Этим, по-видимому, объясняется

проникновение грунтовых вод в поверхностный слой водохранилища с бортов (вплоть до центрального участка), о чем свидетельствуют пониженные (30–40 Т.Е.) концентрации трития в этом слое.

Проведенные исследования гидродинамического режима Можайского водохранилища с помощью изотопного метода и с привлечением гидрохимических данных позволили установить особенности формирования водных масс водоема. На основе полученных результатов можно сделать следующие выводы: 1) в разные гидрологические периоды года в водохранилище существуют различные по генезису водные массы, отличающиеся химическим составом; 2) в водохранилище обнаружены значительные по мощности струйные перемещения водных масс; 3) установлена закономерность сезонных вариаций химического состава воды водохранилища; 4) полученное в приплотинном участке распределение водных масс с различным составом позволяет рекомендовать целенаправленный сброс водохранилищных вод определенного качества в нижний бьеф плотины; 5) оценен вклад подземных и грунтовых вод в питание водохранилища для различных сезонов года. Изотопный метод позволяет проводить подобную оценку для разных по водности временных периодов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ершова М.Г.* Динамика водных масс водохранилищ (на примере Можайского водохранилища). Автореф. дис... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1971, 22 с.
2. *Калинин Г.П.* Некоторые вопросы теории управления режимом вод суши. — В кн.: Проблемы изучения и использования водных ресурсов. М.: Наука, 1972, с. 7–49.
3. *Кисин И.М., Семенов Е.Ф., Скорняков В.А.* Сравнительная характеристика составляющих водного баланса водохранилища Москворецкой системы. — Вестн. МГУ. Сер. 5, география, 1976, № 6, с. 39–45.
4. Комплексные исследования водохранилищ. М.: Изд-во МГУ, 1971. Вып. I; 1973. Вып. II.
5. Комплекс аппаратуры для анализа природных вод на содержание трития и радиоуглерода /В.А. Павлов, В.А. Петрухин, В.В. Романов, Л.В. Сальнова — В кн.: Изотопия природных вод. М.: Наука, 1978, с. 229–240.
6. Методические основы использования естественных изотопных водных индикаторов /В.Н. Соيفер, Е.Н. Давыдов, В.А. Петрухин, В.В. Романов — В кн.: Проблемы изучения и использования водных ресурсов. М.: Наука, 1972, с. 131–157.
7. *Begemann F., Libby W.F.* Continental water balance: Groundwater inventory and storage time, surface ocean mixing rates and world-wide water circulation patterns from cosmic-ray and bomb tritium. — *Geochim et cosmochim. acta*, 1957, vol. 12, N 4, p. 72–78.
8. *Brown R.M.* Hydrology of the Ottawa Valley. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1961, v, 21, № 3/4, p. 121–127.

В.А. ПЕТРУХИН, В.А. ПАВЛОВ, Е.И. АНДРИЕВСКИЙ,
Н.Д. СКОТНИКОВА, В.В. РОМАНОВ

ИЗУЧЕНИЕ ИСТОЧНИКОВ ПОСТУПЛЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В РЕЧНЫЕ ВОДЫ ВЕРХНЕГО БАССЕЙНА Р. МОСКВЫ С ПОМОЩЬЮ ИНСТРУМЕНТАЛЬНОГО НЕЙТРОННО-АКТИВНОГО АНАЛИЗА И ТРИТИЯ

В последние годы возросло внимание к загрязнению биосферы и его влиянию на человека [3, 5]. В экологическом отношении проблема загрязнения тяжелыми металлами природных вод, являющихся составной частью биосферы и используемых для целей питьевого водоснабжения, приобретает особое значение. Чтобы оценить антропогенное влияние на окружающую среду, необходимо знать естественные процессы миграции тяжелых металлов в биосфере. Известно, что биосфера представляет собой сложную систему взаимодействующих природных объектов, состоящую из атмосферы, почвенного покрова и горных пород, поверхностных и подземных вод, живого вещества. Поэтому в изучении биосферы наиболее перспективным подходом следует считать комплексные исследования.

Геохимические исследования поверхностных, грунтовых и подземных вод, атмосферных осадков, образцов почв, водовмещающих карбонатных пород, донных отложений и гидробионтов проводились нами в верхнем бассейне р. Москвы, воды которой используются для питания Рублевской и Западной водопроводных станций. Исследования включали изучение содержания микроэлементов в природных объектах, установление закономерностей распределения элементов в объектах и миграции их в природных водах. Методом инструментального нейтронно-активационного анализа [9] определялась следующая группа химических элементов: хром, железо, кобальт, цинк, мышьяк, селен, сурьма, теллур, барий, стронций, ртуть, торий, уран, бром, цезий, скандий, а также редкоземельные элементы. Марганец, медь и литий определялись методом атомной абсорбции, а фтор и фосфор — стандартными методами [15]. Содержание большинства изучаемых микроэлементов нормируется в водоемах рыбохозяйственного и хозяйственно-бытового назначения.

Гидрохимические съёмки в течение 1973—75 гг. в бассейне р. Москвы проводились в различные периоды года (зимняя и летняя межень, весенний и осенний паводки). Пробы речной воды отбирались на протяжении от истока р. Москвы до Рублевского водозабора, а также во всех основных притоках. Отбор проб на Можайском, Рузском, Озернинском и Истринском водохранилищах осуществлялся с различных глубин на трех—пяти станциях, расположенных по длине водохранилищ. Во время съёмок проводился отбор грунтовых и подземных вод, почв, илов, высшей водной растительности и фитопланктона. Зимой на западе и северо-западе Московской области, включая бассейн Москва-реки, в 17 пунктах отбирались пробы снега. Регулярный отбор проб атмосферных выпадений осуществлялся в полиэтиленовый пробоотборник на территории Рублевской водопроводной станции. Выполненные региональные иссле-

Т а б л и ц а 1

Интенсивность водной миграции химических элементов
в природных водах Московского бассейна

Интенсивность водной миграции	Коэффициент водной миграции K_i					
	грунтовые воды		подземные воды		речные воды	
	элемент	K_i	элемент	K_i	элемент	K_i
Очень сильная ($K_i > 10$)	Sr	30	Ba	15	Sr	16
	Te	10				
Сильная ($10 > K_i > 1$)	Zn	5,0	Sr	8	Se	4
	F	3,3	F	8	Te	2,4
	Se	2,5	Cu	5,6	F	2,3
	Cu	2,4	Li	3,5	Br	1,8
	U	2,2	As	3,3	Zn	1,8
	Br	2,0	Cr	1,5	Cu	1,6
	Ba	2,0			Hg	1,1
	Hg	1,0	Co	0,9	U	0,85
Средняя ($1 > K_i > 0,1$)	Li	0,6	Hg	0,8	Ba	0,8
	Mn	0,45	Sb	0,7	Mn	0,5
	As	0,4	Zn	0,5	As	0,5
	Cr	0,4	Rb	0,5	P	0,36
	P	0,2	Te	0,4	Li	0,3
	Sb	0,2	Se	0,2	Sb	0,25
	Co	0,1	Mn	0,2	Cr	0,22
			Sc	0,2	Rb	0,1
			P	0,2		
			U	0,1		
			Fe	0,1	Sc	0,1
Слабая ($0,1 > K_i > 0,01$)	Cs	0,015	Th	0,1	Co	0,1
	Sc	0,01	Cs	0,06	Cs	0,05
	Fe	0,01	Br	0,06	Fe	0,05
	Th	0,003			Th	0,01

дования позволили установить достаточно общие закономерности распределения химических элементов в природных водах и других объектах. Данные по фоновым содержаниям элементов в исследуемых объектах приводятся в работе [8].

При сопоставлении среднего состава подземных, грунтовых, речных вод и состава водовмещающих пород и почв получена количественная оценка интенсивности водной миграции большой группы химических элементов (табл. 1). Коэффициенты водной миграции (по А.И. Перельману [13]) рассчитывались по формуле $K_x = M_x \cdot 100 / A n_x$, где M_x — содержание элемента x в воде, г/л; A — минерализация вод, г/л; n_x — содержание элемента x в породах, почвах, %.

Весьма энергично мигрируют во всех изученных типах вод Sr, F, Cu. В подземных водах сильными мигрантами являются Ba, Li, As, Cr. Однако

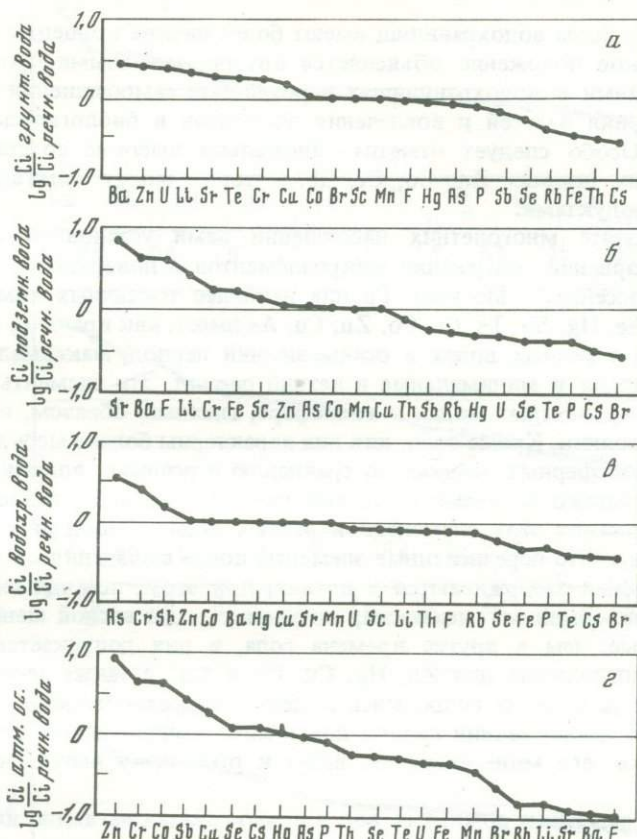


Рис. 1. Относительное содержание химических элементов в грунтовых (а), подземных (б), водохранилищных (в) водах и атмосферных осадках (г) по отношению к речной воде

в грунтовых и речных водах они мигрируют слабее. К сильным мигрантам относятся Zn, Te, Se, Br, Hg. Такие элементы, как Mn, P, Sb и Co, имеют среднюю интенсивность миграции во всех типах вод. Наименьшей подвижностью обладают Fe, Sc, Th и Cs, которые легко гидролизуются и осаждаются, образуя труднорастворимые гидраты, окислы и соли. Коэффициенты миграции элементов в речных и грунтовых водах (см. табл. 1), за некоторым исключением, близки между собой. Для многих элементов K_x в подземных водах значительно отличается от K_x в поверхностных водах, что характеризует поведение элементов в более восстановительной обстановке и особенности взаимодействия подземных вод с водовмещающими карбонатными породами.

Относительное содержание химических элементов в грунтовых, подземных водах, атмосферных осадках и водах водохранилищ (рис. 1) показывает, что грунтовые и подземные вод обогащены многими микро-

элементами. Воды водохранилищ имеют более низкие концентрации, чем речные. Такое положение объясняется внутриводоемными процессами, происходящими в водохранилищах в результате самоочищения воды за счет осадения взвесей и вовлечения элементов в биологический кругооборот. Особо следует отметить аномально высокие содержания в атмосферных осадках Zn, Co, Cr, Sb, которые могут являться техногенными продуктами.

В результате многолетних наблюдений нами установлен характер сезонных вариаций содержаний микроэлементов в поверхностных водах верхнего бассейна р. Москвы. Группа наиболее токсичных химических элементов Se, Hg, Sb, Te, Cr, Co, Zn, Cu, As имеет, как правило, высокие содержания в речных водах в осенне-зимний период, максимальные на пике половодья и минимальные в летний период. Эти элементы мигрируют в поверхностных водах и атмосфере, главным образом, в растворенном состоянии. Кроме того, для них характерны более высокие содержания в атмосферных осадках по сравнению с речными водами (кроме Te и Hg). Однако во время дождей паводков не наблюдалось увеличения содержания этих элементов в речных водах. Это дает основание предположить, что перечисленные элементы после выпадения с атмосферными осадками задерживаются в почвах, при этом, по-видимому, действует ионно-обменный механизм; почвенные воды весной менее минерализованные, чем в другие времена года, в них допускается ионно-обменное поглощение для Zn, Hg, Cu, Co и т.д., а также сорбционное поглощение для Se на гидроксиды железа и гидратированной двуокиси марганца. В летне-осенний период повышение концентрации почвенного раствора, т.е. его минерализации, ведет к обратному вытеснению этих элементов.

Эффект задержки дождей вод в почво-грунтах наглядно иллюстрируется поведением трития, являющегося хорошим водным трассером. Выполненные нами исследования распределения трития в природных водах изучаемого региона (см. предыдущую статью) позволили получить картину сезонных изменений содержания трития в атмосферных осадках, речных, подземных, грунтовых и водохранилищных водах. Максимум трития в поверхностных водах приходится на осенне-зимний период и отстает примерно на полгода от характерного весенне-летнего максимума трития в атмосферных осадках. Здесь можно предположить механизм поршневого вытеснения инфильтрующимися дождевыми водами более старых почвенно-грунтовых вод в водотоки.

На рис. 2 представлено содержание химических элементов в илах, речной взвеси, нерастворимой части атмосферных осадков относительно содержания их в почвах. Илы заметно обогащены такими элементами, как Cu, Te, Se, Ba, Cs. Для этой группы элементов (кроме Cs) характерны более высокие содержания в речной взвеси в сравнении с почвами (особенно значительные для Te и Hg). Речная взвесь кроме этих элементов обогащена также U, Br, Sr, Sb, Mn, As, Hg, Zn, Cr и Li. В донных отложениях перечисленная группа элементов не накапливается, и для них можно предположить механизм обменной сорбции на речной взвеси. Водонерастворимая часть аэрозолей относительно почв значительно обо-

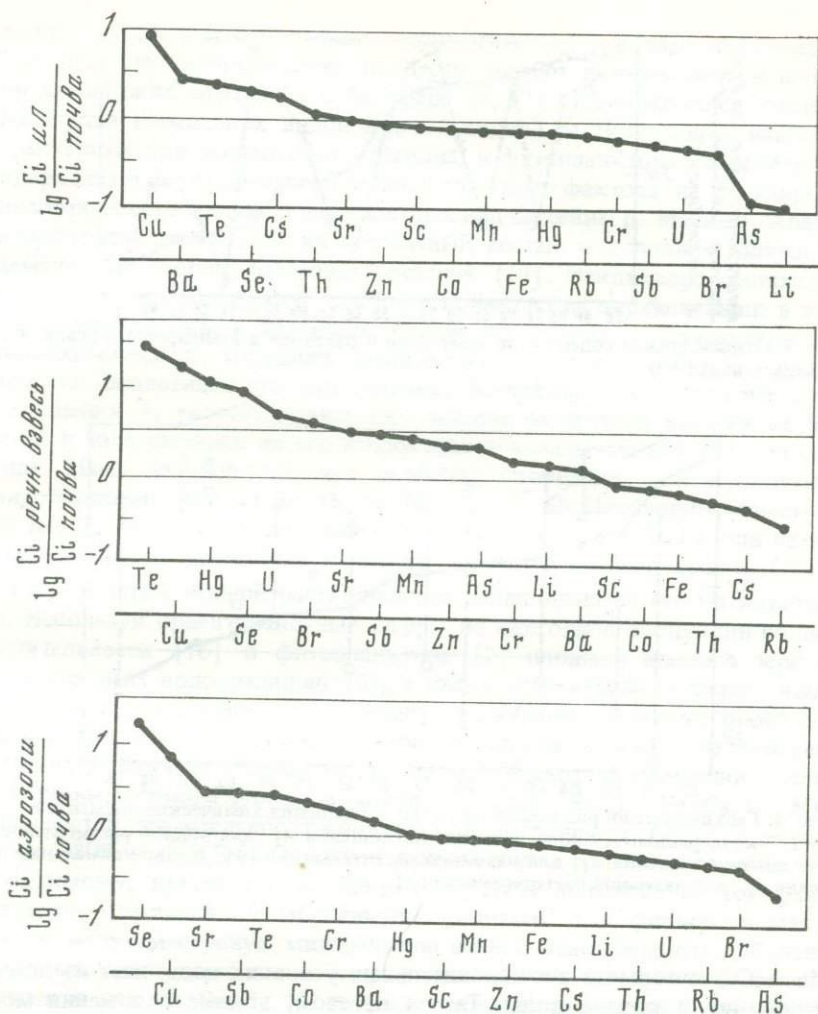


Рис. 2. Относительное содержание химических элементов в илах (а), речной взвеси (б) и нерастворимой части атмосферных осадков (аэрозоли) (в)

гащена Se и Cu и в меньшей степени Sr, Sb, Te, Co и Cr. Обогащение аэрозолей этими элементами может быть обусловлено техногенными выбросами в атмосферу продуктов сжигания угля, нефти и г.д. В атмосферной взвеси наблюдается заметное обеднение летучими элементами — Br и As. В остальном элементный состав аэрозолей идентичен составу почв.

Элементный анализ иловых вод позволил оценить степень выноса из илов тяжелых металлов. Большинство изучаемых металлов практически не выносятся из илов. Исключение составляют, главным образом, Fe,

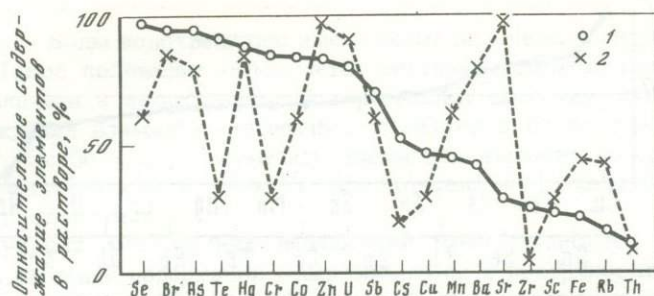


Рис. 3. Относительное содержание элементов в растворе в атмосферных осадках (1) и речных водах (2)

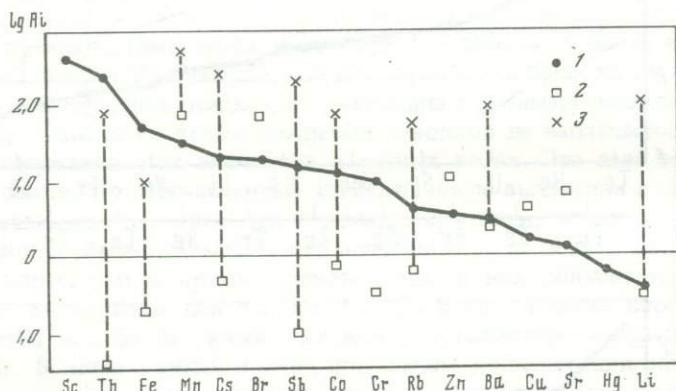


Рис. 4. Геохимический ряд биологического поглощения химических элементов

1 — коэффициенты биологического поглощения A_i для водной растительности; 2 — средние значения A_i для наземной растительности [9], 3 — максимальные значения A_i для наземной растительности [9]

Mn и Cu, которые в восстановительных условиях поступают из донных отложений в речные воды. Таким образом, донные отложения могут служить дополнительным источником поступления Fe и Mn в поверхностные воды.

Знание фазового распределения химических элементов в речных водах необходимо не только для оценки их геохимической миграции, но, что особенно важно, и для технологии водоподготовки на водопроводных станциях. Нами изучалось фазовое состояние в системе взвесь — раствор. На рис. 3 показано относительное распределение химических элементов в атмосферных осадках и речных водах между взвесью и раствором. Характерно, что группа элементов, в которую входят особо токсичные элементы, такие как Se, As, Te, Hg, Zn, V, Sb, Co находятся в атмосферных осадках преимущественно (более 70%) в растворенной фазе, что способствует их высокой миграции в биосфере. Такие элементы, как Cr, Te, Sb, Cs, Cu, Mn, Zr, Fe, Rb, Th, S мигрируют в речных водах в основном на взвешях и, таким образом, очистка от них речных вод на

стадиях водоподготовки должна осуществляться наиболее эффективно. Известно, что биологические процессы играют важную роль в миграции химических элементов в биосфере [4, 13]. Нами изучался элементный состав нескольких видов высшей водной растительности, наиболее характерных для исследуемого региона, и фитопланктона (сине-зеленые водоросли) в целях оценки роли биологического фактора на формирование химического состава поверхностных вод бассейна р. Москвы. Анализ гидробионтов показал, что их элементный состав в основном близок к элементному составу наземных растений [13]. Исключение составляют лишь Th и Hg, содержание которых примерно на порядок выше в водных растениях, чем в наземных. Одной из важных характеристик биогеохимической миграции химических элементов является интенсивность биологического поглощения. Коэффициенты биологического поглощения A_i рассчитывались как частное от деления количества элемента в золе растений на его количество в минеральном остатке речной воды. Нами установлено, что наиболее интенсивно аккумулируются гидробионтами (рис. 4) Sc, Th, Fe, Mn, Cs, Br, Sb. Необходимо отметить, что Hf, Zr, редкоземельные элементы, так же как Sc, Th, Fe, для наземных растений, относящиеся к группе элементов слабого захвата ($A_i = 0,1 - 0,01$), в водной растительности накапливаются весьма интенсивно. Используя ориентировочные цифры по ежегодной продукции водной растительности [16] и фитопланктона [2] площади водного зеркала Москворецких водохранилищ [6], а также собственные экспериментальные данные по элементному составу гидробионтов, авторы произвели оценку накопления микроэлементов биомассой в масштабе верхнего бассейна р. Москвы (замыкающий створ Рублево). В сравнении с годовым речным стоком для ряда микроэлементов (Sc, Th, Fe, Cs, Co, Mn) наблюдается значительное биологическое поглощение (от 25% — для Mn до 380% — для Sc). Однако в данном случае роль живого вещества, по-видимому, преувеличена. Следует обратить внимание на тот факт, что водные растения и фитопланктон "работают" как фильтры и накапливают мелкодисперсную минеральную взвесь. Этим, вероятно, объясняются высокие содержания в гидробионтах таких далеко не биогенных элементов как Th, Sc, Zr, Hf и редкоземельных элементов. Скорее всего доля микроэлементов, находящихся в воде в растворенной фазе и накапливаемых биомассой, не превышает 10–15% (как, например, для Ba, Sr, Zr, Sb и др.). Сами по себе планктон и высшая водная растительность не являются источником поступления микроэлементов в воду, как почвы и породы, поскольку поглощают элементы из водной среды и возвращают их при деструкции и метаморфизации органического вещества. Однако гидробионты могут играть определенную роль в сезонном перераспределении микроэлементов в водах, как это хорошо известно для биогенных элементов (P, K, N). Кроме того, биомасса является дополнительным поставщиком микроэлементов в донные отложения.

При изучении источников поступления химических элементов в речные воды особое внимание уделялось атмосферным выпадениям, поскольку атмосферный перенос вещества выступает как глобальный фактор. Многие исследователи [3, 17, 19, 20] подчеркивают заметные, а в индустри-

альных районах значительные поступления тяжелых металлов промышленного происхождения через атмосферу на поверхность земли.

По нашим оценкам [10] в исследуемом районе на подстилающую поверхность с атмосферными осадками поступает порядка 1 т/км² тяжелых металлов, что хорошо согласуется с данными [1, 14]. Для выяснения генетической связи тех или иных металлов с пылевым аэрозольным и взвешенным материалом, поступающим в атмосферу, и поверхностными водами из почв и осадочных пород, нами были рассчитаны [11] факторы обогащения E_i (табл. 2) для группы изучаемых элементов в атмосферных осадках и речных водах:

$$E_i = \left(\frac{C_i}{C_{Fe}} \right) \text{ атмосферные воды} / \left(\frac{C_i}{C_{Fe}} \right) \text{ осадочные породы,}$$

где C_i — содержание элемента i , мкг/кг; C_{Fe} — содержание железа, мкг/кг.

Выбор железа в качестве реперного элемента не случаен, поскольку железо является одним из самых распространенных элементов в литосфере и его соединения обладают весьма небольшой растворимостью. Это позволяет считать железо в обычных типах вод отражением содержания взвешенного материала. Если для какого-либо элемента фактор обогащения близок к 1, то можно предполагать, что данный элемент генетически связан с взвешенным материалом. Напротив, высокие коэффициенты обогащения ($E \gg 1$) свидетельствуют о каком-либо дополнительном источнике этого элемента в водах или об интенсивном процессе вымывания его из почв и осадочных пород. Изученные нами микроэлементы по факторам обогащения объединяются в следующие группы: 1) элементы, имеющие фактор обогащения, близкий к 1 ($0,3 < E < 3$), и примерно одинаковые концентрации как в атмосферных осадках, так и в речных водах — Sc, Th, Cs. Эти элементы, так же как и железо, отличает слабая миграционная подвижность в природных водах, и они мигрируют в атмосфере и поверхностных водах, главным образом во взвеси; 2) элементы, имеющие фактор обогащения и содержание элемента в речных водах выше, чем в атмосферных осадках — Ba, Br, E, Li, Mn, P, Rb, Sr, Te, U, As. В эту группу входят элементы с высокой и средней миграционной подвижностью. Перечисленные элементы характеризуются, как правило, высоким фактором обогащения в речных водах ($3 < E < 10$), и для них можно предполагать интенсивное поступление в речные воды в процессе выветривания почв и пород; 3) микроэлементы, имеющие высокий фактор обогащения ($E > 10$), абсолютные концентрации в атмосферных осадках выше, чем в речных водах, или близкие к ним — Zn, Se, Sb, Hg, Co, Cu, Cr. Генезис этих элементов не ясен. Можно предполагать влияние промышленных источников загрязнения на их содержание в атмосфере (по мнению ряда исследователей, обусловленное, главным образом, сжиганием ископаемого топлива).

Например, в работе [18] сделана попытка оценить привнос в речной сток (для территории США) большой группы тяжелых металлов, поступающих в атмосферу при сжигании угля на ТЭЦ. Приближенная оценка показывает, что для Hg эта доля составляет 30%, для Se — 20%, для As, Co, Cu, U,

Таблица 2

Содержание микроэлементов в речных водах и атмосферных осадках (взвесь + раствор) и факторы обогащения относительно осадочных пород

Химический элемент	Содержание C_i , мкг/кг			Фактор обогащения E_i	
	речные воды	атмосферные осадки	осадочные породы	речные воды	атмосферные осадки
As	0,9	0,66	6,6	11	5
Ba	125	33	800	12	2
Br	1,9	0,42	6,0	24	3,5
Co	0,5	2,5	23	1,6	5,4
Cr	12	17	160	5,8	8,0
Cs	0,15	0,075	12	1,0	0,3
Cu	23	23	57	30	20
F	250	27	500	38	2,7
Fe	440	670	33300	1	1,0
Hg	0,24	0,28	0,4	45	35
Li	7,3	2,0	60	9,2	1,6
Mn	106	54	670	12	4,0
P	80	60	770	8,0	4,0
Rb	2,4	0,88	400	0,5	0,1
Sb	0,3	0,6	1,0	23	30
Sc	0,13	0,08	10	1,0	0,4
Se	0,8	0,65	0,6	100	54
Sr	102	42	450	17	4,6
Te	2,0	0,33	0,01	500	55
Th	0,3	0,28	11	2,0	1,3
U	1,5	0,79	3,2	35	12
Zn	26	260	80	24	160

Co, Cu, U, Zn, вылетающая зола может составить более 10% природного потока.

Полученные при гидрохимических исследованиях в верхнем бассейне р. Москвы экспериментальные данные по микроэлементному составу речных, подземных, грунтовых вод и атмосферных осадков использовались нами при рассмотрении моделей водного баланса в целях получения количественной оценки характера формирования химического состава речных вод. Методика изложена в работе [12]. Решение балансовой задачи позволило нам установить роль подземного и поверхностного стока микроэлементов в формировании состава речных вод. В силу ряда допущений и неточностей водного баланса полученная оценка носит приближенный характер.

С подземными водами в р. Москву в основном (больше 70%) поступают Sr, Ba, F, Li (рис. 5). Содержание в речных водах Rb, Fe, U, Sc, Mn, Br, Te, As, Th обусловлено подземным стоком в меньшей степени (30–60%). Такие элементы, как P, Cu, Hg, Cr, Co, Se, Cs, Sb, Zn, поступают в реки, главным образом, с поверхностным стоком.

В пределах погрешностей модели установлено, что в Москворецком бассейне происходит накопление Cu, Se, Co, Sb, Cr, Zn и вынос P. Допол-

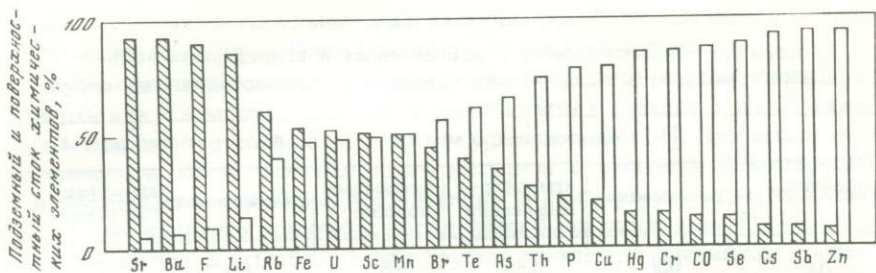


Рис. 5. Относительная доля подземного и поверхностного стока химических элементов в речном ионном стоке

нительным источником поступления P в речные воды могут служить фосфатные удобрения, вносимые на сельскохозяйственные угодья, а также бытовые сточные воды.

В результате проведенных исследований в верхнем бассейне р. Москвы с помощью многоэлементного нейтронно-активационного метода впервые определены фоновые содержания большей группы микроэлементов и установлены закономерности их распределения в природных водах и других объектах биосферы. Установлена миграционная способность химических элементов и их сезонные вариации в природных водах Московского бассейна. Предварительная оценка накопления микроэлементов высшей водной растительностью и фитопланктоном в масштабе речного бассейна показала, что для большей группы химических элементов биологические процессы могут играть заметную роль в сезонном перераспределении элементов в поверхностных водах. Изучение элементного состава донных отложений и иловых вод позволило установить, что большинство тяжелых металлов практически не выносятся из донных отложений. Исключение составляют Fe, Mn и Cu, которые могут поступать из илов в поверхностные воды. Установлено фазовое распределение элементов в речных водах между взвесью и раствором. Этот факт является важным для оценки эффективности технологии водоподготовки на водопроводных станциях. Показано, что атмосфера является одним из важных источников поступления таких микроэлементов, как Zn, Se, Cu, Cr, Co, Sb, и Hg и других, в поверхностные воды. На основе балансовой модели количественно оценен характер формирования химического состава речных вод и установлена роль подземного, грунтового и поверхностного стока на содержание микроэлементов в водах р. Москвы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляев Л.И., Овсяный Е.И. Исследование микроэлементов в атмосферных осадках в прибрежном районе в связи с некоторыми вопросами химической океанографии. — В кн.: Гидрохимические материалы, т. 51, 1969, с. 3–12.
2. Бердацеза Л.Б., Лебедев Ю.М., Мальцман Т.С. Трансформация органического вещества в Можайском водохранилище. — В кн.: Комплексные исследования водохранилищ. М.: Изд-во МГУ, 1971, вып. 1, с. 149–169.
3. Бондарев Л.Г. Ландшафты, металлы и человек. М.: Мысль, 1976. 72 с.

4. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Изд-во АН СССР, 1965. 382 с.
5. Виноградов А.П. Технический прогресс и защита биосферы. — Вод. ресурсы, 1973, № 4, с. 5—13.
6. Кисин И.М., Семенов Е.Ф., Клиге Р.К. Водный баланс Москворецкой системы водоснабжения. — Вод. ресурсы, 1975, № 5, с. 5—14.
7. Лурия Ю.Ю. Унифицированные методы анализа вод. М.: Химия, 1971, 340 с.
8. Меняйлов А.В., Тимебаева К.М., Андриевский Е.И. и др. Перспективы применения комплекса ядерно-физических и физико-химических методов анализа при гидрохимических исследованиях. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 6, с. 106—116.
9. Петрухин В.А., Андриевский Е.И., Панова Р.Т. и др. Инструментальный нейтронно-активационный анализ природных вод и других объектов биосферы. — В кн.: Докл. на Втором Всесоюз. совещ. по анализу природных и сточных вод, 18—21 апреля 1977 г. М.: Наука, 1977, с. 121—122.
10. Петрухин В.А., Панова Р.Т., Андриевский Е.И., Скотникова Н.Д. Изучение генезиса тяжелых металлов в атмосферных осадках методом нейтронно-активационного анализа. — В кн.: Тез. IV Всесоюз. совещания по активационному анализу. Тбилиси, 1977, с. 213.
11. Петрухин В.А., Андриевский Е.И., Савенко В.С. О значении атмосферной миграции вещества в гидрохимическом режиме поверхностных вод. — Материалы V Всесоюз. симпоз. по соврем. пробл. самоочищения и регулирования качества воды. Таллин, 1975, с. 62—65.
12. Петрухин В.А. Изучение формирования химического состава воды р. Вазуза. — В кн.: Охрана водной среды. М.: Московский рабочий, 1978, с. 82—96.
13. Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М.: Высшая школа, 1975. 341 с.
14. Ровинский Ф.Я., Сеницына З.Л. Поверхностный сток с водосбора и его роль в загрязнении рек и водоемов. — ТриИПГ. Миграция веществ антропогенного происхождения в речных бассейнах и моделирование качества воды. М.: 1979, вып. 31, с. 5—15.
15. Сенявин М.М., Красинцева В.В., Кузьмина Н.П. и др. Применение атомно-абсорбционного метода для анализа природных вод. — В кн.: Тез. докл. на Втором Всесоюз. симпоз. по методам определения микроэлементов в природных объектах. Самарканд, 1973, с. 173—174.
16. Экзерцева В.В. Прибрежно-водная растительность ложа проектируемого Вазузского водохранилища. — В кн.: Итоги и задачи изучения водоемов Московской области. М.: 1974, с. 88—90.
17. Bogen J. Trace element concentrations in atmospheric aerosols and rainwater measured by neutron activation and γ -ray spectrometry. Vienna: Comp. Study Food and Environ. Contamin. 1974, p. 75—88.
18. Klein D.H., Andren A.W., Bolton N.E. Trace element discharges from coal combustion for power production. — Water, Air and Soil Pollut., 1975, N 5, p. 71—77.
19. Lakin H.W. Selenium in our environment. — In: Trace element environ: Symp. Amer. Chem. Soc. Wash., 1973, p. 96—111.
20. Sugawara K. Ocean as a reservoir of elements. — J. Oceanogr. Soc. Jap., 1974, Vol. 30, N 5, p. 243—250.

УДК 550.424.556.314.6

Б.В. КАРАСЕВ

ИЗУЧЕНИЕ САМОДИФУЗИИ В ВОДЕ С ПРИМЕНЕНИЕМ ТРИТИЯ И ЛОГНОРМАЛЬНЫЙ ЗАКОН РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

Построения статистической физики предполагают, что в основе многочисленных физических явлений лежат относительно простые вероятностные закономерности. Зависимость числа состояний системы от энергии, распределение частиц по энергиям, скоростям и т.д. — это те фундаментальные положения, которые выводятся из первоначальных физичес-

ких предпосылок и могут быть проверены экспериментально. Опытная проверка положений теории позволяет оценить ее адекватность реально наблюдаемой эмпирической картине. В случае расхождения опытных результатов и следствий теоретических построений правомерным является выдвижение новых теоретических моделей.

Изучая широкую применимость логарифмически-нормального (логнормального) закона к описанию распределения вещества космического пространства и распределению вещества Земли, автор пришел к выводу о необходимости пересмотра некоторых фундаментальных положений статистической физики [1]. Гауссовский закон распределения энтропии по объему систем должен с необходимостью приводить к логнормальному закону распределения вероятностей состояния подсистем [1]. Эта проблема обсуждалась с астрономом Ф.А. Цициным, который вскрыл парадоксальность современного статистического подхода в попытках применения формулы Больцмана ($S = K \ln W + \text{const}$, где S — энтропия; W — вероятность состояния) к системам с флуктуациями [9, 10]. С функцией распределения энтропии связана функция распределения по энергиям. Анализ показывает, что логнормальный закон распределения по энергиям, вытекающий из ряда эмпирических данных (например, распределения звезд по массам и скоростям) может быть трактован как закон равновесия при условии сохранения логарифмической дисперсии [1, 2]. Примечательно, что логарифмическая дисперсия сохраняется во многих природных процессах (распределение частиц по скоростям и энергиям, распределение фотонов по энергиям и т.д.). Необходимо новое изучение эмпирического материала в целях более детальной проверки исходных данных. Предполагается, что должны наблюдаться отклонения от постулируемых современной теорией результатов на хвостах распределений частиц по скоростям и пробегов броуновских частиц [1].

При изучении диффузии неоднократно наблюдались отклонения от постулируемого современной общепринятой теорией подхода к математическому описанию диффузионных явлений. Такие отклонения наблюдались при изучении самодиффузии в металлах, стеклах, исследовании процессов турбулентной диффузии и т.д. Автором исследованы аномалии в диффузионных профилях хлора в донной части Ясханской линзы пресных вод [3]. Аномалии проявляются в том, что часто наблюдаются группы частиц, обладающих большими подвижностями, чем это следует из общего хода диффузионных кривых. Для их объяснения часто применяется модель, исходящая из двух и более механизмов диффузионного перемещения.

Из изложенного выше следует возможность применения логнормального закона.

В первую очередь интересно исследовать применимость логнормального закона к распределению пробегов броуновских частиц. Нами показано, что логнормальный закон наряду с гауссовским удовлетворительно описывает распределение проекций пробегов броуновских частиц на ось координат и на плоскость [4]. В случае статистической независимости передвижения броуновских частиц функция распределения

пробегов частиц на ось координат может быть выражена формулой

$$R(\theta) = A e^{-\theta^2/2\sigma^2}, \quad (1)$$

где $\sigma^2 = 2Dt$ — дисперсия распределения; D — коэффициент диффузии; A — константа; t — время. Функция распределения проекций на плоскость $f(T)$ записывается в виде

$$f(T) = \frac{T}{\sigma^2} e^{-T^2/(2\sigma^2)}. \quad (2)$$

Для логнормального закона соответствующие функции могут быть представлены (см. работу [14]), как

$$R(\theta) d\theta = \frac{\bar{v}}{v^2} \frac{d\theta}{\sqrt{\pi}} \int_{\infty}^{hy} e^{-t^2} dt, \quad (3)$$

где $y = \lg \theta/2\bar{\theta} + 1,73/h^2$; \bar{v} — средний пробег; \underline{v} — средний геометрический пробег; $\bar{\theta}$ — средняя проекция пробега на ось θ ; $h = 1/(\sqrt{2} \sigma_{lg})$; σ_{lg}^2 — логарифмическая дисперсия; и

$$f(T) dT = \frac{dT}{T} \frac{h 0,4343}{\sqrt{\pi}} \int^{\pi/2} e^{-h^2 (\lg T - \overline{\lg v} - \lg \cos \varphi)^2} \cos \varphi d\varphi, \quad (4)$$

где $\overline{\lg v}$ — среднее логарифмическое значение пробега; φ — угол.

Функции (3) и (4) хорошо аппроксимируют экспериментальные данные по броуновскому движению, которые обычно описываются исходя из представления о статистической независимости в движении частиц (максвелловского закона распределения по пробегам [4]). Таблицы функций распределения [3, 4] при разных значениях параметра h рассчитывались с применением ЭВМ Минск-22. На рис. 1 представлены данные по функции распределения пробегов броуновских частиц на ось координат по Ж. Перрену [12] и Х. Флетчеру [11], в сравнении с гауссовским законом и функцией распределения звезд по скоростям. При некоторых значениях $h^2 (\sigma_{lg}^2)$ функция $R(\theta)$ весьма близка к гауссовскому закону. Резкие различия проявляются лишь на хвосте распределения функции при больших пробегах частиц, где вероятности появления больших пробегов существенно превосходят вероятности для гауссовского закона (максвелловского закона распределения по модулям пробегов). Другой параметр, которым функция (3) отличается от гауссовского закона, — эксцесс функции. Для совокупности данных Х. Флетчера эксцесс статистически значимо отличается от эксцесса гауссовского закона [4]. Представляет интерес изучение поведения экспериментальной функции распределения пробегов частиц в области больших пробегов. К сожалению, этого нельзя сделать на материале по броуновскому движению, так как вероятности появления частиц с большими пробегами слишком малы.

Такая проверка может быть выполнена при изучении диффузии с применением чувствительных методов анализа концентрационных диф-

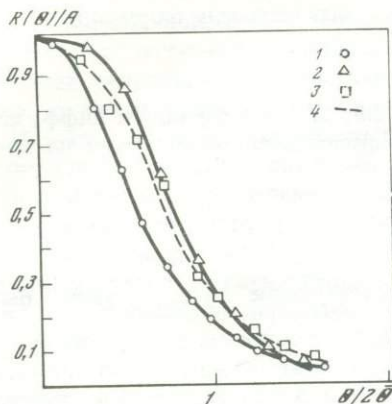


Рис. 1. Сравнение проекций на ось θ для логнормального закона с законом Гаусса

1 — $h = 2,62$ (распределение для скоростей звезд); 2 — данные Х. Флетчера ($h = 4$); 3 — данные Ж. Перрена ($h = 3,5$); 4 — гауссовское распределение

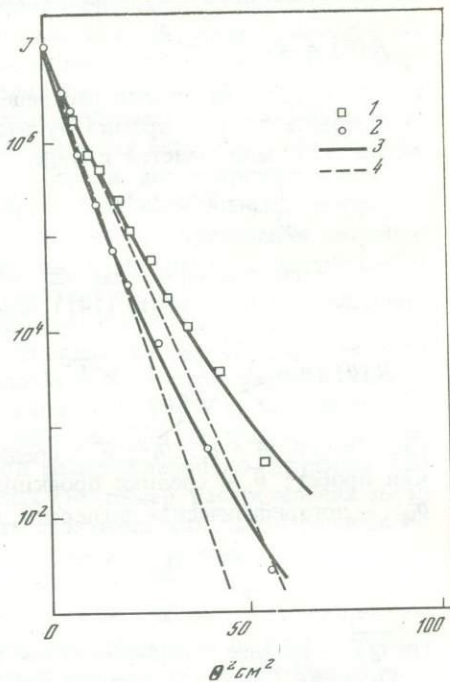


Рис. 2. Самодиффузия в воде

1 — данные при $t = 14^\circ\text{C}$; 2 — данные при $t = 0^\circ\text{C}$; 3 — логнормальный закон; 4 — гауссовский закон

фузионных профилей. Нами выполнены эксперименты с применением трития [5]. Диффузия изучалась капиллярным методом с использованием тритиевой воды с большой удельной радиоактивностью. Благодаря этому концентрационные профили распределения радиоактивности прослежены в диапазоне изменения концентраций, превышающем пять порядков. Капиллярный метод широко применяется для изучения самодиффузии в воде и дает устойчивые и хорошо воспроизводимые результаты [13]. Капелька тритированной воды вносилась в конец капилляра, заполненного водой, проводилось экспонирование капилляра при заданной температуре, а затем вода в капилляре замораживалась, капилляр разрезался на части и производилось определение радиоактивности трития с применением сцинтилляционной техники счета.

На рис. 2 представлены данные по самодиффузии в воде при температурах 14 и 0°C . Данные представлены в координатах логарифм радиоактивности ($\lg J$), θ^2 . В этих координатах гауссовские профили распределения согласно выражению (1) должны спрямляться. Из начальных участков прямых при больших значениях радиоактивности вычислялись коэффициенты самодиффузии воды. Вычисленные из начальных участков кривых коэффициенты диффузии удовлетворительно согласуются с литературными данными.

Одновременно обнаружены отклонения на хвостах кривых распределений, которые являются статистически значимыми. Для проверки статис-

тической значимости отклонений вся кривая распределения аппроксимировалась двумя прямолинейными участками (при малых и больших пробегах) и вычислялись угловые коэффициенты прямых по методу, описанному в работе [7]. Статистическая значимость расхождения угловых коэффициентов оценивалась с применением критерия Стьюдента. Полученные данные хорошо описываются исходя из логнормального закона распределения с параметром $h \approx 5$. Предлагаемый подход может быть применен и в других случаях, когда экспериментально обнаруживаются аномалии кривых распределения.

В связи с изложенным вновь встает вопрос анализа ряда теоретических предпосылок. Для описания диффузионных перемещений неоднократно применялись аналогии с движением частиц в идеальном газе (например, [12]). Современный подход [6] предполагает для анализа перемещения частиц в идеальном газе знание функции распределения свободных пробегов и функции распределения времен свободных пробегов, которые связаны с объемным распределением вещества и распределением частиц по скоростям (энергиям).

Применение логнормального закона к описанию распределения частиц по объему и функции распределения частиц по скоростям может сразу привести к логнормальной функции распределения диффузионных пробегов. Если в пользу логнормальной структуры пространственного распределения вещества свидетельствует большой эмпирический материал и такие модели не вызывают критики, то применение логнормального распределения частиц по скоростям находится в противоречии с общепринятым законом распределения по энергиям Гиббса.

Приведем новые аргументы в пользу применения логнормального закона. Гауссовский закон распределения энтропии, как было отмечено выше, приводит при последовательном логическом анализе к логнормальному закону распределения вероятностей состояния. Но, с другой стороны, из гауссовского распределения энтропии следует логнормальный закон распределения по энергиям. И действительно, если система состоит из множества мелких статистически независимых подсистем, то общая вероятность состояния системы W равна произведению вероятностей для подсистем w_i :

$$W = \prod w_i. \quad (5)$$

В свою очередь

$$w_i = \Gamma(E_i), \quad (6)$$

где $\Gamma(E_i)$ — число состояний с данной энергией E_i . Энтропия системы пропорциональна логарифму числа состояний:

$$S_i = \kappa \ln \Gamma(E_i). \quad (7)$$

Поскольку число состояний системы пропорционально степенной функции энергии, т.е.

$$\Gamma(E_i) \propto (E_i - E_0)^f, \quad (8)$$

где E_0 — энергия низшего уровня; f — число степеней свободы системы,

то при одинаковом числе степеней свободы для подсистем гауссовской функции распределения S_i будет соответствовать логнормальный вид функции распределения величин $(E_i - E_0)$. Логнормальный закон, таким образом, при последовательном анализе на базе предлагаемого методического подхода должен заменить закон распределения по энергиям Гиббса.

Другой подход, как отмечалось выше, основывается на выводе логнормального закона из принципа сохранения логарифмической дисперсии [1, 2]. Закон Гиббса часто в учебниках выводится исходя из закона сохранения энергии. Однако всегда может возникнуть вопрос: а почему не проводить рассуждения на базе закона сохранения импульса? Ведь при упругом соударении частиц идеального газа, на модели которого часто проводятся рассуждения, сохраняется не только энергия, но и импульс, т.е. имеет место система уравнений:

$$\begin{cases} mv_1^2 + mv_2^2 = m\bar{v}_1^2 + m\bar{v}_2^2; & (9) \\ mv_1 + mv_2 = m\bar{v}_1 + m\bar{v}_2, & (10) \end{cases}$$

где v_1 и v_2 — скорости частиц до соударения; \bar{v}_1 и \bar{v}_2 — скорости частиц после соударения.

Если возвести в квадрат (10) и затем из полученного выражения вычесть (9), то можно получить

$$v_1 \cdot v_2 = \bar{v}_1 \cdot \bar{v}_2 \quad (11)$$

или

$$\lg v_1 + \lg v_2 = \lg \bar{v}_1 + \lg \bar{v}_2. \quad (12)$$

Выражение (12) представляет собой условие сохранения логарифмического момента. Следствием двух известных законов сохранения является новый, в котором сохраняются логарифмические величины. И наоборот, два известных закона сохранения могут быть следствием сохраняющихся логарифмических величин.

В более общем случае, когда сталкиваются две частицы разной массы m_1 и m_2 , скорости частиц после соударения \bar{V} связаны с начальными скоростями v соотношениями (рассмотрение проводится в системе, неподвижно связанной с частицей, имеющей массу m_2 и скорость v_2 [8])

$$\bar{v}_1 = \frac{(m_1 - m_2)v_1}{m_1 + m_2}; \quad (13)$$

$$\bar{v}_2 = \frac{2m_1v_1}{m_1 + m_2}. \quad (14)$$

Из (13) и (14) следует

$$\frac{\bar{v}_1}{v_2} = \frac{m_1 - m_2}{2m_1} \quad (15)$$

или

$$\lg \bar{v}_1 - \lg v_2 = \text{const.} \quad (16)$$

Аналогично

$$\lg v_1 - \lg v_2 = \text{const.}, \quad (17)$$

отсюда

$$(\lg v_1 - \lg v_2)^2 = \text{const.} \quad (18)$$

Если

$$\lg \bar{v} = \frac{\lg v_1 + \lg v_2}{2}, \quad (19)$$

то логарифмическая дисперсия равна

$$S_{\text{лог.}}^2 = (\lg v_1 - \lg \bar{v})^2 + (\lg v_2 - \lg \bar{v})^2 = \frac{(\lg v_1 - \lg v_2)^2}{8}. \quad (20)$$

Из (20) и (18) следует сохранение логарифмической дисперсии при упругом соударении двух частиц. И наоборот, из сохранения логарифмической дисперсии следует законы сохранения энергии и импульса.

Приведенные рассуждения могут быть дополнительными аргументами в пользу применения логнормального закона к описанию диффузии частиц и возможному объяснению аномалий в диффузионных явлениях.

В заключение автор благодарит А.А. Рыжова и А.Н. Скомаровского за помощь в проведении машинных расчетов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Карасев Б.В. Статистический подход к изучению природы и некоторые закономерности распределения вещества Земли. — В кн.: Пути познания Земли. М.: Наука, 1970, с. 131–152.
2. Карасев Б.В. Логнормальный закон и флуктуационное равновесие. — В кн.: Новое в гидрогеологии и инженерной геологии. М.: ВИЭМС, 1971, с. 41–43.
3. Карасев Б.В. Диффузионные солевые профили и возраст Ясханской линзы пресных вод. — В кн.: Геофизические и изотопные методы исследований в гидрогеологии и инженерной геологии. М.: ВСЕГИНГЕО, 1975, вып. 90, с. 109–118.
4. Карасев Б.В. Теоретические и экспериментальные предпосылки логнормальной функции при описании диффузионных явлений. Докл. на засед. гидрогеол. секции МОИП. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. XXXI, № 4, с. 148.
5. Карасев Б.В. Исследование профилей диффузии тритиевой воды в воде в большом диапазоне изменения диффузионных пробегов. — Физическая химия, 1968, т. 52, с. 1565.
6. Курявцев Б.Б. Распределение свободных пробегов и времен свободных пробегов в идеальном газе. — В кн.: Применение ультраакустики к исследованию вещества. М.: МОПИ, 1955, с. 23–30.

7. Смирнов Н.В., Дунин-Барковский И.В. Курс теории вероятностей и математической статистики для технических приложений. М.: Наука, 1969, 512 с.

8. Хайкин С.Э. Физические основы механики. М.: Наука, 1971. 752 с.

9. Цинцин Ф.А. К термодинамике Вселенной Больцмана (космологический и статистико-физический аспекты). — Сообщения ГАИШ № 158. МГУ, 1969, с. 3—13.

10. Цинцин Ф.А. Понятие вероятности и термодинамика Вселенной. — В кн.: Философские проблемы астрономии XX века. М.: Наука, 1976, с. 456—478.

11. Fletcher H.A. A verification of the theory of brownian movements and a direct determination of the value Ne for gaseous ionization. — Phys. Rev., 1911, vol. 33, N 2. p. 81—110.

12. Perrin J. Броуновское движение и действительность молекул. СПб, 1912, 98 с.

13. Pruppacher H.R. Self-diffusion coefficient of supercooled water. — J. Chem. Phys., 1952, vol. 56, N 1. p. 101—107.

14. Sears F.H. The distribution functions for stellar velocity. — Astrophys. J., 1924, vol. 59, N 5, p. 274—304.

УДК 546.26.551.49

Ю.Ю. БАНИС, В.И. ИОДКАЗИС

К ВОПРОСУ О ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ РАДИОУГЛЕРОДНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для решения вопросов формирования подземных вод зоны активного водообмена крупных гидрогеологических структур широко используется радиоуглеродный метод, имеющий диапазон датирования до 40—50 тыс. лет [5, 6]. Основы методики датирования подземных вод рассматриваемым методом были разработаны в Гейдельбергском университете К. Мюннихом в 1957 г. [7]. В нашей стране первые результаты радиоуглеродных исследований были получены в 1970 г. сотрудниками ВСЕГИНГЕО [3]. В настоящее время за рубежом и в Советском Союзе выполнен большой объем лабораторных исследований в целях определения содержания в подземных водах ^{14}C . Часть этих работ предназначена для выявления гидрогеологической обстановки конкретных регионов. Однако, как показывает критический анализ этих работ, имеющиеся данные в большинстве случаев не дают возможности однозначно решать проблемы гидродинамики подземных вод в сложных гидрогеологических условиях. Кроме того, получаемые данные чаще всего не позволяют достоверно установить, насколько содержание ^{14}C в подземных водах соответствует времени их пребывания в подземной гидросфере. Причины такого положения, если не считать техногенного обогащения радиоуглеродом природных вод, две: 1) изотопное фракционирование в породах осадочной толщи артезианских бассейнов и 2) смешивание подземных вод различного происхождения в процессе их вертикального и горизонтального движения в подземной гидросфере.

Изменение содержания радиоуглерода в подземных водах за счет их взаимодействия с породами изучено недостаточно. Поэтому до настоящего времени при интерпретации данных радиоуглеродных исследований обычно принимается, что изменение изотопного состава при их контактировании с пластом-коллектором ничтожно. Правда, делается попытка установить закономерности содержания ^{14}C от химического состава подземных вод [1, 4, 8]. Однако очевидные закономерности не выяв-

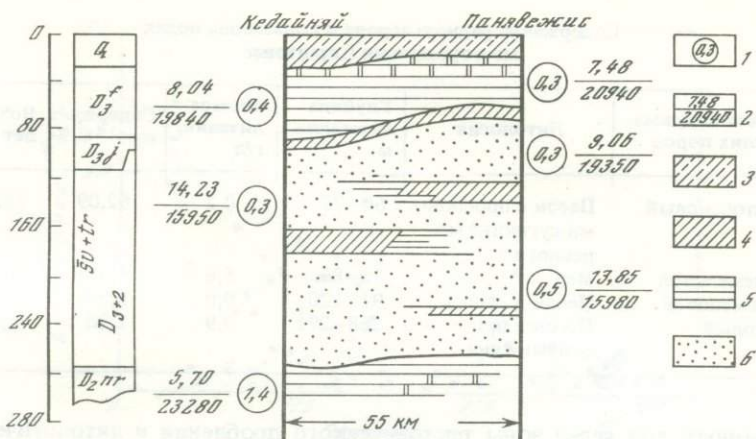


Рис. 1. Распределение содержания ^{14}C в разрезе девонских отложений Прибалтики
 1 – минерализация подземных вод, г/л; 2 – в числителе – содержание ^{14}C (в %), в знаменателе – “возраст” подземных вод; 3 – моренный суглинок; 4 – слабопроницаемые глинистые карбонатные отложения; 5 – водоносные карбонатные отложения; 6 – водоносный песок и песчаник

лены. Это вынуждает относиться к интерпретации результатов радиоуглеродных исследований с определенной осторожностью, не придавая им абсолютного количественного значения. Такой подход особенно необходим, если сопоставляются данные различных водоносных систем в пределах крупной гидрогеологической структуры. Например, исследования, выполненные в пределах Прибалтийского артезианского бассейна, свидетельствуют, что карбонатные, хотя и незначительно огипсованные породы, оказывают существенное влияние на содержание ^{14}C , формируя даже обратную или аномальную радиоуглеродную зональность подземных вод (рис. 1). Аналогичная аномалия замечена и на месторождении подземных минеральных вод Биштонас, в пределах которого подземные воды карбонатных отложений имеют явно повышенное содержание ^{14}C (таблица). Поэтому для эффективного использования результатов радиоуглеродных исследований при решении гидрогеологических задач вопрос влияния гидрогеохимии на изменение содержания радиоуглерода в подземных водах осадочной толщи артезианских бассейнов требует тщательного исследования.

Процесс смешивания подземных вод также сказывается на содержании ^{14}C . Это подтверждает и отсутствие корреляционной связи между глубиной залегания подземных вод и их возрастом (рис. 2). Одна лишь изменчивость темпов водообмена не могла бы настолько нарушить эту теоретически ожидаемую зависимость. Основными факторами, обуславливающими смешивание вод, являются: 1) естественный вертикальный водообмен через слабопроницаемые слои, в процессе которого формируется подземное фоновое содержание ^{14}C в подземных водах; 2) усиленное поступление атмосферных вод в районах интенсивной эксплуатации, формирующее увеличенное содержание ^{14}C ; 3) разгрузка “старых”

**Содержание радиоуглерода в подземных водах
месторождения Биштонас**

Возраст водовмещающих пород	Литология	Глубина залегания, м	Минерализация, г/л	Содержание ^{14}C , %	Возраст, лет
Плейстоценовый	Песок с прослоями суглинки моренного	60–72	0,2	62,09	3820
Верхнемеловой	Мел	72–86	5,8	3,39	27120
Нижнемеловой	Песок и супесь	91–120	9,0	6,98	21360
Триасовый	Песок с прослоями глин	268–291	9,9	2,38	30020

глубинных вод через зоны тектонического дробления и литологические "окна", в результате которого в подземных водах уменьшается содержание радиоуглерода. Поэтому на основе результатов радиоуглеродных исследований в большинстве случаев нельзя говорить об абсолютной гидрогеохронологии, а под термином "возраст" (абсолютный, относительный, кажущийся, радиоуглеродный) подземных вод необходимо понимать средневзвешенный возраст, обусловленный особенностями формирования подземных вод. Следовательно, интерпретацию радиоуглеродных исследований нельзя производить с отрывом от общей гидрогеодинамической обстановки. Кроме того, при интерпретации результатов исследований удобно пользоваться не только возрастом, но и содержанием ^{14}C в процентах к современному уровню, которое, естественно, тоже обусловлено пропорцией смешения вод различного происхождения.

Для зоны активного водообмена артезианских бассейнов, в пределах которых большее значение имеют внутренние области питания и разгрузки, содержание ^{14}C в подземных водах в любом сечении пространственного потока будет зависеть от трех факторов: 1) истинной скорости горизонтальной фильтрации воды по водоносному пласту; 2) продолжительности вертикальной миграции воды через слабопроницаемый слой, перекрывающий опробуемый водоносный горизонт; 3) от пропорции смешивания вод горизонтального и вертикального потоков (рис. 3). При этом следует учесть, что время фильтрации воды через мощные толщи плотных глинистых пород может быть настолько продолжительным, а расход вертикального перетекания таким незначительным, что вертикальная составляющая при формировании в подземных водах содержания ^{14}C может оказаться пренебрежительно малой. В таких случаях, если нет других побочных явлений, можно говорить о "возрасте" подземных вод и времени их пребывания в подземной гидросфере.

Для определения содержания ^{14}C в подземных водах многослойных водонапорных систем можно использовать формулу

$$C_{i,x,y} = \left[\left(1 - \frac{q_y}{q_x + q_y} \right) C_0 e^{-\lambda t_x} \right] + \left[\frac{q_y}{q_x + q_y} C_0 e^{-\lambda t_y} \right],$$

где $C_{i,x,y}$ — искомая концентрация; C_0 — начальная концентрация;

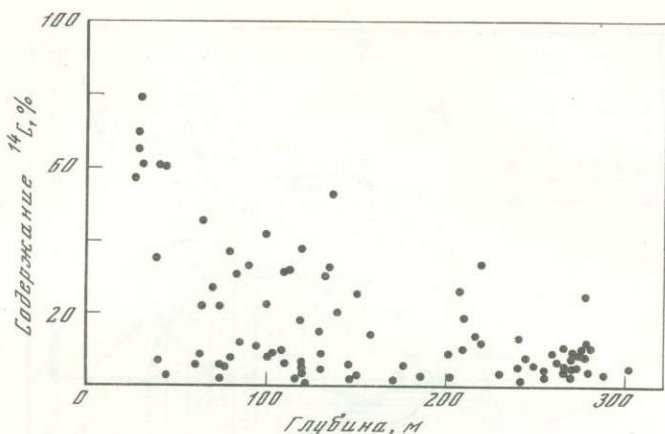


Рис. 2. График зависимости содержания ^{14}C в подземных водах Прибалтийского артезианского бассейна от глубины их залегания

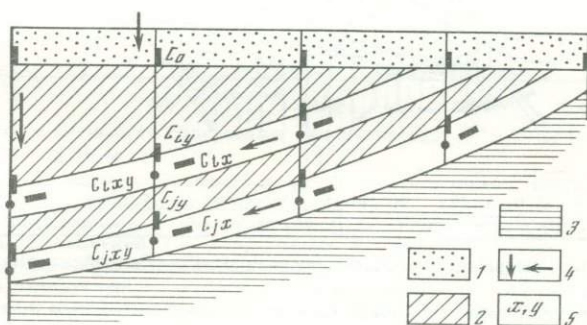


Рис. 3. Фрагмент многослойной водонапорной системы с гидродинамической схемой формирования количественного содержания ^{14}C в подземных водах

1 — водоносные отложения; 2 — слабопроницаемые слои; 3 — региональный водоупор; 4 — направление подземного стока; 5 — координаты многослойной толщи

$\frac{q_y}{q_x + q_y}$ — доля вертикальной составляющей в общем подземном потоке;
 λ — период полураспада ^{14}C ; t_x , t_y — время горизонтальной и вертикальной фильтрации в многослойной системе. Решение этого уравнения и определение степени взаимосвязи водоносных горизонтов в настоящее время являются затруднительными из-за двух основных причин. Во-первых, для решения уравнения необходимо целенаправленное опробование. Оно должно отвечать гидродинамической схеме формирования в подземных водах содержания ^{14}C . Однако это чаще всего недоступно из-за технико-экономических причин. Во-вторых, как ниже будет показано, процесс формирования содержания ^{14}C в подземных водах является настолько сложным, что выделение в нем "чистой" ветви и определения по ней фильтрационных свойств слабопроницаемых пород как методи-

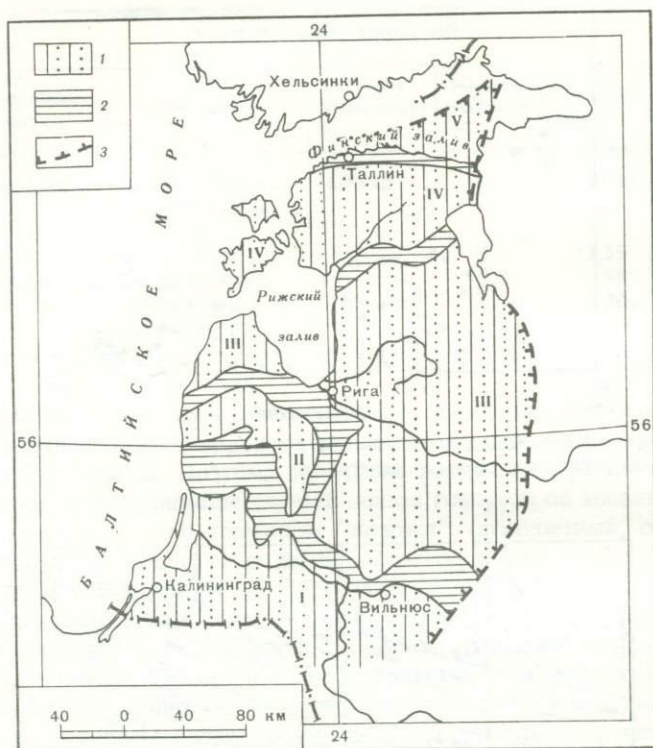


Рис. 4. Схема распространения водоносных систем прибалтийского артезианского бассейна [9]

I – водоносные системы – основные расчетные единицы при оценке ресурсов пресных подземных вод (I – кайнозойско-мезозойская, II – верхне-среднепалеозойская, III – среднепалеозойская, IV – средне-нижнепалеозойская, V – нижнепалеозойско-верхнепротерозойская); 2 – региональные водоупоры; 3 – граница артезианского бассейна

чески, так и практически мало достоверно. Сказанное подтверждают результаты гидрогеологической интерпретации данных радиоуглеродных исследований, выполненных в пределах Прибалтийского артезианского бассейна. Опробование подземных вод выполнено по отдельным водоносным системам (рис. 4). Исходя из наличия скважин и технической возможности их прокачки, пробы воды отбирались из всех водоносных горизонтов зоны активного водообмена, охватывая по возможности все три гидродинамические области. Всего отобрано 120 проб.

Содержание ^{14}C в подземных водах зависит от времени, затраченного фильтрационным потоком на преодоление пути от области попадания атмосферной воды в подземную гидросферу до места отбора ее для определения содержания радиоуглерода. Поэтому гидрогеологическую интерпретацию следует начать от построения графиков зависимости содержания ^{14}C от глубины опробования. При этом такой анализ целесообразно выполнить отдельно для каждой водоносной системы,

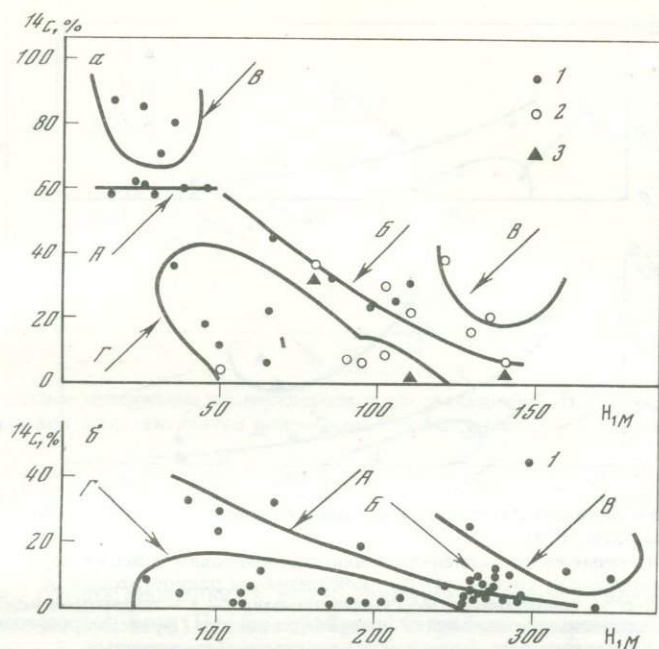


Рис. 5. График зависимости содержания радиоуглерода (^{14}C , %) от глубины залегания подземных вод, H , м

a — подземные воды четвертичной толщи и кайнозойско-мезозойской водоносной системы; *A*– Γ — концентрация радиоуглерода: *A* — входные, *B* — фоновые (подземные), *B* — увеличенные, Γ — уменьшенные; *1*–*3* — подземные воды разновозрастных водоносных отложений: *1* — четвертичных, *2* — меловых, *3* — юрских;

б — подземные воды верхне-среднепалеозойской водоносной системы; *A*– Γ — концентрация радиоуглерода: *A* — фоновые (подземные), *B* — в районе сложной гидрогеохимической и гидрогеодинамической ситуации, *B* — увеличенные, Γ — уменьшенные; *1* — подземные воды верхнепермских, нижнекаменноугольных и верхнедевонских (фаменских) отложений

характеризующейся общностью гидрогеологических условий и формирования подземных вод.

В южной Прибалтике широко распространена кайнозойско-мезозойская водоносная система, в верхней части которой залегают плейстоценовые отложения. Их мощность здесь достигает 100–200 м. Толща отложений плейстоцена изрезана долинами современной гидрографической сети и древними эрозионными врезами, часто заполненными песчаными отложениями, что ускоряет водообмен в верхней части подземной гидросферы. В этой толще доминируют суглинистые отложения и характерно преобладающее вертикальное движение подземных вод. Подземные воды плейстоценовых и доплейстоценовых пород имеют тесную гидравлическую связь и общие условия формирования подземного потока многослойной системы. Здесь нет региональных водоупоров, и поэтому для всех водоносных горизонтов должно проследиваться закономерное уменьшение содержания ^{14}C с глубиной. Однако графическое изображе-

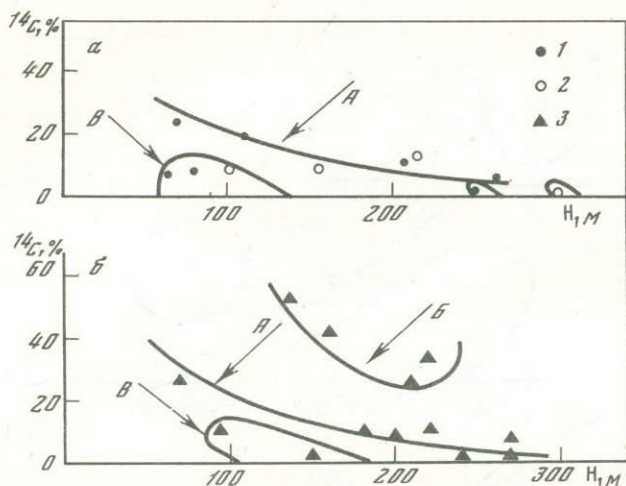


Рис. 6. График зависимости содержания радиоуглерода (^{14}C , %) от глубины залегания подземных вод, H, м

a-b — подземные воды среднепалеозойской и нижнепалеозойской верхнепротерозойской водоносных систем; *A-B* — концентрации радиоуглерода: *A* — фоновые (подземные), *B* — увеличенные, *B* — уменьшенные; 1-3 — подземные воды разновозрастных водоносных отложений: 1 — верхнедевонских (франских, карбонатных), 2 — среднедевонских (швянтуйско-тартуских) терригенных, 3 — ордовико-кембрийских и кембро-вендских терригенных

ные результаты радиоуглеродных исследований свидетельствует о сложной радиоизотопной ситуации (рис. 5, *a*).

На графике зависимости содержания радиоуглерода в подземных водах от глубины их залегания отчетливо прослеживается "входная" глубина (20–40 м), в которой содержание ^{14}C колеблется в весьма незначительных пределах (57,7–62,1%). Кроме того, на графике прослеживаются две группы аномальных точек [2]. Первая из них сдвинута в сторону увеличения содержания ^{14}C . Две пробы этой группы отобраны из действующей сети водозабора. Эксплуатируемый водоносный горизонт перекрыт 20–40-метровой толщей слабопроницаемых моренных суглинков, коэффициент фильтрации которых составляет 10^{-2} – 10^{-3} м/сут. Понижение динамического уровня в центре каптажа достигает около 15–18 м. В процессе эксплуатации происходит более интенсивная вертикальная фильтрация атмосферных осадков, обуславливающая увеличение содержания ^{14}C . Две другие пробы отобраны при длительной опытной откачке из скважины берегово-инфильтрационного водозабора, в процессе которой произошел подсос речных вод. Содержание ^{14}C в указанных пробах колеблется от 67 до 80%. Остальные три пробы отобраны на большей глубине, однако в них тоже прослеживается повышенное содержание ^{14}C по сравнению с фоновыми величинами, концентрирующимися около кривой *B*. Это связано с весьма благоприятными условиями питания подземных вод в центральных частях возвышенностей и в пределах глубоких эрозионных врезов.

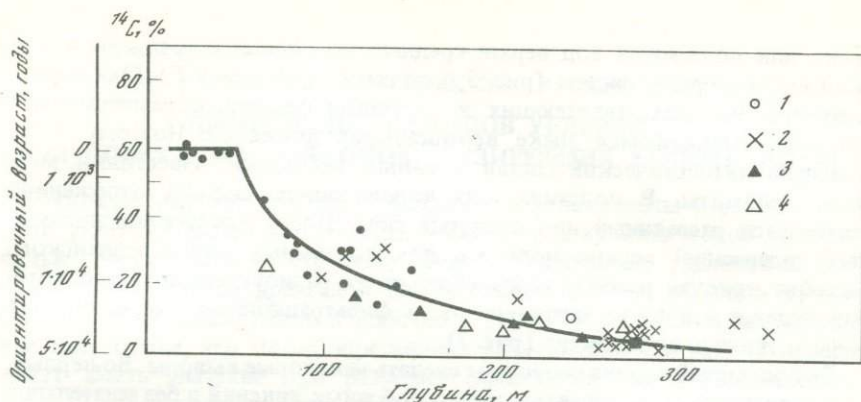


Рис. 7. Фоновое содержание радиоуглерода и его зависимость от глубины залегания подземных вод зоны активного водообмена Прибалтийского артезианского бассейна

1—4 — содержание радиоуглерода в подземных водах водоносных систем: 1 — кайнозойско-мезозойской, 2 — верхне-среднепалеозойской, 3 — среднепалеозойской, 4 — нижнепалеозойской—верхнепротерозойской

Вторая группа аномальных точек сдвинута в сторону увеличения возраста подземных вод. Пробы отобраны в районе гидроинжекционного месторождения минеральных вод, где в зону интенсивного водообмена через тектонические нарушения разгружаются минерализованные воды хлоридно-натриевого состава. Глубинное происхождение аномалий подтверждает корреляционная зависимость содержания ^{14}C (возраст подземных вод) от содержания в подземных водах хлор-иона [1]. Аномальное содержание ^{14}C фиксируется и в сложной гидрогеохимической ситуации, где преобладает восходящая фильтрация подземных вод.

Аналогичное распределение точек, характеризующее фоновое и аномальное (увеличенное или уменьшенное) содержание ^{14}C в подземных водах, получено и при гидрогеологической интерпретации результатов радиоуглеродных исследований других водоносных систем (рис. 5, 6). В некоторых случаях на кривых фонового содержания получен значительный разброс, свидетельствующий о сложном процессе формирования подземных вод. Например, в верхне-среднепалеозойской системе большой разброс точек получен в районе Клайпеда—Кретинга—Паланга, где подземные воды с 1899 г. интенсивно эксплуатируются для водоснабжения (см. рис. 5, б, точки Б). Кроме того, район характеризуется сложной гидрогеохимической обстановкой, близостью сульфатных отложений и притоком в район водоотбора минерализованных вод.

Увеличенное содержание ^{14}C всегда связано с благоприятными условиями питания водоносных горизонтов атмосферными водами. Например, для нижнепалеозойско-верхнепротерозойской водоносной системы — это участки древних эрозионных врезов, нарушающие сплошность слабопроницаемых слоев и заполненные более проницаемыми отложениями (см. рис. 6, б, точки Б). Уменьшенное содержание ^{14}C наиболее харак-

терно для подземных вод верхне-среднепалеозойской и среднепалеозойской водонапорных систем (рис. 5, б, точки Г; 6, а, точки Г). Они циркулируют в породах, тяготеющих к лагунным фациям, образовавшимся при часто менявшемся знаке вертикальных движений. Поэтому здесь изменчив литологический состав — глины, песчаники, известняки, мергели, доломиты. В подстилающих водонапорную систему отложениях встречается рассеянный или слоистый гипс. После исключения аномальных содержаний можно получить для подземных вод артезианского бассейна кривую, разброс точек содержания радиоуглерода около которой будет в основном характеризовать фильтрационную неоднородность зоны активного водообмена (рис. 7).

Выполненный анализ позволяет сделать некоторые выводы. Во-первых, радиоуглеродный метод имеет много побочных явлений и без тщательной интерпретации не может быть использован для решения гидрогеологических задач. Во-вторых, на современной стадии изученности процессов формирования содержания ^{14}C в подземных водах рассматриваемый метод не может применяться для численных расчетов определения взаимосвязи водоносных горизонтов в сложных гидрогеологических условиях. В-третьих, радиоуглеродный метод весьма чувствителен к нарушениям гидрогеохимической и гидрогеодинамической обстановки и может использоваться в виде качественного индикаторного метода при решении вопросов вертикальной взаимосвязи водоносных горизонтов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Банис Ю.Ю. Исследование содержания радиоуглерода в подземных водах Прибалтийского артезианского бассейна. Автореф. дис... канд. техн. наук. М.: ВСЕГИНГЕО, 1978. 21 с.
2. Банис Ю.Ю., Иодказис В.И., Мокрик Р.В. Региональные закономерности распределения радиоуглерода в подземных водах Прибалтийского артезианского бассейна. — Водные ресурсы, 1979, № 2, с. 110—116.
3. Дубинчук В.Т., Поляков В.А. и др. Исследование условий питания подземных вод с применением естественных стабильных и радиоактивных изотопов и аналогового моделирования. — In: Isotope techniques in ground water hydrology. Vienna, 1974, p. 399—429.
4. Поляков В.А., Селецкий Ю.Б. Исследование элементов динамики подземных вод Ассельско-Клязьминского водоносного горизонта в районе р. Судогды по радиоуглероду и тритию. — Геохимия, 1978, № 8, с. 1230—1238.
5. Природные изотопы гидросферы/ В.И. Ферронский, В.Т. Дубинчук, В.А. Поляков и др. М.: Недра, 1975. 280 с.
6. Methodische und meßtechnische Erkenntnisse über die Anwendung von Tritium-, ^{14}C - and ^{32}Si Bestimmungen für hydrogeologische Aufgaben/ K. Fröhlich, G. Milde, D. Hebert, R. Kater — Ztschr. angew. Geol., 1974, H. 1, S. 16—21.
7. Münnich K.O. Messungen des ^{14}C Gehaltes von hartem Grundwasser. — Naturwissenschaften, 1957, Bd. 44, S. 32.
8. Pearson F.J., Swarzenki W.V. ^{14}C evidence for the origin of arid region groundwater; northeastern province, Kenya. In: Isotope technique in ground-water hydrology. Vienna; IAEA, 1974. p. 95.
9. Juodkazis V. Pabaltijo hidrogeologijos pagrindai. Vilnius: Mokslas, 1979. 150 p.

ПРИМЕНЕНИЕ ИЗОТОПОВ УГЛЕРОДА ДЛЯ ПОИСКА ЗОН РАЗЛОМОВ, ГАЗИРУЮЩИХ УГЛЕКИСЛОТОЙ

Проблема уменьшения радиоактивности углекислоты и радиоактивности углерода растений в районах, связанных с вулканической деятельностью, обсуждалась на страницах печати. Уменьшение удельной активности радиоуглерода древесной растительности вблизи выходов вулканических газов обнаружено и описано в работе [1]. Была также высказана идея о том, что метод определения радиоактивности радиоуглерода может иметь значение при разведке термальных вод и газо-паровых струй [2]. Изотопный состав стабильного углерода изучался при поисках минеральных вод в центральной части Северного Кавказа [3].

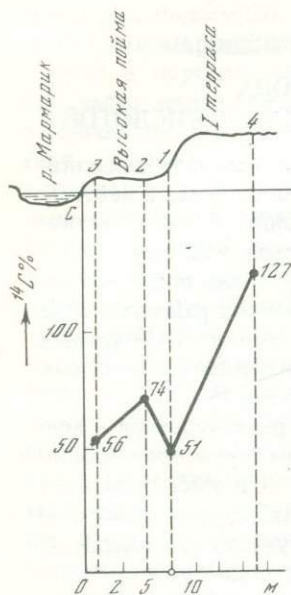
Ранее нами проведены исследования содержания радиоуглерода в почвенном воздухе и растительности в зонах разломов на территории Армянской ССР в период полевых исследований в 1974 г. и высказана идея о возможности применения изотопного метода для картирования зон разломов, газлирующих CO_2 . В зонах разломов, газлирующих углекислотой, наблюдается поступление глубинной углекислоты в подпочвенные горизонты и происходит изменение изотопного состава углекислоты подпочвенных и почвенных газов, поскольку эндогенная углекислота термометаморфического или магматогенного происхождения не содержит радиоуглерод ($A = 0\%$) и имеет $\sigma^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = 0 \div -7\%$, тогда как почвенная углекислота содержит "современный", а в настоящее время даже "ультрасовременный" радиоуглерод с радиоактивностью $A = 100 \div 150\%$

Результаты определения радиоактивности в пробах растительности
и почвенного воздуха

Место отбора	Характеристика пробы	Содержание радиоуглерода в долях "современного" стандарта	Примечание
Район г. Двин Анкаван (№ 1)	Трава	1,29	Отобрана в сентябре 1974 г. Отобрана в июле 1974 г.
	То же	0,5	
	То же	0,52	
	" (№ 2)	0,735	
	" (№ 3)	0,56	
" (№ 4)	Листья	1,27	Глубина отбора пробы 35-40 см
	Почвенный воздух	0,01±0,01	
	Туджур I	0,12±0,01	
	Туджур II (№ 1)	0,87	
То же (№ 2)	"	1,5	
" (№ 3)	"	0,95	
" (№ 4)	"	1,12	
-			

Рис. 1. Содержание радиоуглерода в пробах растительности в районе Мисханского разлома

1-4 — точки отбора проб



и $\sigma^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} = -25\text{‰}$. Отбор проб производился на двух участках. Первый из них расположен в районе Мисханского разлома, с которым связано известное Анкаванское месторождение углекислых минеральных вод. Отбирались пробы растительности и почвенного воздуха вкrest простираения разлома в долине р. Мармарик. Вдоль русла реки расположена серия углекислых источников и наблюдается интенсивное выделение углекислоты. Второй участок расположен в долине р. Кассах, вблизи пос. Туджур. Здесь при впадении притока в р. Кассах пробурены две скважины, в которых обнаружена слабоминерализованная вода, обогащенная углекислотой (1200 и 500 мг/л $\text{CO}_2 \text{ HCO}_3^-$). Отбирались пробы почвенного воздуха вкrest предполагаемого простираения разлома вблизи скважины с минерализацией (500 мг/л CO_2

HCO_3^-). Кроме того, отобрана проба почвенного воздуха вблизи минерального углекислого источника, расположенного недалеко от пос. Туджур с

минерализацией CO_2 121 мг/л, $M \frac{0,3}{2,04}$ (проба Туджур I). Данные представлены в таблице и на рисунке.

Наблюдается уменьшение содержания радиоуглерода в травянистой растительности и в почвенном воздухе в зонах предполагаемого поступления глубинной углекислоты. Таким образом, радиоуглеродный метод, так же как и метод изучения изотопного состава стабильного углерода, может быть использован для поисков зон разломов, газифицирующих CO_2 . Изучение содержания радиоуглерода в растительности и почвенных газах более трудоемко, чем определение в этих объектах состава стабильного углерода, однако определение радиоактивности ^{14}C открывает большие возможности для изотопного метода, так как широкий диапазон измерения радиоактивности (от 0 до 150%) позволяет более уверенно производить выявление изотопных аномалий. Состав ^{14}C менее подвержен природным вариациям, чем величина $\sigma^{13}\text{C}$. Применение изотопных методов для изучения поступления глубинной углекислоты позволяет более уверенно выделять зоны, где происходит этот процесс по сравнению с обычно применяемым для этих целей методом изучения содержания углекислоты в подпочвенном газе, так как содержание углекислоты резко варьирует в зависимости от ряда условий: состава почв, их влажности, сезона года, состава микрофлоры и т.д. С зонами разломов, газифицирующих углекислотой, связаны не только месторождения углекислых вод. Часто такие зоны возникают в местах протекания активных метаморфических глубинных процессов при контактно-

кислых и щелочных пород. С зонами контактов, как известно, ассоциируются месторождения многих элементов. Поэтому изотопный метод исследования почвенной и подпочвенной углекислоты может применяться и для выделения зон активного контактного метаморфизма. Не менее интересно применение метода для изучения крупномасштабных процессов выделения углекислоты на больших регионах. Изучение баланса углекислоты в атмосфере приобретает все большее значение в связи с активной деятельностью человека. Выделяющиеся значительные количества углекислоты могут нарушить общий баланс температуры поверхности Земли. Картирование территорий по изотопному составу углерода в подпочвенном газе может существенно помочь в решении ряда вопросов, связанных с масштабами выделения глубокой углекислоты, а изучение изменения изотопного состава почвенной и подпочвенной углекислоты во времени может быть использовано для изучения ряда геодинамических проблем: предсказания землетрясений, изучения движения земной коры, исследования оползневых процессов и т.д.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сулержицкий Л.Д., Форова В.С. Радиоуглерод в древесине из областей современного вулканизма. — ДАН СССР, 1966, 171, № 6, с. 1421—1423.
2. Сулержицкий Л.Д., Чердынцев В.В. Вариации удельной активности радиоуглерода по данным о голоценовой древесине вулканических областей. — В кн.: Радиоуглерод. Вильнюс, 1971, с. 53—54.
3. Фридман А.И., Бобров В.А., Кропотова О.И. и др. О возможности использования изотопного состава углерода углекислого газа при поисках минеральных вод (на примере центральной части Северного Кавказа) — В кн.: Тез. докл. на VI Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ, 1976, с. 154—155.

УДК 546.26.551.49

Г.Н. БОНДАРЕНКО, И.С. ГУДЗЕНКО, Н.Н. КОВАЛЮХ

ФОРМИРОВАНИЕ ФРОНТА РАДИОАКТИВНЫХ И СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ В ЗОНЕ РАЗГРУЗКИ АРТЕЗИАНСКОГО БАССЕЙНА

В данном исследовании была предпринята попытка рассмотреть современный изотопный состав вод краевой части Прибалтийского артезианского бассейна в тесной связи с палеогидрогеологией района. Участок исследований расположен в северо-западной части Русской платформы в области южного склона Балтийского щита (рис. 1). Рельеф поверхности фундамента характеризуется моноклинальным залеганием, на фоне которого выделяются мелкие структуры. Осадочная толща имеет общее субширотное простираание с очень пологим наклоном пластов к юго-востоку и представлена породами верхнего протерозоя, кембрия и ордовика общей мощностью 170—250 м (рис. 2).

Как и на всей северо-западной части Прибалтийского артезианского бассейна, здесь выделяют два водоносных комплекса. Верхний — включает четвертичный водоносный горизонт, распространенный повсеместно и состоящий из песчано-гравийных отложений мощностью от 2 (скв. П-5)

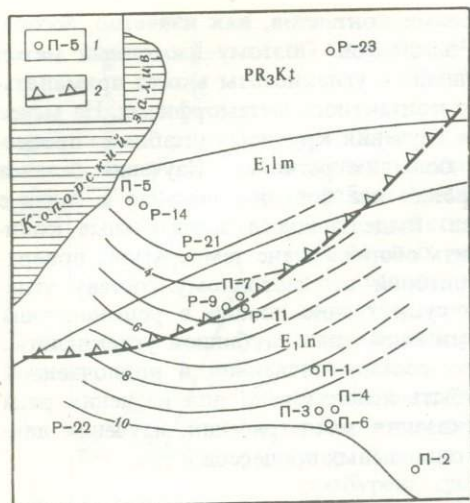


Рис. 1. Схема расположения поисково-разведочных скважин

1 — номер скважины, 2 — зона развития коры выветривания

до 14 м (скв. П-1). Воды этого горизонта гидрокарбонатно-натриево-кальциевые с минерализацией до 0,2 г/л, безнапорные; питание их осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков. Нижний комплекс включает ломоносовский, гдовский, стрельнинский водоносные горизонты, а также горизонты коры выветривания архея и нижнего протерозоя. По данным бурения нижний и

верхний водоносные комплексы разделены мощной толщей (до 90 м) нижнекембрийских лонтовасских глин, являющихся региональным водоупором для всего артезианского бассейна. Лонтовасские (ламинаритовые) глины — плотные, жирные, практически непроницаемые.

Ломоносовский водоносный горизонт представлен чередованием песков, песчаников с прослоями глин и алевролитов; в подошве его четко прослеживается прослой мелкозернистых кварцево-полевошатовых песчаников, отделенных от вышележащих пород пачкой плотных серозеленых глин мощностью более 10 м. Общая мощность горизонта 15–30 м, эффективная — 12 м. Он перекрывается глинами лонтовасской свиты и лишь в районе скважин П-5 и Р-21 залегает непосредственно под водоносными отложениями плейстоцена и имеет с ними прямую гидравлическую связь.

Подземные воды ломоносовского горизонта трещинно-пластовые и повсеместно напорные; напоры вод на севере района (скв. Р-12) 80 м, а на юге (скв. 3154) — 53,5 м. Абсолютные отметки пьезометрических уровней (+29 м на севере и +47,5 м на юге) уменьшаются в направлении разгрузки горизонта (залив). Водообильность пород невелика (удельные дебиты не превышают 0,2 м³/сут • м), что объясняется их сильной глинистостью. Воды имеют гидрокарбонатно-кальциево-натриевый состав с минерализацией до 1,0, а обычно 0,3 г/л. Ниже ломоносовского водоносного горизонта залегают котлинские ламинаритовые глины мощностью 90 м, являющиеся региональным водоупором для всего артезианского бассейна. Глины — плотные, жирные, практически непроницаемые, согласно залегают на гдовских отложениях. В последних выделено два самостоятельных, гидравлически не связанных водоносных горизонта — гдовский и стрельнинский, разделенных непроницаемыми алевролитоглинистыми породами мощностью 8–12 м. Разрез гдовских отложений расчленен на несколько пачек. Пачка а мощностью 25–30 м залегает в верхней части на глубине 73–172 м и представлена чередованием алевролитов, плотных

глин, алевролитов, плотных песчаников и слабосцементированных песчаников. Прослои имеют невыдержанное простирание, часто замещаются другими разностями, и поэтому проследить их по скважинам не представляется возможным. Наиболее проницаемы по данным электрокаротажа (КС, ПС) прослои, имеющие открытую пористость (6–14%) и глинистость 20–40%.

Пачка *б* представлена глинами характерной вишнево-красной окраски, которая обусловлена обильным развитием вторичного гематита, заместившего большую часть частиц и придавшего глинам большую плотность; мощность пачки 6–9 м. Пачки *а* и *б* не водообильны, за исключением песчаников, пластовые воды которых имеют спорадическое распространение. Пачка *в* (собственно гдовский водоносный горизонт) представлена разнородными песчаниками с подчиненными маломощными прослоями алевролитов. По лабораторным определениям и данным электрокаротажа пористость отложений 7–14%, глинистость до 25%.

Гдовский водоносный горизонт напорный; пьезометрический напор 122–128 м, уровень воды в скважинах устанавливается на глубинах 14,68–40,92 м. Понижение уровня (напоров) в юго-восточном направлении обусловлено депрессионной воронкой, образовавшейся вследствие использования подземных вод горизонта для водоснабжения. Водообильность скважин неравномерная: удельный дебит изменяется от 6,0 до 40 м³/сут•м. Состав вод хлоридно-натриевый с минерализацией от 0,97 г/л на северо-западе (скв. Р-13) до 1,9 г/л на юго-востоке (скв. П-6). Собственно гдовский водоносный горизонт отделен снизу слоистыми глинами пачки *г* с прослоями плотных алевролитов. Они являются водопором и залегают на глубине от 138 м на севере района (скв. Р-15) до 221 м на юге (скв. П-2). Мощность пачки изменяется от 4 до 8,5 при среднем значении 7,8 м. Ниже пачки *г* залегает стрельнинский водоносный горизонт, представленный песчаными отложениями – пачки *д* и *е*. Пачка *д* – это переслаивающиеся алевролиты, песчаники и глины. Алевролиты плотные за счет повышенного содержания в них глинистого материала. Песчаники кварцево-полевошпатовые, от мелко- до грубозернистых и гравелистых в различных прослоях, иногда слабо сцементированные. Глины серые зеленовато-серые, плотные. Пачка *д* залегает в нижней части разреза гдовских отложений и представлена песчаниками мелко- и крупнозернистыми, в подошве гравелистыми, иногда переходящими в базальный слой, с прослоями алевролитов и глин. Песчаный материал кварцево-полевошпатовый, цементирующий – карбонатный или глинистый. Вследствие выщелачивания карбонатной составляющей порода становится слабо сцементированной, иногда почти рыхлой. Мощность пачки по всей площади выдержана (10–15 м); и только на севере участка она сокращается до 1,5 м. Песчаники этой пачки обладают наиболее высокими коллекторскими свойствами в разрезе гдовских отложений, пористость их 21–26%, глинистость до 12%. Пачки *д* и *е* образуют единую гидравлическую систему мощностью 14–27 м, залегающую на глубине 143–225 м. Установлена взаимосвязь стрельнинского горизонта в верхней трещиноватой и разрушенной зоне пород кристаллического фундамента, распространенного не повсеместно, на участках развития рыхлой коры выветривания (см. рис. 1).

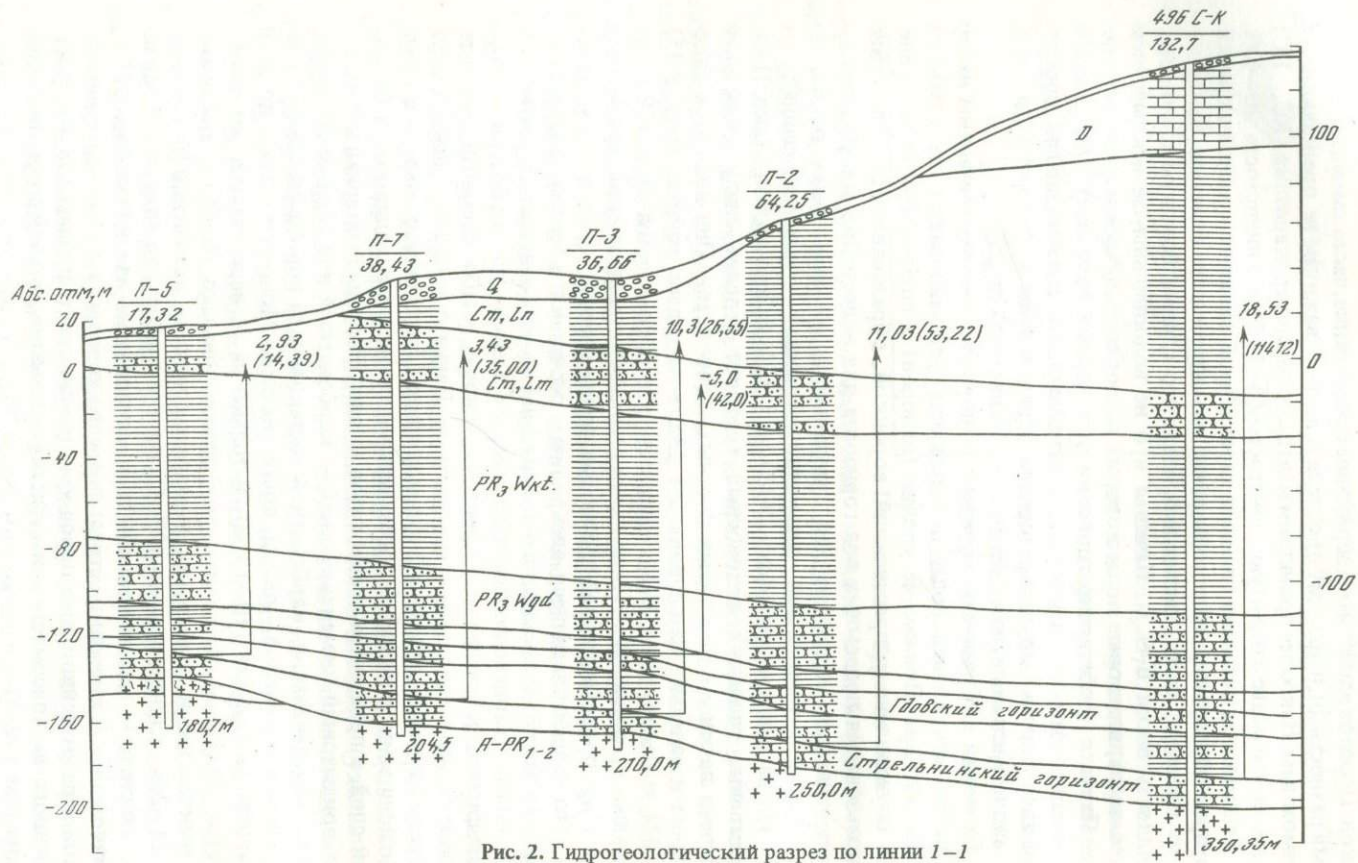


Рис. 2. Гидрогеологический разрез по линии 1-1

Воды стрельнинского горизонта напорные, пьезометрический напор изменяется от 170 м на юго-востоке (скв. П-2) до 120 м на северо-востоке (скв. Р-23). Уровень воды в скважинах устанавливается на глубине 4,88 м (скв. Р-23) и 54,68 м (скв. П-2); абсолютные отметки их 2,14–10,93 м. Направление движения подземных вод стрельнинского горизонта ориентировано на северо-северо-запад в сторону залива, являющегося областью разгрузки (см. рис. 1). По результатам опробования скважин стрельнинский водоносный горизонт характеризуется параметрами: удельный дебит 9–12 м³/сут•м, водопроницаемость 45–116 м³/сут, коэффициент пьезопроницаемости около $5 \cdot 10^5$. Воды хлоридно-натриевые с минерализацией от 3,4 г/л (скв. Р-22) на юге до 1,5 г/л (скв. Р-23) на севере. Таким образом, в процессе движения подземных вод в северо-северо-западном направлении от области питания к области разгрузки уменьшается их минерализация. Причем в районе скв. П-2 и П-3 минерализация подземных вод не меняется (2,6 г/л), а затем уменьшается до 1,5–1,8 г/л в районе скважин П-7, П-21, П-5 и П-23.

Изучалось распределение в водах изотопов углерода-14, отношение четных изотопов урана, а также относительное содержание дейтерия, кислорода-18, содержание урана, радия, радона. Для повышения надежности интерпретации результатов изменения углерода-14 определялось также отношение стабильных изотопов углерода. Всего опробовано 11 скважин.

Обычно в практике гидрогеологических исследований откачки проводятся с помощью эрфлита. При перемешивании атмосферного воздуха подземными водами в стволе скважины образуется газожидкостная эмульсия, которая и поднимается к устью скважины. Вследствие развитой поверхности соприкосновения жидкость–газ происходит частичное растворение компонентов воздуха и сдвиг изотопного состава и солевого фона. Например, в поднимаемой эрфлитом воде карбонатные формы содержат смесь пластового углерода и современного из атмосферы, определяемый радиоуглеродный возраст оказывается заниженным. Поэтому откачку проводили погружными насосами.

Отношение изотопов урана определялось не только в водах, но и в породах. В водоизмещающих песчаниках γ составляет 0,9, в красных глинах — 0,85, а в подстилающем слое выветренного гранодиорита, который на севере участка является водоносным, значение γ еще ниже и составляет 0,75 при содержании урана в этих породах 10^6 г/г с коэффициентами для песчаника и глины около 1, а для гранодиорита — 3,7. В пластовых водах равновесие изотопов урана нарушено еще больше и составляет 0,5–0,6. В то же время в грунтовых водах района, в заливе оно близко к равновесному ($\gamma = 0,96–1,1$). Вопрос о дефиците урана-234 в породах и водах частично решается палеогидрогеологическими данными. При изучении формирования подземных вод в районе Прибалтики Семихатовым [1] была установлена повторяемость, цикличность гидрогеологических процессов в подземных толщах: морские воды, накопившиеся в осадках, сменяются пресными при регрессии моря и дренаже водоносных горизонтов. Седиментационные воды играют важную роль и в последующий период формирования водоносных комплексов, а в период континентального перерыва (или инфильтрационного этапа) может произойти полное или

Уменьшение содержания тяжелых изотопов кислорода
и водорода с глубиной опробования

Объект исследования	Горизонт	Глубина отбора, м	Возраст вод по ¹⁴ C, тыс. лет
Река	Поверхность	0	—
Море	То же	0	—
Колодец	”	0	—
Источник	”	0	—
Скв. Р-9	Гдовский	0	5,5
Скв. Р-6	То же	180	—
Скв. Р-23	Стрельнинский	0	9,0
Скв. П-5	То же	160	9,3
Скв. Р-14	”	160	9,0
Скв. Р-21	”	—	9,6
Скв. П-7	”	197	—
Скв. Р-11	”	197	10,0
Скв. П-1	”	223	—
Скв. П-3	”	191	—
Скв. П-4	”	191	—
Скв. П-2	”	—	13,0
Скв. Р-22	”	—	15,8

частичное замещение морских вод пресными. Это зависит от продолжительности инфильтрации и интенсивности водообмена.

Четвертичный период в районе Прибалтики характеризуется рядом чередующихся бореальных трансгрессий, которые были связаны с изостатическими движениями земной коры, вызванными нагрузкой ледникового покрова и разгрузкой в межледниковые эпохи. По-видимому, эти обстоятельства приводили к многократной смене подземных вод различного генезиса, различного солевого состава, что способствовало выщелачиванию. Однако вопрос о большом дефиците урана-234 в этих водах остается открытым. Радиоуглеродный возраст стрельнинского горизонта уменьшается к северу в направлении разгрузки от 14 до 10 тыс. лет на участке протяженностью 10 км. Изолинии равных концентраций углерода-14 совпадают с изопьезами того же горизонта. В направлении разгрузки уменьшаются не только пьезометрические уровни, радиоуглеродный возраст, но и минерализация (от 3,8 до 1,8 г/л). Возраст, определенный по отношению радия и радона, примерно на порядок меньше радиоуглеродного возраста: на юге участка составляет 1,5 тыс. лет, на севере — около 1 тыс. лет, но аналогично радиоуглеродному возрасту наблюдается инверсия к направлению разгрузки, т.е. воды с меньшим возрастом следуют впереди потока.

Возможно, это следствие разбавления молодыми инфильтрационными водами. Можно также предположить, что инверсия возрастов возникла от того, что нынешняя зона разгрузки в прошлом, отдаленность которого соизмерима с радиоуглеродным возрастом вод, была в течение некото-

Отношение активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	Содержание элементов $\text{RaI} \cdot 10^{-11}$, г/л	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}, \text{‰}$	Общая минерализация г/л
—	—	-65	-9,8	0,048
$1,05 \pm 0,03$	0,02	-57	-8,2	0,24
$1,1 \pm 0,08$	0,02	-73	-11,1	0,16
$0,96 \pm 0,1$	0,06	-98	-13,0	0,38
$0,65 \pm 0,08$	1,1	—	-15,6	1,5
$0,63 \pm 0,08$	1,85	-86	-12,6	—
$0,61 \pm 0,08$	3,1	—	—	0,11
—	—	-119	-16,8	1,8
—	2,87	—	-18,8	2,4
—	2,0	—	—	2,0
$0,6 \pm 0,08$	—	-107	-15,7	2,0
$0,53 \pm 0,05$	—	—	—	—
—	1,61	-107	-15,8	2,6
—	—	-107	-15,8	2,6
$0,48 \pm 0,06$	2,98	-108	-15,7	2,7
$0,64 \pm 0,1$	5,8	-98	-13,0	2,9
—	7,1	—	—	3,9

рого времени зоной питания. В настоящее время эти воды вытесняются. Тогда понятными становятся совпадения изолиний равных концентраций углерода-14 с изопьезами, означающие, что возраст воды больше зависит от изменения фильтрационных свойств водоносного пласта в плане, чем от вариаций мощности водоупора.

Предположение о смене в прошлом зоны разгрузки зоной питания вполне возможно, если учесть то, что в позднеледниковое время, как показали исследования последних лет [4], в ходе дегляциации в бассейне Балтики образовались приледниковые озера, не имевшие связи с морем, как это предполагалось ранее. Освобождение ложа залива произошло около 13 тыс. лет назад. С наступлением аллерада здесь образовалось единое Балтийское ледниковое озеро. После спуска в районе Беллингена (Средняя Швеция) около 10 200 лет назад водный бассейн получил связь с океаном. Таким образом, в течение 1–3 тыс. лет стрельнинский горизонт, так же как и гдовский, мог питаться водами талого ледника. О присутствии ледниковых вод в этих горизонтах свидетельствуют относительные содержания тяжелых изотопов кислорода и водорода, определенные В.Е. Ветштейном [2]. В стрельнинском горизонте на исследуемом участке они составляют соответственно $\delta^{18}\text{O} = -13,0\text{‰}$, $\delta\text{D} = -98\text{‰}$ на юге участка и $\delta^{18}\text{O} = -18,8\text{‰}$, $\delta\text{D} = -119\text{‰}$ на севере с промежуточным значением в центре участка. Наблюдается уменьшение содержания тяжелых изотопов кислорода и водорода с погружением в поэтажно расположенные водоносные горизонты (таблица). Наименьшее их содержание обнаружено в водах коры выветривания. По изотопному составу эти воды

соответствуют атмосферным осадкам, выпадающим при среднегодовых температурах, значительно более низких, чем современные для исследуемого района. Так, грунтовые и поверхностные воды характеризуются $\delta^{18}\text{O} = 10 \div -11\text{‰}$ против $\delta^{18}\text{O} = -18,8\text{‰}$ для вод коры выветривания. Известно, что изотопный состав кислорода талых вод современных ледников составляет $\delta^{18}\text{O} = -3,0 \div -2,5\text{‰}$. Однако по расчетам К. Эмилиани [3] содержание $\delta^{18}\text{O}$ в ледниковые эпохи составляло $-1,5\text{‰}$.

Рассмотренные данные свидетельствуют о том, что подземные воды стрельнинского горизонта на севере и в центре участка имеют ледниковое происхождение. Современный изотопный состав вод на исследованном участке представляет собой фронт, разделяющий воды различного генезиса. Он сформирован в результате изменений климатических и гидрогеологических условий зоны разгрузки Прибалтийского артезианского бассейна, имевших место в прошлом. Не исключено, что подобная обстановка могла возникнуть и на других участках Прибалтийского побережья, где водоносные горизонты дренируются в ложе бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Семихатов М.Н. Палеогидрогеология северо-западной части Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 24 с.
2. Изотопно-геохимические методы оценки степени взаимосвязи подземных и поверхностных вод/Э.В. Собонович, Г.Н. Бондаренко, В.Е. Ветштейн и др. Киев: Наукова думка, 1977. 150 с.
3. Emiliani C. Pleistocene paleotemperature. — Science, 1970, vol. 168, p. 822–824.
4. Huvarinen H. The deglaciation history of eastern Fennoscandia — recent date from Finland Boreas, 1973, N 2, p. 85–105.

УДК 624.139.7.546.02

И.Л. КАЛЮЖНЫЙ, С.А. ЛАВРОВ

ПРИМЕНЕНИЕ СТАБИЛЬНЫХ И РАДИОАКТИВНЫХ ИЗОТОПОВ ПРИ ИССЛЕДОВАНИИ МИГРАЦИИ ВЛАГИ К ФРОНТУ ПРОМЕРЗАНИЯ

Изучение процесса миграции влаги к фронту промерзания имеет большое практическое значение для решения многих задач гидрологии, геоэкологии, геофизики и др. Исследование этого явления и параметров, определяющих этот процесс (коэффициентов теплопереноса влаги, всасывающего давления, распределения пор по размерам), а также детальное изучение динамики влажности и плотности дает необходимые предпосылки для математического моделирования тепло- и влагопереноса в промерзающих почвах [1]. Успешное решение этого вопроса стало возможным в последние годы в связи с дальнейшим развитием новых методов исследований, в том числе с применением стабильных и радиоактивных изотопов.

Особую трудность вызывает определение коэффициентов переноса влаги в мерзлых почвах, которая находится в связанном состоянии и кристаллизуется в широком диапазоне отрицательных температур.

Традиционные методы измерения коэффициентов влагопроводности и давления почвенной влаги с использованием капилляриметров, мембранных и пластинчатых прессов в этом случае становятся невозможными из-за необходимости использования в этих приборах свободной воды, которая при отрицательных температурах замерзает. Поэтому для изучения структуры пористости, капиллярных и фильтрационных свойств мерзлых почво-грунтов опыты проводились на капилляриметре с использованием тяжелой воды (D_2O). Физические константы H_2O и D_2O существенно не различаются и, что самое главное, при изучении капиллярных свойств поверхностное натяжение этих жидкостей близко по величине (так, при температуре $25^\circ C$ поверхностное натяжение H_2O составляет $71,97$ дин/см, D_2O — $71,93$ дин/см). Разница в температурах плавления H_2O ($0^\circ C$) и D_2O ($3,8^\circ C$) позволила создать модель мерзлой почвы при положительных температурах.

Опыты с использованием D_2O проводились в следующем порядке. Капилляриметры ГР-37 устанавливали в холодильной камере, где поддерживалась температура около нуля. Образцы почво-грунта высушивали, затем насыщали тяжеловодородной водой. Для моделирования разной степени льдонасыщенности, заполнения пор D_2O измеряли от 0,1 до 0,9 общего их объема. После насыщения почво-грунта тяжеловодородной водой образцы в течение двух суток выдерживали в холодильной камере при температуре от $2^\circ C$ до нуля. При этом тяжеловодородная вода в почве замерзала. После замерзания D_2O образец почвы насыщали водой H_2O и устанавливали на фильтр капилляриметра. При проведении опыта температура воздуха в камере поддерживалась близкой к нулю, но не ниже. Опыты проводились на модельных средах (полевошпатовый песок с диаметром зерен около 0,2 мм) и на структурных почвах (дерново-подзолистая супесчаная). Проведенные эксперименты позволили установить для мерзлых почво-грунтов зависимости потенциала почвенной влаги $P = f_1(W)$, распределения пор по размерам при разной льдистости почвы, коэффициента влагопроводности от влажности $K_v = f_2(W)$ и некоторые другие характеристики [2].

Проведенные опыты позволили исследовать динамику изменения распределения пор по размерам при промерзании почвы. Анализ результатов показывает, что при различной степени заполнения пор льдом изменяется не только величина свободной пористости, но и структура пористого пространства. В талых песках (диаметр фракции 0,2 мм, $\rho = 1,46$ г/см³) объем капиллярной влаги составляет 31,2%; наибольший объем приходится на поры радиуса $32,9 \cdot 10^{-4}$ см. При заполнении 0,5 объема пор льдом содержание капиллярной влаги уменьшается до 7,6%, максимум кривой распределения пор по размерам сдвигается к порам радиуса $247 \cdot 10^{-4}$ см. Таким образом, можно сделать вывод о том, что капиллярная структура почвы при промерзании изменяется. Объем мелких пор уменьшается, а максимум кривой распределения сдвигается в сторону увеличения радиуса пор. На основании данных о распределении пор по размерам методом частных фильтрационных расходов были рассчитаны коэффициенты фильтрации K_f и влагопроводности K_v и установлены зависимости коэффициента влагопроводности от льдисто-

сти почвы. Как видно на рис. 1, экспериментальные данные достаточно хорошо аппроксимируются теоретической зависимостью

$$K_B = K_\Phi \left(1 - \frac{L}{P}\right) \left(\frac{1-P}{1-P+L}\right)^2, \quad (1)$$

полученной на основе усовершенствования формулы Козени применительно к почвам с льдистостью L и общей пористостью талой почвы P ; оба последних параметра заданы в процентах от объема.

Наряду с измерением коэффициентов переноса для построения достаточно точной математической модели проводились опыты по физическому моделированию промерзания почво-грунтов при различных температурных условиях и режимах уровня грунтовых вод. Одним из важнейших параметров, который необходимо измерять при изучении переносов тепла и влаги в почвах является влажность. В настоящее время наиболее перспективным, особенно в лабораторных условиях, становится метод гамма-просвечивания, основанный на экспоненциальном законе поглощения монохроматического пучка гамма-излучения [4]:

$$I = I_0 \exp(-\rho_\Gamma \mu_\Gamma d - \rho_B W \mu_B d), \quad (2)$$

где I_0 — интенсивность гамма-излучения при отсутствии почвы; d — толщина слоя просвечивания почвы плотностью ρ_Γ ; ρ_B — плотность воды; μ_Γ , μ_B — массовые коэффициенты поглощения гамма-излучения почвой и водой; W — объемная влажность почвы. Определяя в начальный момент влажность W_H весовым способом и соответствующую ей скорость счета гамма-квантов I_H , а также фоновую составляющую I_Φ , находим для последующих моментов времени величину влажности

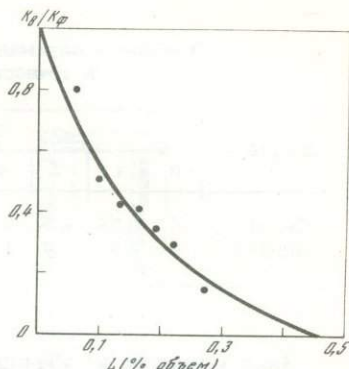
$$W = W_H - \frac{\ln \frac{I - I_\Phi}{I_H - I_\Phi}}{\rho_B \mu_B d}. \quad (3)$$

По этой методике проводились измерения при неизменной плотности почвы. В случае изменения плотности в ходе эксперимента, что наблюдается в опытах по миграции влаги к фронту промерзания, уравнения (2) недостаточно для определения обоих параметров. Использование же второго источника позволяет получить систему двух уравнений с двумя неизвестными ρ_Γ и W . Решая ее, получаем

$$W = \frac{\mu_{\Gamma 1} \ln \frac{I_2}{I_{02}} - \mu_{\Gamma 2} \ln \frac{I_1}{I_{01}}}{d(\mu_{B1} \mu_{\Gamma 2} - \mu_{\Gamma 1} \mu_{B2})}; \quad (4)$$

$$\rho_\Gamma = \frac{\mu_{B2} \ln \frac{I_1}{I_{01}} - \mu_{B1} \ln \frac{I_2}{I_{02}}}{d(\mu_{B1} \mu_{\Gamma 2} - \mu_{\Gamma 1} \mu_{B2})}.$$

Рис. 1. Зависимость коэффициента влагопроводности почвы от льдистости (сплошная линия — теоретическая зависимость, точки — экспериментальные данные)



Однозначное решение уравнений (4) возможно лишь при условии неравенства нулю знаменателя. Из анализа физики взаимодействия γ -излучения с веществом это условие выполняется в случае использования пары источников, у которых существенны оба эффекта взаимодействия (фотоэффект и комптон-эффект). Поэтому в качестве такой пары были выбраны Cs-137 и Am-241. Не менее важными условиями для выбора типа и мощности источника излучения является толщина исследуемого слоя и необходимая точность измерения влажности и плотности почвы. В методах, основанных на измерении интенсивности ядерных излучений, точность ограничивается статистической погрешностью, которая равна $\pm \sqrt{I}$. Соответствующее ей изменение ΔW при отклонении скорости счета на эту величину и определяет точность измерений влажности

$$\Delta W = \pm \frac{\sqrt{I}}{I \mu_B \rho_B d} \quad (5)$$

В работе [5] сделана попытка, используя выражение (5), определить толщину почвенных колонок. Для этого выражение (1) подставляем в (5), которое дифференцируется по d и приравнивается к нулю. В результате получаем

$$d_0 = \frac{2}{\rho_\Gamma \mu_\Gamma + \rho_B W \mu_B} \quad (6)$$

Однако это условие выполняется в том случае, если расстояние между источником и детектором не меняется при просвечивании колонок разного диаметра. Обычно это расстояние зависит от толщины исследуемого образца почвы, и I_0 определяется выражением

$$I_0 = H \frac{A}{(a + d)^2}, \quad (7)$$

где H — коэффициент, учитывающий поглощение излучения в стенках источника, контейнера и датчика, а также тип детектора; A — активность источника; a — разница между расстоянием от источника до детектора и толщиной почвенной колонки. Задав оптимальную величину a , определяемую условиями проведения эксперимента, имеем

$$d_0^{(1)} = \sqrt{\frac{a^2}{4} + \frac{2a}{\rho_\Gamma \mu_\Gamma + \rho_B W \mu_B}} - \frac{a}{2} \quad (8)$$

Таблица 1

Отношение оптимальной точности измерения влажности
к точности при толщине монолита

$\Delta W_0/\Delta W$	d , см											
	0	1	2	4	6	8	10	15	20	30	40	50
Cs-137	0	0,25	0,4	0,8	0,9	0,96	1	0,9	0,8	0,55	0,35	0,22
Am-241	0	0,6	0,9	1	0,9	0,75	0,6	0,38	0,18	—	—	—

Зная массовые коэффициенты ослабления для грунта и воды, а также средние значения плотности грунта, Кинг [6] нашел, что оптимальная толщина почвенных колонок, вычисленная по формуле (6), составляет приблизительно 14,5–21,0 см для Cs-137 и 4,5–6,0 см для Am-241. Вычисляя $d_0^{(1)}$ по нашей модифицированной формуле (8), приняв $a = 10$ см, находим, что $d_0^{(1)}$ составляет 7,5–10,0 см для Cs-137 и 3,3–4,2 см для Am-241, т.е. существенно меньше. Расчеты с использованием формул (1), (5) и (7) дают изменение погрешности измерения влажности при отклонении толщины колонки от оптимальной (табл. 1).

Таблица 2

Изменение влажности почвы (% от веса)
по глубине монолита при промерзании

Глубина, см	Время от начала опыта, ч					
	0	120	144	168	192	339
10	2,0	2,3	2,3	2,3	2,3	2,3
12	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4	2,4
14	2,8	2,8	2,8	2,8	2,8	2,8
16	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2	3,2
18	3,8	5,6	5,6	5,6	5,5	5,6
20	4,3	7,8	8,1	8,1	8,0	8,0
22	4,9	10,8	11,1	11,0	11,0	11,0
24	5,5	14,2	14,0	14,0	14,0	14,0
26	6,2	10,9	16,0	16,0	15,7	15,8
28	6,9	8,0	15,1	15,9	16,3	16,5
30	7,6	7,6	8,0	16,0	17,0	16,9
32	8,3	8,3	8,3	13,0	17,3	17,5
34	9,1	9,1	8,5	8,1	14,4	15,8
36	10,0	9,1	8,5	8,2	9,2	15,3
38	11,0	10,7	9,7	8,7	9,3	14,4
40	12,1	9,6	6,1	5,0	4,6	13,0
42	13,0	9,4	1,4	1,3	0,5	4,5
44	14,6	9,2	2,7	1,7	0,7	1,0
46	16,7	8,8	7,1	6,6	5,6	5,5
48	19,5	19,5	18,6	17,6	17,6	17,4
50	23,9	23,9	23,9	23,8	23,9	23,9

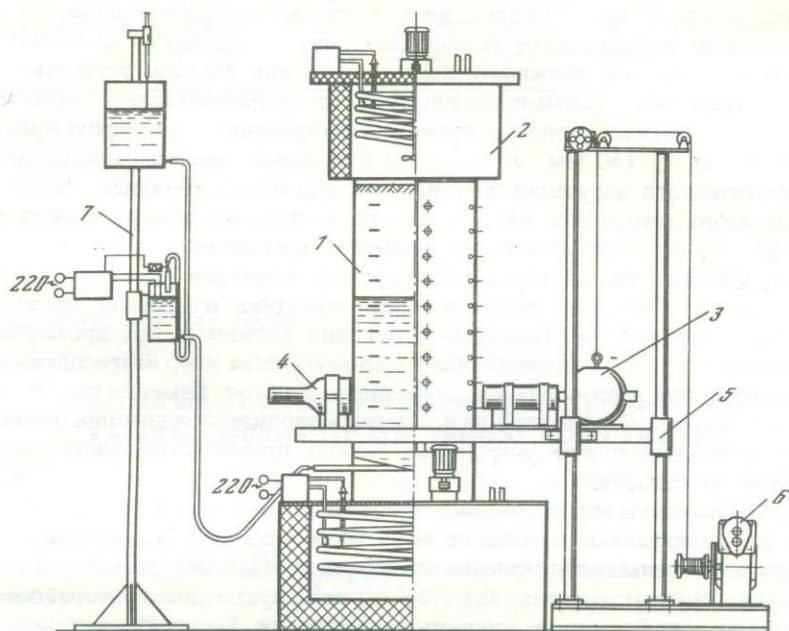


Рис. 2. Установка для исследования миграции влаги при промерзании с устройством горизонтального гамма-просвечивания монолита почвы

1 — монолит почвы; 2 — верхний термостат; 3 — блок источника гамма-излучения; 4 — детектор; 5 — стойка; 6 — электромеханическая лебедка; 7 — подпитывающее устройство

При отклонении толщины колонки от оптимальной с использованием Cs-137 и при прочих равных условиях погрешность ухудшается примерно в 5 раз. Улучшить это соотношение можно путем увеличения времени экспозиции или мощности источника в 25 раз, что не всегда удается сделать.

Аналогично (5) можно выполнить оценку точности измерения влажности и плотности методом с двумя источниками:

$$\Delta W = \pm \frac{\frac{\sqrt{I_1}}{I_1} \mu_{r2} + \frac{\sqrt{I_2}}{I_2} \mu_{r1}}{d(\mu_{B1} \mu_{r2} - \mu_{r1} \mu_{B2})}; \quad (9)$$

$$\Delta \rho_r = \pm \frac{\frac{\sqrt{I_1}}{I_1} \mu_{B2} + \frac{\sqrt{I_2}}{I_2} \mu_{B1}}{d(\mu_{B1} \mu_{r2} - \mu_{r1} \mu_{B2})}.$$

Как видно, в этом методе погрешность существенно больше, чем с одним источником и зависит в большей степени от точности определения коэффициентов поглощения.

Установка, на которой проводились опыты, изображена на рис. 2 [3]. Нами были использованы монолиты почвы высотой 1 м и диаметром 0,5 м. Определение влажности выполнялось при помощи установки для горизонтального гамма-просвечивания с использованием источника Cs-137 и сцинтилляционного блока детектирования с размером кристалла NaJ $D = 150$ мм, $H = 100$ мм. Спектрометрия и выделение монохроматического излучения энергией 662 кэв осуществлялись с помощью анализатора импульсов АИ-128. Время экспозиции одного отсчета равнялось 3 мин, что позволяло измерять влажность с точностью 0,3%. В течение опытов плотность исследуемых образцов почв практически не менялась, поэтому использовалась методика измерения влажности с одним источником. Типичные изменения влажности при промерзании помещены в табл. 2. Из полученных таким образом эпюр влагосодержания расчетным путем определялся миграционный поток. Измеряя параллельно количество влаги, ушедшей на подпитку монолита, при помощи специального подпитывающего устройства, можно получить величину внутрипочвенного испарения.

Эти параметры миграционного процесса являются одними из основных, так как определяют изменение поля влажности при промерзании почв, и другими методами получение их затруднительно. Миграционный поток в наших опытах составлял $0,1 \div 0,4$ г/(см² · сут) и имел возрастающий характер с увеличением скорости промерзания. Величина внутрипочвенного испарения была равна (7–10)% от общего количества мигрировавшей влаги. Так же было отмечено влияние общей льдистости на поток, который был несколько выше при большей льдистости и прочих равных условиях.

Использование стабильных изотопов и источников излучения при изучении процесса миграции влаги к фронту промерзания существенно расширяет экспериментальные возможности традиционных методов исследования, а также позволяет выявить некоторые новые закономерности, которые сложно получить другим путем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванов Н.С. Тепло- и массоперенос в мерзлых горных породах. М.: Наука, 1969. 240 с..
2. Калюжный И.Л., Павлова К.К. Потенциал почвенной влаги и влагопроводность мерзлых почв. – Тр. ГГИ, 1978, вып. 250, с. 51–54.
3. Калюжный И.Л., Павлова К.К., Терезулов Э.Х. Лабораторные приборы и оборудование для исследования процессов теплофизического взаимодействия воды с мерзлой торфяной залежью. – Тр. ГГИ, 1974, вып. 222, с. 55–63.
4. Чистотинов Л.В. Миграция влаги в промерзающих неводонасыщенных грунтах. М.: Наука, 1973, с. 25–30.
5. Gardner W.R., Callissendorf C. Gamma-ray and neutron attenuation in measurement of soil bulk density and water content. – Isotope and Radiat Techn., Soil Phys. and Irrigat. Stud., Vienna, 1967, p. 101–112.
6. King L.G. Gamma-ray attenuation for soil water content measurement using Am. 241. – Isotope and Radiat. Techn., Soil Phys., and Irrigat. Stud., Vienna, 1967, p. 17–29.

УДК 551.464.679 : 551.465.41 (265.65)

И.Ф. ЛУКАШИН, В.Н. ЕРЕМЕЕВ

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПРЯМЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ПОЛЯ РАДИОАКТИВНОСТИ ВОД ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

Исследования последних лет полей радиоактивности мирового океана показали существование у них тонкой структуры. Пространственно-временными вариациями обладает не только поле излучения космического происхождения [3] в верхнем слое воды, но и поля концентраций радионуклидов как естественного [1], так и искусственного [4] происхождения. Природа и параметры таких флюктуаций до настоящего времени не выяснены, да и задача их определения не ставилась, ввиду отсутствия специальной аппаратуры, обладающей необходимым временным разрешением при достаточно высокой статистической обеспеченности измерений.

Наши измерения основаны на использовании принципа быстрой гамма-спектрометрии многоканальным прибором с идентичными и независимыми каналами с последующей статистической обработкой спектрометрической информации. С этой целью в лаборатории ЯГФ МГИ АН УССР построен трехканальный погружной низкофоновый гамма-комплекс на основе сцинтилляционных детекторов NaI [Tl] большого размера, которые расположены таким образом, что позволяют наряду с общим гамма-фоном регистрировать каскадное излучение среды, а также степень его анизотропии. Спектрометрические сигналы детекторов по линии связи поступают в бортовую регистрирующую аппаратуру, состоящую из блоков преобразования, схем совпадений и шести амплитудных анализаторов импульсов (АИ-256-6).

Используемая методика измерений имеет, на наш взгляд, ряд существенных преимуществ перед аналогичными методиками, использовавшимися в практике океанографических исследований [1, 4].

Принципы многоканальности и быстрой гамма-спектрометрии при соответствующей статистической обработке информации позволяют:

- увеличить количество информативных измеряемых параметров излучения (за счет регистрации каскадного гамма-фона и степени анизотропии потока излучения);
- увеличить помехозащищенность измерительной аппаратуры (включая внутренние нестабильности и внешние высокочастотные электромагнитные помехи);
- значительно увеличить статистику измерений.

стическую обеспеченность измерений при выделении пульсаций активности морской воды в определенных энергетических и временных интервалах. Кроме того, гамма-комплекс имеет высокие параметры стабильности электронных схем (нестабильность спектрометрических трактов прибора не превышает по линии 1,46 МэВ двух каналов АИ-256-6, за 49 ч непрерывной работы) и величины собственного фона детекторов (по сравнению с прибором А.С. Виноградова и др. [2] собственный фон детектора снижен более чем в 10 раз).

Обработка статистической информации производилась на судовой ЭВМ "Минск-22" и включала следующие этапы: контроль и коррекция сбоев в работе измерительного прибора и устройства записи информации; плавающая калибровка спектрометрических трактов по пику полного поглощения K^{40} ; нормировка спектров и приведение их к единой энергетической шкале; выделение временных и энергетических интервалов нестабильной работы гамма-спектрометров на основании критерия χ^2 и коррекция статистической информации; выделение временных и энергетических интервалов появления анизотропии потоков излучения в среде и определение $e\gamma$ величины; выделение пульсаций активности среды и идентификация причин, вызывающих эти пульсации; определение статистических параметров флюктуаций активности среды и корреляционных связей со структурой других гидрофизических полей.

Для идентификации причин появления пульсаций активности среды и выявления корреляционных связей их параметров с гидрофизическими процессами, происходящими в океане, синхронно с измерениями гамма-комплексом производились измерения температуры и солёности зондирующим гидрологическим комплексом "Исток" и определение общего содержания калия в морской воде. Таким образом, выделялись пульсации, обусловленные наиболее мощным излучателем морской воды — K^{40} . Примером эксперимента по изучению структуры временных вариаций поля гамма-излучения в верхнем перемешанном слое воды могут служить измерения, проведенные на ст. № 2167 (коорд. $0^{\circ}00' 37^{\circ}43'$ в.д.) в 19-м рейсе научно-исследовательского судна "Академик Вернадский", проходившем с декабря 1978 г. по апрель 1979 г. в Индийском океане. По данным зондирования гидрологическим комплексом "Исток" термоклин здесь начинался глубже 35 м, поэтому измерения гамма-комплексом производились на горизонтах 5 м (3 ч) и 20 м (3 ч).

Усредненный спектр общего гамма-фона состоит из ряда пиков полного поглощения, принадлежащих основным гамма-излучателям морской воды естественного происхождения (1,46 МэВ — K^{40} , 0,35, 0,9, 1,7, 2,1 и 2,6 МэВ — члены радиоактивных рядов U—Th, 0,55 — фотопик, являющийся суперпозицией аннигиляционного и радиоактивного пиков). Эти пики расположены на плато радиоактивного фона, обусловленного космическим и комптоновским излучением.

Для выделения пульсаций радиоактивного фона морской воды, определения величины нестабильности работы каждого канала аппаратуры и идентификации возмущений гамма-поля 256-канальные спектры приводились к единой энергетической шкале и анализировались в виде 20-канальных спектров в диапазоне энергий 0—3,5 МэВ. Энергетические

диапазоны каналов и вид спектра для 20-канального анализатора, усредненный за время измерения, сохраняет основные черты 256-канального спектра. В то же время статистическая ошибка для такого спектра не превышает 0,5% на всем его протяжении при 5%-ном уровне значимости. Измеренная в каждом канале 20-канального спектра среднеквадратичная величина пульсаций за все время измерений значительно превышает статистическую ошибку измерения (в 10–15 раз).

На основе статистического анализа величин пульсаций в трех идентичных независимых аппаратурных каналах гамма-комплекса для каждого из двадцати энергетических каналов получены кривые нестабильности работы аппаратуры и величины истинных пульсаций интенсивности за все время измерения. Их анализ показывает, что из дальнейшего рассмотрения следует исключить диапазоны энергий до 0,6 МэВ и свыше 2 МэВ ввиду высокой величины нестабильности (причинами этой нестабильности могут быть высокочастотные электромагнитные помехи и значительные нестабильности регистрации гамма-квантов в жесткой части спектра).

Интенсивность излучения, зарегистрированная в рассматриваемых энергетических каналах при переходе с горизонта 5 м на 20 м, падает на значительную величину от среднего значения: от 40% для диапазона энергий 600–1000 КэВ до 60% в закалиевом диапазоне. Эти изменения обусловлены поглощением с глубиной мягкой компоненты космического излучения, что подтверждается данными наших измерений на профилях интенсивности общего и каскадного гамма-излучения, полученными в Атлантическом океане (32-й рейс НИС "Михаил Ломоносов") и в Черном море (2-й рейс ЭОС "Адмирал Владимирский", ряд экспедиций "Муксун"). Тонкая структура пульсаций интенсивности поля радиоактивности выявляется при статистической обработке информации, полученной на каждом горизонте по отдельности. Изменения солёности по данным "Истока" (зондирования в начале и в конце станции) составили 0,002‰ на горизонте 5 м и 0,006‰ — на 20 м. Изменения интенсивности излучения на всем протяжении спектра имеют большие значения.

Г о р и з о н т 20 м. В закалиевом диапазоне энергий (1,6–2,0 МэВ) для всех каналов 20-канального спектрометра наблюдались незначительные флуктуации интенсивности, не выходящие за пределы статистической ошибки измерения при 5%-ном уровне значимости. В калиевом диапазоне энергий заметны нерегулярные флуктуации длительностью 1–1,5 ч с амплитудами, незначительно превышающими статистическую ошибку измерения. В мягком диапазоне энергий наблюдалось двухчасовое уменьшение интенсивности излучения на 9–12% относительно среднего уровня с последующим возрастанием на 5–7%, что составляет 8–12 σ среднего с ошибкой уровня возрастания в 1–2% при 5%-ном уровне значимости. Такой характер возмущения спектра может быть объяснен только радиоактивными вариациями поля гамма-излучения. Однако более точная идентификация возмущений затруднена ввиду малости выборки.

Г о р и з о н т 5 м. Синхронно с измерениями интенсивности гамма-поля на этом горизонте группой радиохимии производились измерения солёности и концентраций общего калия. Таких измерений за 3 ч сделано

10, полученные величины концентраций составили $0,3954 \pm 0,0015$ г/л калия и $35,7078 \pm 0,0064\%$ солености, т.е. вариации равны соответственно $0,38\%$ и $1,8\%$. Измеренная величина вариаций поля общего гамма-излучения на этом горизонте выходит за пределы изменений содержания K^{40} и солей вообще. За время измерения на горизонте отмечено три изменения уровня активности во всех диапазонах энергий с длительностью 40 мин — 1 ч, которые составляют от 3—5% для жестких энергий до 5—8% среднего уровня в мягкой части спектра. Исходя из модели формирования поля рассеянного излучения в морской воде следует сделать вывод о наличии возмущающего фактора, равномерно распределенного во всем спектре излучения, что присуще спектру космического излучения.

Этот вывод подтверждается также и некоторой анизотропией пульсаций, зарегистрированной в вертикальных и горизонтальном плече прибора. Пульсации радиоактивной компоненты поля гамма-излучения на этом горизонте не выходят за пределы статистической погрешности измерения.

Измерения пульсаций поля общего гамма-излучения верхнего перемешанного слоя морской воды показали существенное уменьшение интенсивности излучения с глубиной; это объясняется низкой проникающей способностью мягкой компоненты космического излучения, имеющей вариации интенсивности в самом верхнем слое воды с характерным временным масштабом 1 ч. Уже на 20-метровой глубине отмечены вариации интенсивности гамма-излучения, обусловленные тонкой структурой поля радиоактивности морской воды.

Исследования параметров вариаций поля гамма-излучения на вертикальном профиле проводились на ст. 2163 (координаты $7^{\circ}30'$ с.ш., $57^{\circ}05'$ в.д.) до глубины 150 м. Во время этих измерений энергетический диапазон стабильной работы аппаратуры оказался более широким — от 350 КэВ до 25 МэВ; в этой же области энергий анализировалось и каскадное излучение среды. При этом временной и энергетический интервалы выбирались таким образом, чтобы погрешность измерений не превышала 2%. Зарегистрированные изменения интенсивности общего гамма-фона на профиле составили от 30% до 60%, для каскадного излучения — от 30% до 90%. Главную часть изменений дают верхние горизонты, на которых, как уже говорилось, важную роль в формировании поля гамма-излучения играет космическая компонента. Причем ее влияние более заметно по каскадной компоненте поля гамма-излучения, чем по общему гамма-фону морской воды, и для жестких диапазонов энергий более, чем для мягких. Видимо, поэтому с глубиной величина интенсивности гамма-излучения все более жестких энергий выходит на плато, для общего гамма-фона этот процесс заканчивается на глубинах 15—30 м. Однако ниже она не принимает строго определенного значения, а изменяется нерегулярным образом. Отклонения для общего гамма-фона составляют 9—12%, для каскадного (в мягком диапазоне энергий) — 3—6%. Расстояние между горизонтами с минимальными интенсивностями составляло 30—50 м.

Если по измерениям каскадного гамма-излучения среднеквадратичное отклонение этих вариаций составляет $1-2 \sigma$ и мы не можем с уверенно-

стью говорить об их природе, то для общего гамма-фона они составляют 3–6 σ и их радиоактивная природа, на наш взгляд, очевидна.

На основании приведенного фактического материала по двум станциям рейса не приходится говорить о статистических пространственно-временных параметрах флюктуаций полей радиоактивности в океане. Данной работой нам хотелось показать факт существования таких вариаций и возможность их исследования предложенным методом. Информация, полученная на других семи станциях этого рейса, видимо, будет началом таких исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Батраков Г.Ф. и др. Поле гамма-излучения в верхнем слое Черного моря. — Атомная энергия, 1972, т. 33, № 3, с. 785–788.
2. Виноградов А.С. Поле гамма-излучения морской воды. — В кн.: Исследования в области физики океана: Экспресс-информация. Севастополь, 1969, № 13, с. 106.
3. Лукашин И.Ф., Филиппов Е.М. Роль нейтронов космического происхождения в формировании поля гамма-излучения морской воды и приводного слоя атмосферы. — Морские гидрофизические исследования, Севастополь, 1978, № 3, с. 42–48.
4. Chesselet R. Application en oceanographic de la methode de spectrometric gamma "in situ". — Rev. Intern. Oceanogr. Med., 1967, vol. 5, p. 28–45.

УДК 551.464.679 : 551.465.41 (265.65)

Г.Ф. БАТРАКОВ, В.Н. ЕРЕМЕЕВ, А.Д. ЗЕМЛЯНОЙ

РАДИОИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СТРУКТУРЫ И ДИНАМИКИ ВОД СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ТРОПИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКИ

В последние годы целый ряд радиоактивных изотопов, содержащихся в морской воде, довольно широко используется в качестве трассеров для изучения различных гидрофизических процессов.

В 36-м рейсе НИС "Михаил Ломоносов" (сентябрь-октябрь 1978 г.) в северо-восточной части тропической Атлантики измерялось вертикальное распределение концентрации цезия-137, радона-222, тория-234. Полученные данные использовались для оценок параметров вертикального обмена вод, толщины поверхностной пленки, скорости удаления взвешенного органического вещества.

Цезий-137 и вертикальный обмен вод. Для исследования вертикального обмена вод используются изотопы, концентрация которых по вертикали варьирует в значительных пределах. Одним из таких изотопов является цезий-137. Методика измерения вертикального распределения концентрации цезия-137, принятая в МГИ АН УССР, позволяет получать данные только на буйковых станциях. Для концентрирования цезия-137 применялась селективная сорбция на изотопообменной смоле, в качестве которой использовался ионит АВ-16Г, предварительно обработанный и насыщенный стабильным цезием. В мешки из капронового сита насыпался подготовленный сорбент объемом 250 см³, а сами мешки подвешивались на кронштейны буйковой станции. На некоторых горизонтах сорбент подвешивался в специально изготовленных кассетах.

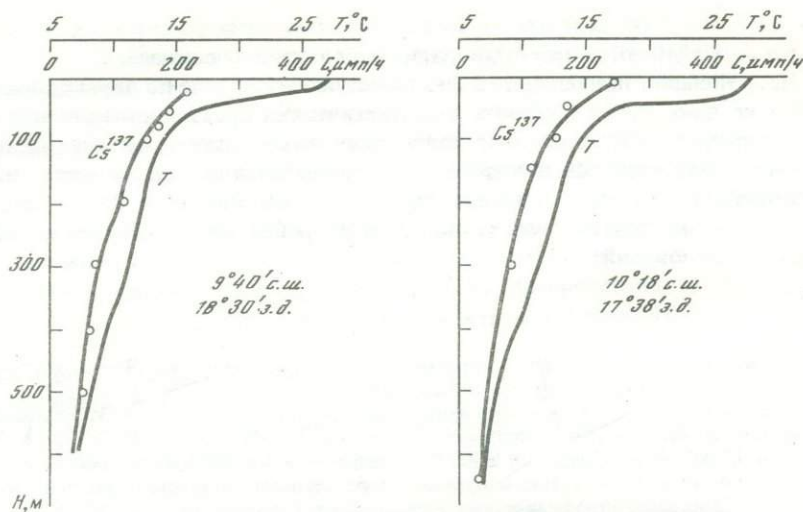


Рис. 1. Вертикальное распределение цезия-137 и температуры

После экспозиции сорбент высушивался и поступал на гамма-спектрометрические измерения. Измерения активности проб на гамма-спектрометре проводились в течение 5 ч. Величина концентрации цезия-137 в морской воде в относительных единицах определялась как площадь фотопика цезия-137.

В 36-м рейсе НИС "Михаил Ломоносов" было выполнено две постановки буйковой станции, получено всего два профиля по глубине концентрации цезия-137 (рис. 1). Профили концентрации цезия-137 по глубине имели много общего с вертикальным распределением температуры. Максимальный градиент концентрации совпадал с положением термоклина. Это объясняется тем, что потоки цезия-137 и тепла направлены вниз от поверхности и определяются в основном одними и теми же процессами вертикального переноса. Данные по концентрации цезия-137 и температуре были использованы нами для расчета коэффициента вертикальной турбулентной диффузии K_z и вертикальной скорости W . Пренебрегая горизонтальным обменом, поле концентрации цезия-137 будем описывать полуэмпирическим уравнением диффузии

$$W \frac{\partial c}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial c}{\partial z} \right) - \lambda c, \quad (1)$$

где λ — постоянная распада цезия-137.

Аналогичное уравнение запишем для температуры:

$$W \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial T}{\partial z} \right). \quad (2)$$

Решая численно систему уравнений (1, 2), находим вертикальное распределение скоростей и коэффициентов вертикальной турбулентной

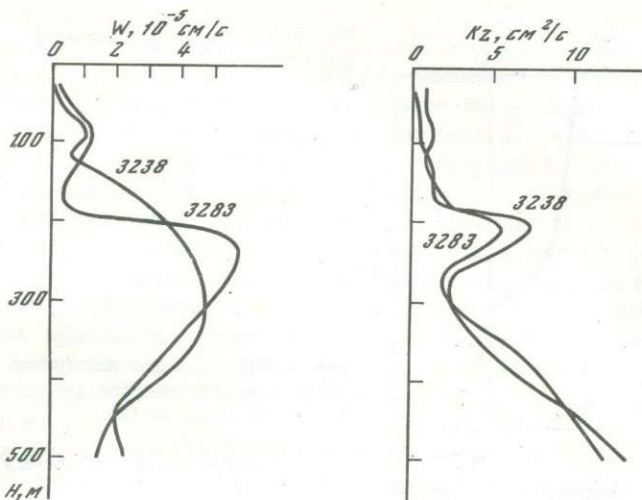


Рис. 2. Распределение по глубине вертикальной скорости и коэффициента вертикальной турбулентной диффузии

диффузии (рис. 2). Скорости имеют положительные значения, абсолютные величины колеблются в пределах 10^{-6} – 10^{-5} см/с, т.е. наблюдается очень слабое опускание вод. Максимальные значения скоростей в слое 200–400 м составляют $(4,5 \div 5,5) 10^{-5}$ см/с. Коэффициенты вертикальной турбулентной диффузии изменяются от 0,1 до 10 см²/с. Минимальные значения наблюдаются в термоклине, максимальные – на глубине 500 м.

Радон-222 и оценка толщины поверхностной пленки. При изучении обмена газами между океаном и атмосферой наибольшую трудность представляет определение толщины поверхностной пленки. Поверхностная пленка является главным барьером при обмене газов между океаном и атмосферой, так как перенос через эту пленку происходит только за счет молекулярной диффузии. В последние годы успешно развивается метод оценки толщины пленки, основанный на использовании данных по вертикальному распределению радона-222 в поверхностном слое океана [4, 5, 6].

Для измерения концентрации радона-222 в морской воде применялась методика, которая была разработана в лаборатории ядерной гидрофизики МГИ АН УССР [1]. Методика включает следующие три последовательных этапа: выделение растворенных газов из морской воды, концентрирование радона-222 из растворенных газов на активированном угле, измерение активности радона-222 с помощью сцинтилляционного гамма-спектрометра. Выделение растворенных газов происходит в деаэраторе, представляющем собой трубу из оргстекла диаметром 170 см и длиной 2 м. Сверху и снизу труба закрыта крышками с отверстиями и штуцерами. Поступающая по полиэтиленовому шлангу вода разбивается на тонкие струи, что увеличивает поверхность раздела вода–воздух и способствует лучшему выделению газов. Вода через нижнее отверстие

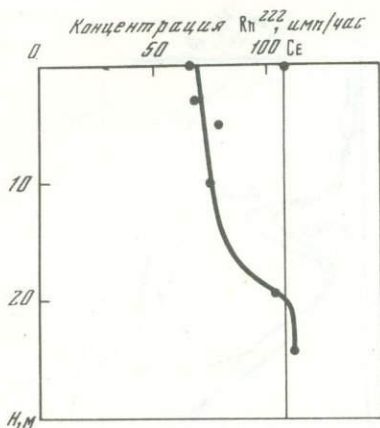
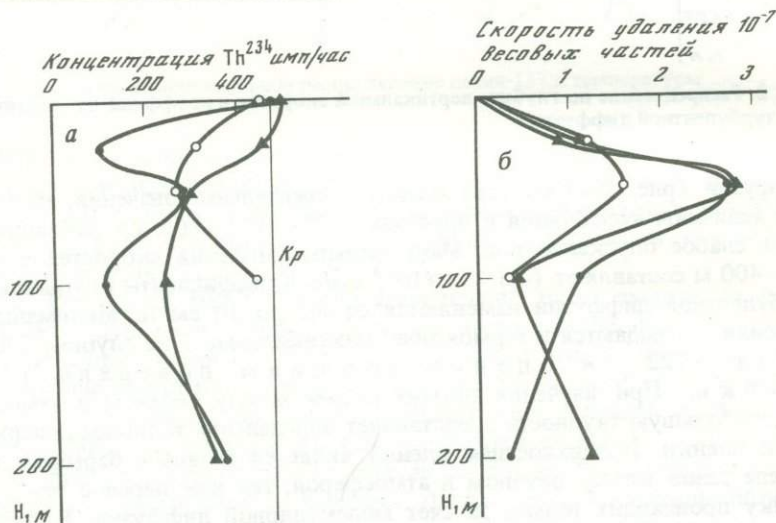


Рис. 3. Вертикальный профиль концентрации радона-222

Рис. 4. Распределение по глубине тория-234 (а) и скорости удаления взвешенного органического вещества (б)



сбрасывается, для чего деаэратор подняли над уровнем моря на высоту около 6 м. Выделившиеся газы откачиваются насосом через специальный штуцер в верхней части боковой поверхности деаэратора. Далее газы проходят систему очистки и сушки и стеклянную трубку с активированным углем, который поглощает радон. Температура угля поддерживается равной 0 °С с помощью льда. Для получения одной пробы вода с выбранного горизонта прокачивалась через деаэратор в течение 1–2 ч со скоростью 25 л/мин. После сорбции уголь выдерживался в течение 4 ч до установления равновесия радона-222 с продуктами распада и поступал на измерение гамма-активности. Время измерения одной пробы составляло в среднем 8 ч. Из-за малой активности выделить наиболее характерную линию в гамма-спектре (609 КэВ) продукта распада радона–висмута-214 не удалось. Интегральный счет на гамма-спектрометре и одноканальном анализаторе позволял уверенно регистрировать активность радона-222 на угле.

Измерения концентрации радона-222 выполнялись на шести гидрологических станциях. Так как продолжительность измерений на каждой станции не превышала 2 ч, на станции удавалось получить одно значение концентрации на выбранном горизонте. Полученный таким образом профиль по глубине концентрации радона (рис. 3) является осредненным для изучаемого района. Все измерения выполнены в течение двух суток. Максимальная глубина составила 25 м. Выбор этой глубины обусловлен следующей причиной: верхняя граница термоклина на станциях располагалась на глубинах 15–25 м, а анализ литературных [4, 6] данных наблюдений показывает, что в подавляющем большинстве градиент концентрации радона имеет место только в перемешанном слое до верхней границы термоклина, ниже значения концентрации находятся в равновесии с концентрацией радия. Результаты наших измерений показали, что происходит резкий спад до глубины 20 м, далее концентрация не меняется.

Метеообстановка благоприятствовала таким измерениям. Хотя исследуемый район находился относительно недалеко от берега (около 200 миль), направление ветра было с открытых районов океана и скорость его существенно не менялась, т.е., можно считать, что мы имеем стационарное распределение радона. Полученный профиль концентрации радона-222 был использован для расчета толщины поверхностной пленки. Для этого использовался метод, предложенный Брокером и Пенгом [6]. Оценка толщины поверхностной пленки проводилась по уравнению

$$\lambda \int_0^{\infty} (C_E - C_x) dx = K_M (C_S - \alpha p^{atm}) / \delta, \quad (3)$$

где левая часть — дефицит радона в поверхностном слое относительно равновесного содержания с радием-226; правая часть — количество радона, выходящего в атмосферу; C_E — концентрация радона при радиоактивном равновесии с растворенным радием; C_x — концентрация, измеренная на некоторой глубине; C_S — концентрация, измеренная на верхней границе перемешанного слоя.

Брокер и Пенг, введя характеристическую глубину (\hbar) и полагая, что $C_S \gg \alpha p^{a+m}$, получили из (3) выражение

$$\delta = K_M / \lambda \hbar \cdot 1 / (C_E / C_S - 1). \quad (4)$$

Подставляя в уравнение (4) полученные нами значения, находим, что $\delta = 110$ мкм. По данным многочисленных наблюдений Брокера и Пенга [4, 6] δ меняется в пределах от 20 до 300 мкм.

Торий-234 и скорость удаления взвешенного органического вещества. Торий-234 образуется в результате распада урана-238. Уран распределен равномерно в океанических водах, в связи с этим следовало ожидать равномерного распределения тория-234. Однако в ряде работ была обнаружена неравномерность распределения концентрации тория-234 в морской воде и смещение радиоактивного равновесия уран-238—торий-234 в верхних слоях океана [2, 3, 7]. Торий-234 имеет высокие коэффициенты накопления во взвешенном органиче-

ском веществе [2]. Поэтому причиной нарушения равновесия между ураном и торием в верхних слоях океана являются процессы накопления тория-234 живыми и мертвыми планктонными организмами и вынос этого материала при седиментации. Обеспечить удаление тория-234 может осаждение фекалий, мертвых клеток фитопланктона и трупов зоопланктонных организмов. Очевидно, что удаление взвешенного органического вещества из верхнего слоя океана имеет прямую связь с первичной продукцией в акватории, так как органического вещества из верхнего слоя не может удаляться больше, чем его производится. В связи с этим исследование распределения тория-234 в океанических водах представляют интерес для биологии и химии.

Для определения концентрации тория-234 большим батометром с выбранного горизонта отбирается 200 л воды. Вода заливается в бак, подкисляется азотной кислотой до pH 4. После этого вносится 2 г Fe^{3+} в виде подкисленного раствора хлорного железа, перемешивается и добавляется 500 г хлористого аммония, затем при перемешивании путем добавления водного раствора аммиака доводится pH до 8. После добавления аммиака вода оставляется на сутки для отстоя. На следующий день вода над осадком декантируется. Осадок отфильтровывается через бумажный фильтр и высушивается в сушильном шкафу. Измерение активности полученных таким образом проб проводилось на гамма-спектрометре. Время измерения каждой пробы составляло 5–10 ч. Величина концентрации тория-234 в морской воде в относительных единицах определялась как площадь фотопика и была равна 60 КэВ.

А.Ф. Зесенко и др. [2] был предложен метод определения скорости удаления органического вещества из фотического слоя океана по смещению радиоактивного равновесия торий-234—уран-238 в морской воде. Изменение содержания тория-234 в единице объема морской воды описывалось уравнением

$$dN/dt = \lambda_U N_U - \lambda_{Th} N_{Th} - KPN_{Th}, \quad (5)$$

где P — продукция взвешенного органического вещества, удаляемая за сутки из единицы объема морской воды (отношение массы удаляемой продукции к массе единицы объема морской воды), вес. ч.; K — коэффициент накопления тория-234 взвешенным органическим веществом. Остальные обозначения — общепринятые. Из уравнения (5) для P было получено выражение

$$P = \frac{\lambda_{Th}(1-R)}{RK}, \quad (6)$$

где R — отношение активностей тория-234 и урана-238.

В 36-м рейсе на трех станциях в верхнем 200-метровом слое определено вертикальное распределение концентрации тория-234 (рис. 4, а). Для расчетов потоков взвешенного органического вещества был взят коэффициент концентрирования $10^5 \cdot R$ в слое 0 м, который считали равным 1. На рис. 4, б представлены результаты вертикального распределения потоков взвешенного вещества. Максимальный поток обнаружен на глубине 50 м.

С помощью сорбционной методики получены вертикальные профили до глубины 600 м концентрации цезия-137. По этим данным и температуре проведен расчет распределения по глубине в слое 30–500 м коэффициента вертикальной турбулентной диффузии K_z и вертикальной скорости W . K_z изменяется от 0,2 до 11 см²/с. Минимальные значения имели место в термоклине, максимальные – на глубине 500 м. Скорости W течений изменяются в пределах 10^{-5} – 10^{-6} см/с. Максимальные значения скорости составляли $(4,5 \div 5,5) 10^{-5}$ см/с на глубинах 200–400 м.

Выполнено шесть измерений концентрации радона-222 в морской воде. Результаты измерений позволили получить осредненный профиль по глубине в слое 0–25 м концентрации радона-222. По этому профилю оценена толщина поверхностной пленки, которая составила 110 мкм.

Выполнены измерения скоростей удаления взвешенного органического вещества из фотического слоя океана по смещению радиоактивного равновесия торий-234–уран-238 в морской воде. По результатам распределения тория-234, полученным на трех станциях, показано, что максимальное удаление взвешенного органического вещества происходит из 50-метрового слоя.

ЛИТЕРАТУРА

1. Земляной А.Д., Батраков Г.Ф., Анфиногентова В.А. К методике определения концентрации радона-222 в морской воде. – В кн.: Экспериментальные методы исследования океана. Севастополь: Изд-во Морск. гидрофиз. Ин-та АН УССР, 1978, с. 59–65.
2. Радиохемозкология Черного моря. Киев: Наукова думка, 1977. 231 с.
3. Bhat S.A., Krishnaswamy S., Lal D., Moore W.S. $\text{Th}^{234}/\text{U}^{238}$ Ratios in the Ocean. – Earth and Planet Sci. Lett., 1969, vol. 5, p. 483–491.
4. Broecker W.S., Peng T.H. The vertical distribution of radion in the Bomex area. – Earth and Planet Sci. Lett., vol. 11, N 1, 1971, p. 15–25.
5. Broecker W.S., Peng T.H. Gas exchange rates between air and sea. – Tellus, 1974, vol. 26, N 1, 2, p. 21–35.
6. Broecker W.S. Chemical oceanography. New York, 1974. 214 p.
7. Matsumoto E. Th^{234} – U^{238} radioactive disequilibrium in the surface layer of the ocean. – Geochim. et cosmoch. acta, vol. 39, N 2, 1975, p. 205–212.

УДК 546.791.02.551.49

П.И. ЧАЛОВ, Т.В. ТУЗОВА, А.И. ТИХОНОВ

УРАНОВО-ИЗОТОПНЫЙ МЕТОД ПОЛУЧЕНИЯ МОДЕЛЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ И ЦИРКУЛЯЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Естественное разделение ^{234}U и ^{238}U при переходе этих изотопов из пород в воды [2, 5] создает возможности широкого использования неравновесного урана при изучении подземных вод. Избыток ^{234}U в водах зависит, главным образом, от содержания и равновесности распределения урана в породах, дренируемых водами [2]. В силу того что указанные параметры для различных пород варьируют в широких пределах, воды, формирующиеся в различных породах, имеют разную величину отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = \gamma$. Другими словами, значение γ является мет-

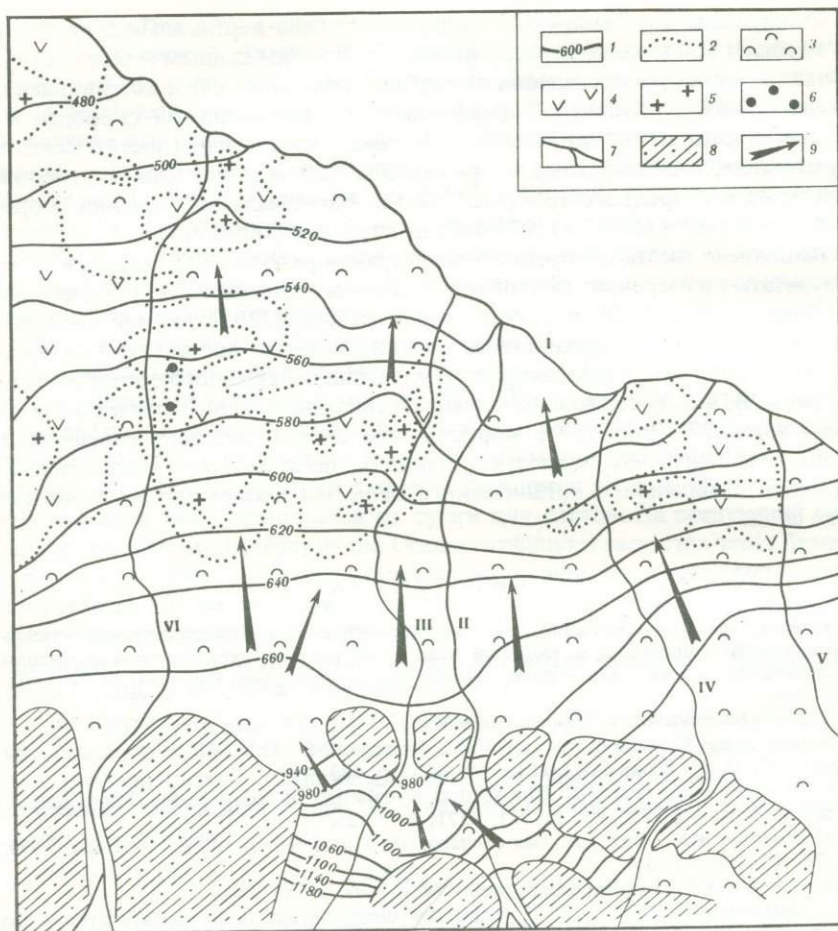


Рис. 1. Схема гидроизогипс и распределения минерализации подземных вод Алаарча-Аламединского месторождения

1 — гидроизогипсы, условная отметка; 2 — границы участков распространения подземных вод с различной минерализацией и составом; 3 — гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией до 2 г/л; 4 — 6 — смешанные воды (4 — 1–3 г/л, 5 — 3–5 г/л, 6 — 5–10 г/л); 7 — реки (I — Чу, II — Аламедин, III — Алаарча, IV — Норус, V — Иссык-Ата, VI — Джеламыш); 8 — выходы неогеновых и палеозойских пород; 9 — основные направления движения подземных вод

кой для вод, формирующихся в данных породах, и по этой метке можно проследить подземный поток или простираание бассейна подземных вод и решить ряд других гидрогеологических задач.

С помощью неравновесного урана можно построить изотопную модель формирования и циркуляции подземных вод и на ее основе получить более объемную и качественно новую информацию о подземных водах. Задача решалась на примере Алаарча-Аламединского месторождения подземных вод, расположенного в центральной части Чуйской впадины

в северной Киргизии. Согласно гидрогеологическим представлениям [1] воды исследованного месторождения формируются в северных предгорьях Киргизского хребта за счет погружения в четвертичные отложения поверхностных водотоков (в основном рек Алаарча и Аламедин) и атмосферных осадков. Не исключается частичный приток в четвертичные отложения подземных вод неогеновых и палеозойских толщ, обрамляющих месторождение с юга [1]. Общее направление движения подземных вод месторождения согласно схеме гидроизогипс (рис. 1) — с юга на север. Водовмещающими породами являются хорошо промытые четвертичные отложения, представленные на юге района валунными галечниками, галечниками и песками, которые по мере продвижения к северу чередуются с прослоями глин и суглинков.

Для получения общей картины формирования и циркуляции подземных вод по неравновесному урану требуется изучение пространственного распределения отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах. С этой целью по всей площади Алаарча-Аламединского месторождения проведена ураново-изотопная съемка. В результате такой съемки опробованы на изотопный состав и общее содержание урана поверхностные воды, естественные выходы подземных вод (родники) и воды эксплуатационных скважин. Изучено более 300 водоисточников, из них 290 скважин, вскрывающих воды основного водоносного горизонта с глубин от 10 до 470 м. На юге района исследований воды безнапорные слабоминерализованные (до 1 г/л). При движении на север, к области региональной разгрузки, подземные воды приобретают напорный характер, их минерализация повышается до 3–10 г/л, а состав меняется от гидрокарбонатного кальциевого к смешанному (см. рис. 1).

Полученные по неравновесному урану данные изображены в виде схемы (рис. 2), где водоисточники с одинаковыми значениями γ соединены изолиниями. Полученная схема изолиний γ дает не только информацию об источниках формирования подземных вод месторождения, но и позволяет выделить отдельные подземные потоки, области и пропорции их смешения, направления движения, т.е. построить полную модель формирования и циркуляции подземных вод.

Поскольку в зоне активного водообмена для одного и того же потока значение γ в пределах трехкратной среднеквадратичной ошибки измерений остается постоянным [3, 4], отдельные подземные потоки выделяются по одному и тому же (в пределах 3σ) значению γ . Это четко видно на рис. 3, где на основе изотопных данных выделены четыре подземных потока и области их смешения.

В западной части месторождения четко прослеживается Алаарчинский подземный поток 1, формирующийся за счет погруженных вод конуса выноса р. Алаарча ($1,14 \leq \gamma \leq 1,20$). Сначала этот поток движется вдоль русла р. Алаарча с юга на север и северо-восток вплоть до Ортоалышской впадины. Затем большая часть потока поворачивает на северо-запад, огибает с юга и юго-запада поднятие Поспелдек и выходит в пределы Чуйской впадины, где движется также на северо-запад, причем гораздо западнее современного русла р. Алаарча. В северной части месторождения после смешения с водами других подземных по-

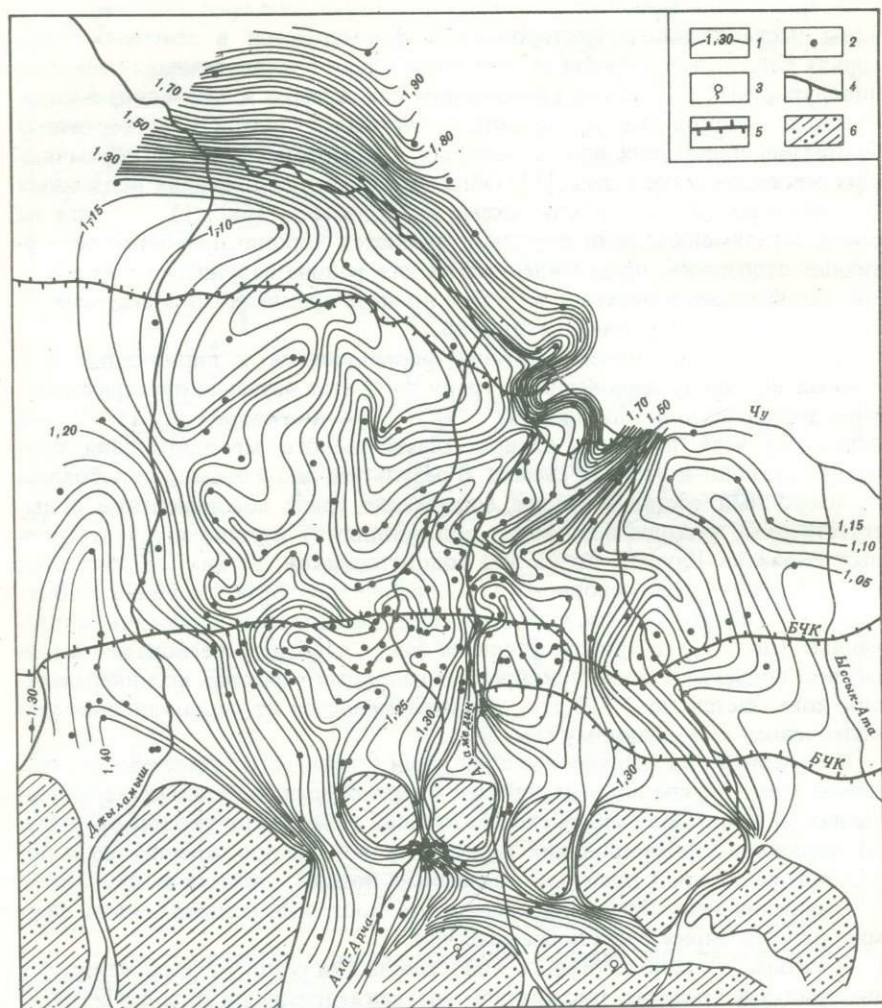


Рис. 2. Результаты ураново-изотопной съемки на Алаарча-Аламединском месторождении подземных вод

1 — изолинии изотопных отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах; 2 — опробованные скважины; 3 — родники; 4 — реки; 5 — оросительные каналы; 6 — поднятия неогеновых и палеозойских отложений

токов (3, 10) Алаарчинский подземный поток сливается с подземным потоком долины р. Чу.

В центральной части месторождения выделяется подземный поток 3 ($1,25 \leq \gamma \leq 1,35$), условно названный нами сложным Аламединским. Этот поток, в отличие от Алаарчинского, формируется последовательно из нескольких источников (рис. 4). Значительную долю потока составляют воды конуса выноса р. Аламедин ($\gamma = 1,17 \pm 0,02$), к которым по

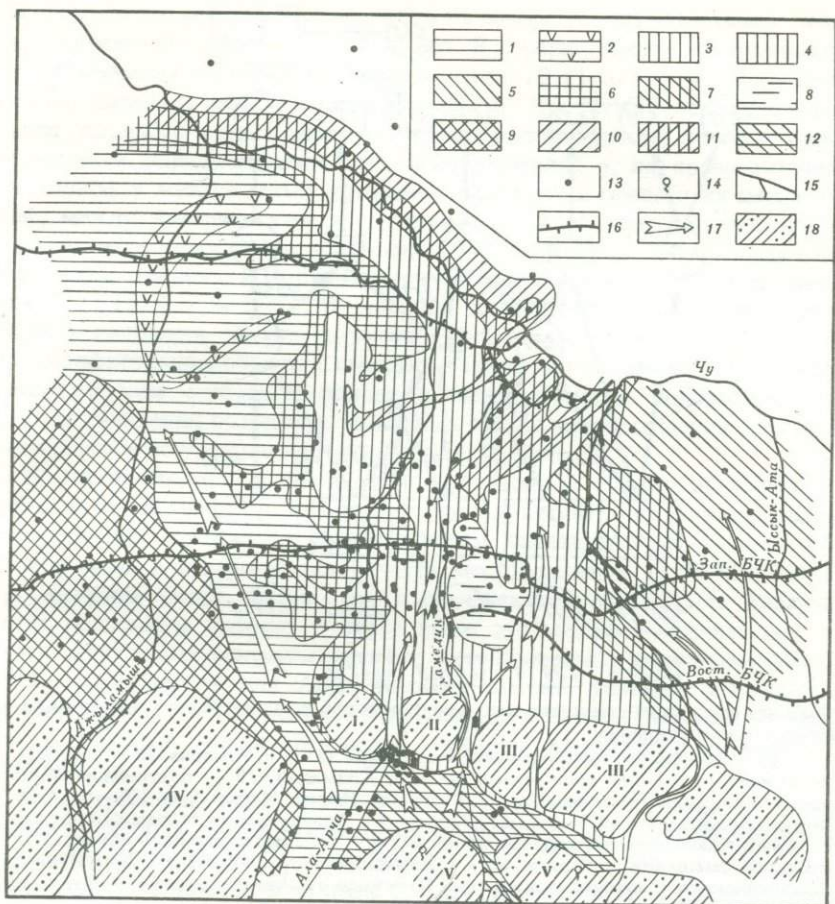


Рис. 3. Схема формирования и циркуляция подземных вод Алаарча-Аламединского месторождения по данным ураново-изотопной съемки

1 - Алаарчинский подземный поток; 2 - область пониженных значений γ в пределах Алаарчинского потока; 3 - Аламединский подземный поток; 4 - предполагаемая область распространения Аламединского подземного потока; 5 - Норус-Иссык-Атинский подземный поток; 6, 7, 11 - области смешения подземных потоков (6 - Алаарчинского с Аламединским, 7 - Аламединского с Норус-Иссык-Атинским, 11 - Аламединского с Чуйским); 8 - область пониженных значений γ в пределах Аламединского подземного потока; 9 - подземные воды конуса выноса р. Джеламыш; 10 - Чуйский подземный поток; 12 - область формирования сложного Аламединского потока; 13 - опробованные скважины; 14 - родники; 15 - реки; 16 - оросительные каналы; 17 - основные направления движения подземных потоков; 18 - поднятия неогеновых и палеозойских отложений (I - Поспельдек, II - Бешкунгей, III - Топракбел, IV - Джеламыш, V - Шекуле)

ходу потока добавляются подземные воды Чонкурчакской впадины, юго-восточного и южного горного обрамления ($\gamma = 2,0 \div 4,0$), а в Ортоальшской впадине - и часть вод Алаарчинского потока ($\gamma = 1,17 \pm 0,03$). Сформированный из перечисленных источников сложный Аламединский подземный поток через четвертичные отложения в антецендентных

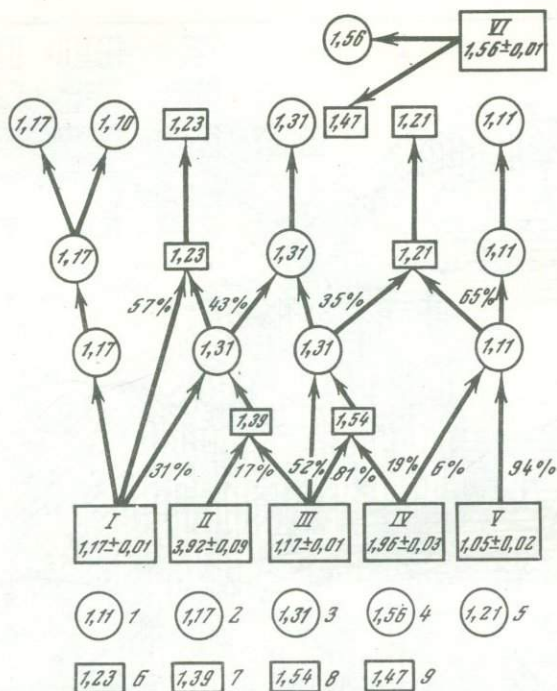


Рис. 4. Расчет пропорций смешения подземных потоков в разных частях Алаарча-Аламединского месторождения

I – VI – источники, питающие месторождение (I – р. Алаарча, II – подземные воды южного горного обрамления, III – р. Аламедин, IV – подземные воды юго-восточного горного обрамления, V – реки Норус, Иссык-Ата, VI – р. Чу); 1 – Норус-Иссыкатынский подземный поток; 2 – Алаарчинский подземный поток; 3 – сложный Аламединский подземный поток; 4 – Чуйский подземный поток; 5, 6, 9 – области смешения потоков (5 – Аламединского с Норус-Иссыкатынским, 6 – Алаарчинского с Аламединским, 9 – Чуйского с Аламединским); 7, 8 – зона формирования сложного Аламединского подземного потока

долинах рек Алаарча, Аламедин и неогеновые отложения поднятий Поспельдек, Бешкунгей, Топракбель фильтруется в сторону Чуйской долины, где движется преимущественно на север с затоками различной конфигурации. Последние могут быть обусловлены как различными фильтрационными свойствами водовмещающих пород, так и интенсивностью водозабора. В северной части месторождения Аламединский подземный поток смешивается с водами Чуйского подземного потока 10. В восточной части месторождения по соотношению изотопов урана выделяется Норус-Иссыкатынский подземный поток 5 ($1,05 \leq \gamma \leq 1,15$), формирующийся, главным образом, за счет вод конусов выноса одноименных рек (рис. 4). Этот поток движется в северо-западном направлении. Характерно, что Норусская часть потока движется практически вдоль русла одноименной реки вплоть до полного поглощения вод реки в толще четвертичных отложений. Иссыкатынская же часть потока движет-

ся вдоль русла реки только на юге, а на севере уходит значительно западнее современного русла р. Иссык-Ата. В северной части месторождения прослеживается Чуйский подземный поток 10 ($1,50 \leq \gamma \leq 1,60$), движущийся, главным образом, вдоль русла р. Чу. Между перечисленными выше чегырьмя подземными потоками месторождения, которые характеризуются определенными пределами величины γ , по промежуточным значениям γ между этими потоками выделяются области их смешения. Так, между Алаарчинским и сложным Аламединским подземными потоками выделяется область смешения 6 ($1,20 \leq \gamma \leq 1,25$), а между сложным Аламединским и Норус-Иссыкатинским потоками — область смешения 7 ($1,15 \leq \gamma \leq 1,25$). В северной части месторождения выделяется область смешения 11 этих потоков с Чуйским ($1,35 \leq \gamma \leq 1,50$). Сложная конфигурация областей смешения также, по-видимому, обусловлена геологическим строением района и интенсивностью водозабора. Пропорции смешения потоков в различных частях месторождения легко рассчитываются по ураново-изотопным данным (рис. 4).

В результате проведенной ураново-изотопной съемки выделены две области, происхождение которых трудно объяснить без дополнительных исследований, требующих бурения новых скважин. Одна из областей 2 расположена в северо-западной части месторождения ($1,08 \leq \gamma \leq 1,13$, т.е. значения более низкие, чем в окружающем эту область Алаарчинском подземном потоке). Скорее всего это можно объяснить тем, что здесь скважинами вскрыты частично застойные воды, в которых избыток ^{234}U , характерный для Алаарчинского потока, успевает уменьшиться за счет распада ^{234}U , поскольку источников с такими низкими значениями γ , которые могли бы питать основной водоносный горизонт, не обнаружено.

В центральной части сложного Аламединского подземного потока выделяется область распространения подземных вод 8, также характеризующаяся более низкими значениями γ ($1,15-1,25$), чем в окружающем Аламединском потоке. В отличие от первой области здесь более вероятно влияние поверхностного стока с низкими γ , поскольку данная область находится в зоне распространения безнапорных вод. Не исключено также, что в обоих случаях уменьшение γ связано с влиянием вод более глубоких горизонтов, не доступных пока для исследований из-за отсутствия скважин, вскрывающих такие воды.

Следует отметить, что представленная на рис. 3 схема четко определяет границы исследованного месторождения подземных вод. Правда, эти границы несколько условны, так как зависят от числа потоков, которые мы будем включать в месторождение. Если говорить об Алаарча-Аламединском месторождении подземных вод, основными источниками питания которого являются только воды конусов выноса одноименных рек, то западной границей такого месторождения будет западная граница Алаарчинского подземного потока, восточной — западная граница Норус-Иссыкатинского подземного потока, северной — южная граница Чуйского подземного потока.

В пределах изученного месторождения воды описанных подземных потоков и зон их смешения протекают под Большим Чуйским каналом

(БЧК). Поверхностные воды последнего, как и воды р. Чу, имеют существенно больший избыток ^{234}U ($\gamma = 1,56 \pm 0,02$) по сравнению с водами подземных потоков, описанных выше. Как видно на рис. 2, после протекания под БЧК ни в одном из подземных потоков величина γ не изменяется и не нарушается конфигурация изолиний. Это позволяет говорить об отсутствии заметной роли фильтрующихся вод БЧК в приходном балансе напорных вод рассматриваемого месторождения. Для более точной оценки относительного вклада вод БЧК в питание подземных вод месторождения необходимы специальные исследования взаимосвязи его оросительной системы с водами четвертичных отложений с использованием неравновесного урана.

Изложенная модель в основном согласуется с гидрогеологическими представлениями об Алаарча-Аламединском месторождении подземных вод, что является убедительным доказательством целесообразности использования неравновесного урана для решения задач гидрогеологии.

В ряде случаев применение этого естественного радиоактивного индикатора позволит получить качественно новую информацию, недоступную другим методам и представляющую научный и практический интерес.

В частности, для Алаарча-Аламединского месторождения подземных вод ураново-изотопная съемка позволила: 1) более полно и однозначно выявить источники, формирующие месторождение; 2) выделить индивидуальные и смешанные потоки внутри месторождения; 3) показать пространственное распределение подземных потоков и построить схему циркуляции вод месторождения; 4) рассчитать пропорции смешения вод отдельных потоков в любой части месторождения; 5) оконтурить границы индивидуальных и смешанных подземных потоков и всего месторождения в целом; 6) оценить роль оросительной системы в питании подземных вод месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гидрогеология СССР. Т. 40. Киргизская ССР. М.: Недра, 1971. 350 с.
2. Чалов П.И. Изотопное фракционирование природного урана. Фрунзе: Илим, 1975. 236 с.
3. Чалов П.И., Тузова Т.В., Тихонов А.И. Проверка реальности исходных предпосылок использования неравновесного урана для решения гидрогеологических задач. — ДАН СССР, 1978, т. 242, № 6, с. 1296—1298.
4. Чалов П.И., Тузова Т.В., Тихонов А.И. О возможности применения неравновесного урана в гидрогеологии. — Изв. АН КиргССР, 1978, № 1, с. 9—17.
5. Чердынцев В.В. Уран-234. М.: Атомиздат, 1969. 308 с.

О ПРОЯВЛЕНИЯХ И ПРИЧИНАХ ВЗАИМОСВЯЗИ ВОДООБИЛЬНОСТИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД ДРЕВНИХ ЩИТОВ С ИСТОЧНИКАМИ ЕСТЕСТВЕННЫХ РАДИОАКТИВНЫХ ИЗЛУЧЕНИЙ

Ядерные методы, основанные на регистрации проявлений естественной радиоактивности горных пород, в последние годы все шире используются в геологоразведочной практике для поисков и разведки полезных ископаемых. Подземные воды в этом отношении не являются исключением. Применение данных о естественной радиоактивности в целях выделения водоносных зон на гидрогеологических разрезах получило достаточно надежное обоснование для осадочных пород. При этом на гамма-каротажных диаграммах интервалы с пониженной радиоактивностью отождествляются с водоносными (песчаными, гравийными, карбонатными) горизонтами, а с повышенной — с водоупорами (глинами, мергелями, сланцами). Для кристаллических пород гидрогеологи либо не усматривают какой-либо связи между проявлениями их радиоактивности и водоносности, либо полагают без достаточного обоснования, что она аналогична той, которая имеет место в осадочных образованиях. Так, авторы "Справочного руководства гидрогеолога" указывают, что признаком водоносности изверженных пород является пониженная интенсивность естественного гамма-излучения [10].

Однако, как показывает сопоставление результатов гамма-каротажа скважин с керновым материалом и данными опытных гидрогеологических работ да и сама практика проведения буровых и геофизических работ по многочисленным скважинам в пределах Украинского щита, весьма четко проявляется тенденция к прямой зависимости между водоносностью изверженных пород и интенсивностью естественного гамма-излучения, а не наоборот, как утверждают авторы работы [10]. В абсолютном большинстве случаев водоносные выветрелые трещиноватые зоны, которые при бурении выделяются пониженным выходом и затрудненным отбором керна, во всем излученном интервале глубин (до 150–200 м и более) на гамма-каротажных диаграммах дают пики или области повышенной радиоактивности.

Отмеченная тенденция в какой-то мере прослеживается на рисунке. Видна, в частности, корреляция между пространственным размещением отдельных пиков и областей повышенной радиоактивности с зонами водопритоков по данным расходомерии разведочных и опытно-эксплуатационных скважин. Из-за малой глубины скважин рассматриваемая взаимосвязь на приведенном рисунке в значительной мере сnivelирована процессами выветривания. Более отчетливо она проявляется на больших глубинах.

Комплексный анализ данных о проявлениях взаимосвязи между радиоактивностью и обводненностью докембрийских кристаллических пород с геологических, геохимических, ядерно-физических и радиационно-

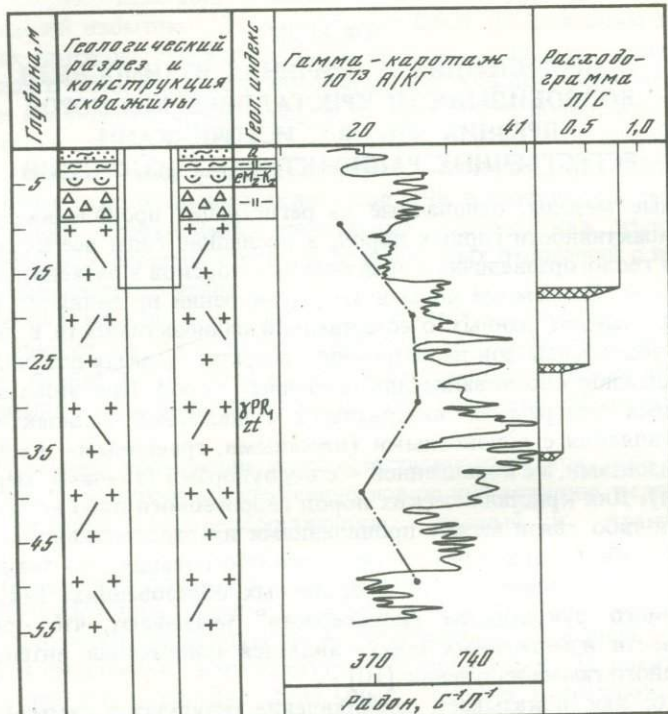
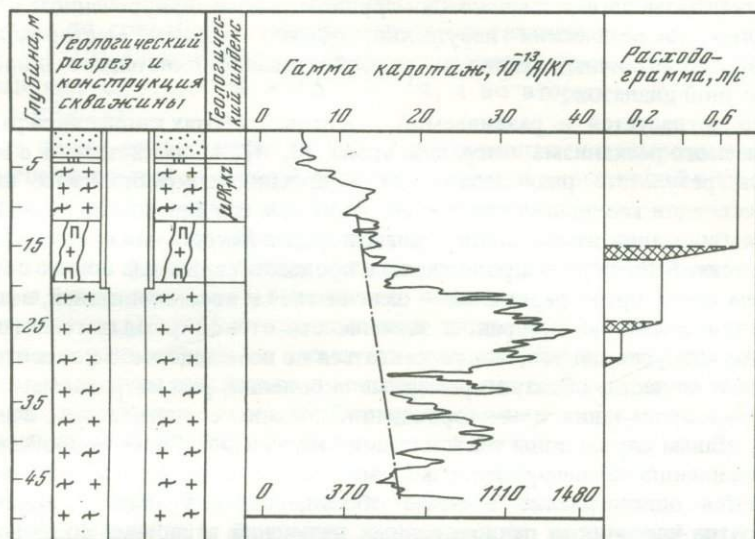


Рис. 1. Геолого-технические, радиометрические и гидрогеологические данные по разведочным скважинам месторождения радоновых минеральных вод в пределах Украинского щита

1 — песок, 2 — суглинок, 3 — глина, 4 — каолин, 5 — древесина, 6 — гранит, 7 — мигматит, 8 — гнейс, 9 — пегматит, 10 — трещины

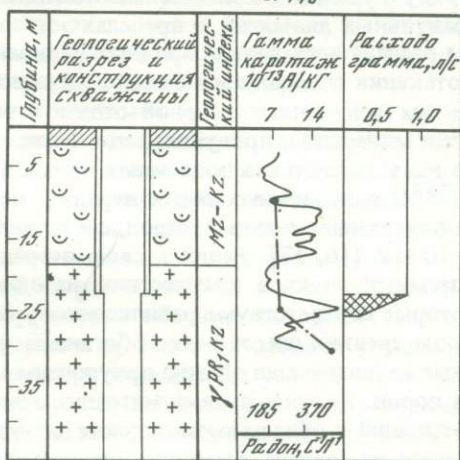
химических позиций позволяет сделать вывод о существовании причинной связи между рассматриваемыми явлениями по крайней мере в пределах древних щитов.

Наиболее высокие проявления радиоактивности скальных пород — жильные месторождения урановых руд контролируются тектоническими зонами, базами древней и современной эрозии, интенсивной трещиноватостью [7], т.е. прежде всего факторами, определяющими наибольшую водопроницаемость кристаллических пород, являющуюся важнейшим условием миграции и рудообразования урана. В качестве примеров можно указать на тесную ассоциацию жильных урановых месторождений и рудопроявлений, представленных урановой смолкой, с зонами интенсивных структурных деформаций, ретроградного метаморфизма и милонитизации, отмеченную в северном Саскачеване и во всех сходных месторождениях докембрия Северной Канады [15]. В Австралии, в провинции Аллигейтор Риверс, залежи высокосортных урановых руд прослеживаются в нижнепротерозойских породах вдоль зоны сбросов, протягивающейся на 19 км [6]. В Индии урановые месторождения южной Бихары контро-



- 1 6
- 2 7
- 3 8
- 4 9
- 5 10

св. 443



лируются зонами трещиноватости, приуроченными к надвиговому поясу Сингбум длиной около 160 км, обрамляющему с севера одноименный блок гранитоидов [1].

По современным представлениям [15] жильные урановые месторождения образуются в результате мобилизации урана из материнских кристаллических либо осадочных пород и его неоднократного перемещения и переотложения в той или иной тектонической зоне, попав в которую он сохраняется длительное время, вовлекаясь периодически в миграцион-

ные циклы. Как отмечает Э.Э.Н. Смит [15], это особенно ярко выражено на Канадском щите, где в каждом рудном районе, приуроченном к зоне крупных тектонических нарушений, обычно развиты месторождения нескольких различных типов и рудообразование охватывает широкий возрастной диапазон.

Это согласуется с развиваемой в наших работах концепцией радиолитического механизма миграции урана [3, 4], в соответствии с которой в результате радиолиза воды в древних докембрийских щитах существовали геохимические предпосылки для его длительной перманентной мобилизации из массивов горных пород и накопления в зонах трещиноватости. В последних продолжались процессы радиолиза воды с образованием двух сортов радикалов — окислителей и восстановителей, взаимодействуя с которыми, уран, в зависимости от конкретных геолого-геохимических условий зон, мог рассеиваться по всей зоне либо концентрироваться в ее части, образуя временные скопления, рассматриваемые ныне как рудопроявления и месторождения. Можно, следовательно, считать, что в общем случае зоны тектонических нарушений, более водообильные по сравнению с ненарушенными массивами кристаллических пород, являются одновременно и более обогащенными ураном — одним из элементов-источников радиоактивных излучений в системе вода—горная порода.

Наряду с ураном и в значительно большей степени, чем уран, в создании радиоактивных аномалий в пределах зон трещиноватости участвуют продукты распада всех трех природных радиоактивных семейств. В результате протекания сложного комплекса физических и химических процессов, связанных с явлением ядерной отдачи и разрушением кристаллической решетки минералов, продукты радиоактивных превращений преимущественно накапливаются в подземных водах. Так, соотношение активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в подземных водах нередко, особенно для гранитных массивов и других изверженных пород, составляет 3—4, достигая иногда 6—8 и даже 10—12 [16, 17]. Радий в свою очередь довольно часто содержится в подземных водах в количествах, на один-два порядка превышающих те, которые соответствуют равновесию с ураном. Хорошо также известно, что воды древних щитов резко обогащены радоном и гелием и их максимальные концентрации обычно приурочены к зонам нарушенных трещиноватых пород. Являясь путями миграции отмеченных и других радиоактивных эманаций и областью накопления активных осадков слабоподвижных продуктов их распада, зоны повышенной обводненности кристаллических пород выделяются, таким образом, в виде положительных изотопных геохимических аномалий и положительных аномалий гамма-активности.

Важной региональной закономерностью взаимосвязи радиоактивности и обводненности кристаллических пород, достаточно отчетливо установленной на Украинском щите, является то, что статистически обводненность снижается от наиболее радиоактивных архей-нижнепротерозойских гранитов к менее радиоактивным и более молодым основным и ультраосновным породам. Среди разновозрастных и однотипных пород (гранитов) повышенной водообильностью отличаются не крупнозернистые разновидности, как следовало ожидать, исходя из их меньшей физико-механиче-

ской прочности, а более радиоактивные мелкозернистые разновидности. Например, мелкозернистые граниты житомирского типа более водообильны по сравнению с порфиридовидными гранитами кировоградского типа [11, 12]. Соответственно средние содержания урана и тория в первых составляют $6,7 \cdot 10^{-4}\%$ и $4,5 \cdot 10^{-3}\%$, а во вторых — $2,7 \cdot 10^{-4}\%$ и $1,3 \cdot 10^{-3}\%$ [2].

Эта общая закономерность, как и наблюдавшиеся конкретные случаи совмещения зон повышенной радиоактивности и повышенной водообильности вне тектонических нарушений и в отрыве от зоны атмосферного выветривания, может быть объяснена лишь исходя из представлений радиационной физики твердого тела и радиационной химии, заложивших основы интенсивно развивающихся ныне направлений радиационной минералогии [13, 14] и радиационной геохимии [4]. В областях концентрации радиоактивных элементов процесс облучения, длящийся на протяжении сотен миллионов и миллиардов лет с относительно повышенной интенсивностью, ведет к общему нарушению сил кристаллического поля минералов, следствием чего является снижение их плотности, увеличение объема и линейных размеров, а в конечном итоге появление разрывов и трещин. При попадании в трещины воды происходит, с одной стороны, дальнейшее нарастание механических напряжений из-за расклинивающего действия ее молекул, проникающих внутрь кристаллов и адсорбирующихся на многочисленных радиационных центрах, и из-за радиационного газообразования, а с другой стороны, — интенсивное избирательное растворение (выщелачивание) ослабленных и нарушенных излучением участков кристаллической решетки минералов.

Как известно, в практике ядерно-химических исследований для регистрации осколочных ядер применяются специальные стеклянные пластинки. На них при травлении участки, куда попали осколочные ядра, растворяются более интенсивно, и в этих местах образуются отчетливо выделяющиеся под микроскопом лунки. Их размеры в сотни раз больше первоначального следа, оставленного осколком. В наших экспериментах по воздействию радиоактивных излучений на растворимость в воде породо- и рудообразующих минералов в некоторых облученных пробах содержание кремнекислоты в воде на порядок и более превышало растворимость кварца и аморфного кремнезема при нормальных условиях [4]. Закономерным следствием воздействия радиации на систему кварц—вода является повышенная интенсивность растворения кварца на урановых месторождениях, нашедшая свое выражение в коррозии и замещении рудными или силикатными минералами терригенного кварца песчаников инфильтрационных месторождений [8], а также вторичном окварцевании горных пород в окрестностях месторождений и рудопроявлений урана [7].

В экспериментах [4] наряду с кварцем под воздействием излучения на систему вода—порода в раствор переходили многие катионы, включая уран, а также появились соединения, свидетельствующие о протекании сернокислого, углекислого и им подобных радиолитических процессов, характерных обычно для атмосферного выветривания, которые в свою очередь способствуют растворению и выщелачиванию минералов. Идея повышенной растворимости треков ядер отдачи с успехом использована

в качестве одного из механизмов для объяснения фракционирования естественных радиоактивных изотопов и нарушения радиоактивных равновесий в твердой и жидкой фазах горных пород, в частности для изотопной пары $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в работе [17].

С позиций участия энергии ядерных излучений радиоактивных элементов, содержащихся в горных породах, в процессах радиационного выветривания последних находит логичное объяснение связь повышенной обводненности кристаллических пород с их радиоактивностью, в частности факт, вызвавший некоторое недоумение у наблюдавших его исследователей, что пористость и проницаемость рудных альбититов в пределах уранового месторождения гранито-гнейсового комплекса пород в несколько раз выше, чем в безрудных [5]. Увеличение пористости и проницаемости в пределах уранового рудного тела отмечается также на ряде других месторождений в докембрийских породах, например на канадском месторождении Рэббит-Лейк [9].

Таким образом, наблюдающиеся симбатные проявления взаимосвязи радиоактивности и водообильности кристаллических пород докембрийских щитов являются закономерным следствием, с одной стороны, накопления и миграции в зонах трещиноватости урана и радиоактивных эманаций, а с другой, — более интенсивного протекания в зонах с исходно повышенной радиоактивностью процессов радиационного выветривания горных пород. Значение установленных закономерностей для гидрогеологии заключается в том, что благоприятные для обнаружения подземных вод участки и зоны повышенных водопритоков в кристаллических породах древних щитов могут быть оконтурены радиометрическими методами. Кроме того, учет радиационного выветривания позволяет более оптимистично оценивать перспективы водоносности кристаллических пород на глубинах свыше 50–100 м, т.е. за пределами зоны атмосферного выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакстрем Дж.У. Прочие урановые месторождения. — Тр. симпоз. по образованию месторождений урана. Афины, 1974. М.: Мир, 1976, с. 619–643.
2. Средние содержания урана и тория в главнейших типах горных пород Украинского щита/Я.Н. Белевцев, Ю.П. Егоров, В.К. Титов и др. — Геологический журнал, 1975, т. 35, вып. 4, с. 96–117.
3. Вовк И.Ф. Радиолиз подземных вод и некоторые особенности уранового рудообразования. — Геологический журнал, 1978, т. 38, № 5, с. 71–79.
4. Вовк И.Ф. Радиолиз подземных вод и его геохимическая роль. М.: Недра, 1979. 238 с.
5. Гречишников Н.П., Зинченко В.А., Крамар О.А. и др. О причинах связи уранового оруденения с натриевыми метасоматитами — Геологический журнал, 1974, т. 34, вып. 1, с. 75–84.
6. Додсон Р.Г., Нидхем Р.С., Уилкс П.Г. и др. Урановое оруденение в провинции Рам-Джангл-Аллигейтор Риверс. Северная территория, Австралия. — В кн.: Тр. симпоз. по образованию месторождений урана. Афины, 1974. М.: Мир, 1976, с. 564–582.
7. Евсеева Л.С., Перельман А.И., Иванов К.Е. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М.: Атомиздат, 1974. 280 с.
8. Королев К.Г., Моисеев Б.М., Шмаринович Е.М. Об учете растворимости минеральных компонентов при определении абсолютного возраста урановых руд. — Изв. АН СССР.-Сер. 4, Геология, 1977, № 4, с. 74–85.

9. Ниппинг Г.Д. Концепции гипергенного и гипогенного накопления урана в Рэббит-Лейк, Саскачеван, Канада. — Тр. симпоз. по образованию месторождений урана. Афины, 1974. М.: Мир, 1976, с. 543—563.

10. Огильви А.А., Матвеев Б.К., Онин Н.М. Геофизические методы исследований в гидрогеологии: Справочное руководство гидрогеолога. Л.: Недра, 1967, т. 2, с. 110—136.

11. Руденко Ф.А. Гидрогеология Украинского кристаллического массива. М.: Гбсгеолтехиздат, 1958, 216 с.

12. Руденко Ф.А., Панкратьева Н.П. Водоносность докембрийских и палеозойских кристаллических пород. — Гидрогеология СССР, т. V. М.: Недра, 1971, с. 103—111.

13. Сидоренко А.В. О значении физических теорий и методов для исследования минерального вещества. — Изв. АН СССР. Сер. 4, Геология, 1977, № 4, с. 5—8.

14. Сидоренко Г.А. Радиационная минералогия. — Зап. ВМО, Сер. 2, 1978, ч. 107, вып. 4, с. 487—490.

15. Смит Э.Э.Н. Обзор современных концепций об источниках урана в жильных месторождениях. — В кн.: Тр. симпоз. по образованию месторождений урана. Афины, 1974. М.: Мир, 1976, с. 527—542.

16. Чалов П.И. Изотопное фракционирование природного урана. Фрунзе: Илим, 1975. 236 с.

17. Fleischer R.L., Raabe O.G. Recoiling alpha-emitting nuclei. Mechanisms for uranium series disequilibrium. — Geochim. et cosmochim. acta, 1978, vol. 42, N 7, p. 973—978.

УДК 546.791.02.551.49

П.И. ЧАЛОВ, Т.В. ТУЗОВА, В.М. АЛЕХИНА,
В.В. КОМИССАРОВ, К.И. МЕРКУЛОВА, Н.А. СВЕТЛИЧНАЯ
**О ГЕНЕЗИСЕ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД КУРОРТНОЙ ЗОНЫ
ПОБЕРЕЖЬЯ оз. ИССЫК-КУЛЬ ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ**

Исследования вод разломов в пределах Северной Киргизии показали [2, 4, 3], что эти воды на фоне вод четвертичных отложений могут быть выделены по изотопным параметрам. Для вод разломов наряду с повышенным содержанием ^4He характерно повышенное содержание ^{222}Rn , заметно более высокие значения отношений $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$, $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, а также существенно более низкое содержание ^{238}U . Некоторые из этих параметров теряют свою информативность при естественных выходах вод на дневную поверхность и в условиях радиоактивных аномалий. Такой прием выделения вод разломов на фоне других вод был проверен и дал положительный результат на источниках, которые приурочены к разломам по геотектоническим данным.

В связи с проведением работ по детальной разведке и подсчету запасов термальных вод в курортной зоне оз. Иссык-Куль, возникла практическая необходимость выяснения генезиса термальных вод Чолпон-Атинского месторождения. По последним геологическим данным [1] термальные воды этого месторождения — скорее всего пластовые, в то время как все другие воды северной Киргизии — типичные воды разломов земной коры. Для выяснения принадлежности термальных вод Чолпон-Атинского месторождения к водам разломов на этом месторождении были проведены изотопные исследования.

Район Чолпон-Атинского месторождения термоминеральных вод расположен в средней части пологого северного крыла межгорного

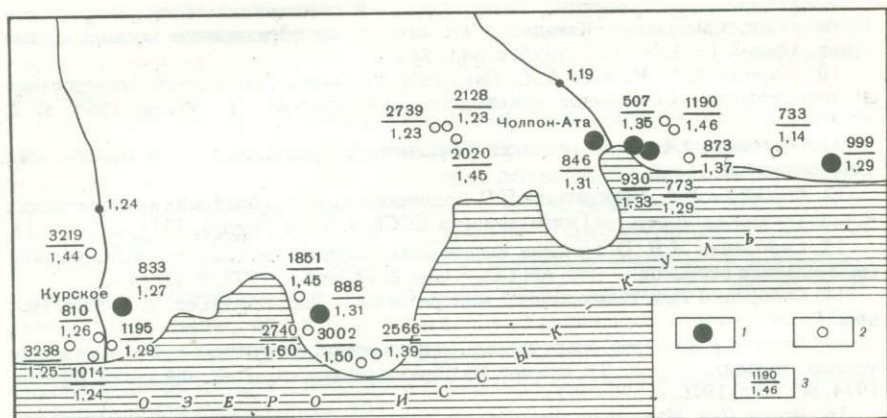


Рис. 1. Схема расположения скважин

1 — глубокие скважины; 2 — неглубокие скважины, 3 — $\frac{\text{номер скважины}}{234U/238U}$

Иссык-Кульского артезианского бассейна, сформированного альпийской складчатостью. Северная часть рассматриваемого района сложена метаморфическими, интрузивными и эффузивными породами палеозоя, образующими высокогорный хребет Кунгей-Ала-Тоо. Южнее палеозойские породы перекрыты спокойно залегающими неоген-четвертичными отложениями киргизской, иссык-кульской и шарпылдакской свит. Они представлены сложным чередованием песчаников, алевролитов, конгломератов с подчиненными прослоями глин и мергелей. На отложениях шарпылдакской свиты в пределах предгорной и озерной равнин залегает толща крупно- и среднегалечных отложений с песчано-глинистым заполнителем плейстоценового возраста.

Для района месторождения характерно наличие трех водоносных комплексов, соответствующих перечисленным выше структурным ярусам. Верхний водоносный комплекс приурочен к четвертичным отложениям и включает горизонты безнапорных пресных вод с минерализацией 0,2–0,3 г/л гидрокарбонатно-кальциево-магниевого состава. Водоносный комплекс нижнечетвертично-плиоценовых отложений развит в районе фрагментарно и характеризуется слабоминерализованными (0,5–2,0 г/л) водами гидрокарбонатно-сульфатного кальциево-магниевого состава. Термоминеральные воды Чолпон-Атинского месторождения приурочены к отложениям иссык-кульской свиты. Они вскрыты с глубин 910–1495 м. Минерализация вод 0,8–2,2 г/л на западе и 15–40 г/л в восточной части месторождения. Химический состав соответственно сульфатно-хлоридный натриевый и хлоридный натриево-кальциевый. Слабоминерализованные и высокоминерализованные воды разделены разломом, заполненным глинистым материалом, между западным (Курским) и восточным (Чолпон-Атинским) блоками [4]. Нижний водоносный комплекс киргизской свиты, благодаря значительному преобладанию водонепроницаемых пород, служит нижним водоупором для водоносного комплекса иссык-кульской свиты.

**Изотопные показатели термальных вод Чолпон-Атинского месторождения
на фоне тех же показателей в водах четвертичных отложений**

Исследованные параметры	Номера термальных скважин					
	833	888	846	930	773	999
Температура, °C	44	50	45	35	48	49
Минерализация, г/л	0,88	2,8	16	22	21	40
^4He , мл/л	7±1	15±1	18±2	42±2	—	70±5
^{222}Rn , 10 ⁻² мл/л	(0,007)	(0,03)	(0,008)	(0,02)	(0,02)	(0,006)
эман	14±2	12±1	26±1	18±2	—	13±1
^{226}Ra , 10 ⁻¹³ Ки/л	(7±2)	(5±1)	(12±1)	(11±4)	(11±4)	(19±2)
^{238}U , 10 ⁻⁶ г/л	8±1	9±2	15±3	5±1	60±10	56±9
$^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$	(3±1)	(10±2)	(4±1)	(5±1)	(5±1)	(14±2)
^{238}U , 10 ⁻⁶ г/л	0,8±0,1	0,33±0,03	0,25±0,02	1,0±0,1	0,24±0,04	0,34±0,06
$^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$	(3±1)	(5±1)	(8±1)	(17±2)	(17±2)	(9±1)
$^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$	1750	1333	1733	3600	—	232
	(2333)	(500)	(3000)	(2200)	(2200)	(1357)
$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	3,0	8,9	18,0	1,5	74	49
	(0,3)	(0,6)	(0,15)	(0,09)	(0,09)	(0,46)
	1,27±0,02	1,31±0,02	1,28±0,03	1,33±0,02	1,29±0,01	1,29±0,01
	1,26±0,01	1,49±0,04	1,23±0,01	1,39±0,03	1,30±0,03	1,14±0,01

Примечание. Газовые показатели вод скважины 773 не определены, так как откачка проводилась эрлифтовым насосом.

При проведении изотопных исследований опробовано на содержание ^4He , ^{222}Rn , ^{226}Ra , ^{238}U и отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 6 скважин термальных вод и 15 скважин вод четвертичных отложений. Поверхностные воды в пределах месторождения представлены р. Чолпон-Ата. Расположение исследованных скважин показано на рисунке. Все глубокие скважины вскрывают термальные воды (35–50°C), мелкие (глубиной 30–160 м), в данном случае "фоновые" воды четвертичных отложений. Скважины 833 и 888 отделены от остальных глубоких скважин разломом, о котором упоминалось выше. В таблице приведены значения изотопных параметров термоминеральных вод изученного месторождения на фоне значений тех же параметров для вод четвертичных отложений.

Из приведенных данных видно, что термальные воды имеют повышенную концентрацию ^4He , немного большую, чем воды четвертичных отложений (но не во всех случаях) концентрацию ^{222}Rn , весьма низкое содержание ^{238}U и более высокое значение отношения $^{226}\text{Ra}/^{238}\text{U}$. По этим признакам термоминеральные воды можно было бы отнести к водам разломов. Однако этому противоречат данные по изотопному составу урана. Во-первых, отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = \gamma$ для всех скважин термальных вод в пределах ошибок измерений одно и то же, что говорит об общем

источнике вод. Во-вторых, для большинства скважин термальных вод значение γ или такое же, как и в водах четвертичных отложений, или меньше. Лишь в водах скважины 999 значение γ несколько больше, чем в фоновых водах. Кроме того, отношение $^{222}\text{Rn}/^{226}\text{Ra}$ только для двух термальных скважин выше, чем в водах четвертичных отложений, а в остальных — значительно ниже.

Сумма полученных результатов не позволяет утверждать, что термальные воды Чолпон-Атинского месторождения можно однозначно отнести к водам разломов. Более того, одинаковый для всех скважин изотопный сдвиг между ^{234}U и ^{238}U приводит к выводу, что исследованные термоминеральные воды — воды пластовые, имеющие общий источник питания.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Беляев А.В., Раманкулов Б.А. и др.* Термальные минеральные воды на побережье Иссык-Куля. — Разведка и охрана недр, 1978, № 9, с. 48—49.
2. *Булашевич Ю.П., Чалов П.И. и др.* Содержание гелия и соотношения между изотопами уранового ряда в водах зон разломов Северной Киргизии. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 1, с. 78—84.
3. *Булашевич Ю.П., Чалов П.И. и др.* О выявлении вод разломов земной коры по радионуклидным параметрам в районах с аномальной радиоактивностью пород. — ДАН СССР, 1977, т. 233, № 3, с. 322—324.
4. *Чалов П.И., Тузова Т.В. и др.* Исследование возможностей идентификации вод разломов по радиологическим параметрам. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 9, с. 77—86.

УДК 546.02.551.49

Л.Г. БОНДАРЕВ, В.Л. ЗВЕРЕВ, А.И. СПИРИДОНОВ ИЗОТОПЫ УРАНА И ПЛУТОНИЯ В ЛЕДНИКАХ И ВОДАХ ИССЫК-КУЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЫ

Поступление техногенного ^{239}Pu на поверхность Земли началось 16 июля 1945 г., когда в США взорвали первое ядерное устройство с плутонием. Основная масса ядерных испытаний была завершена в ноябре 1958 г., и с тех пор значительных глобальных загрязнений земной поверхности продуктами ядерных взрывов не было. Исследование выпадений в Южной Канаде показало, что отношение активности $^{90}\text{Sr}/^{239}\text{Pu} = 70$ и было довольно постоянно в 1958—1960 гг. [3].

Известно соотношение $^{137}\text{Sr}/^{239}\text{Pu} = 122$, полученное Осборном для выпадений в Англии [4].

В районе Ленинграда выпало $30,5$ мккюри/км 2 ^{90}Sr и $59,8$ мккюри/км 2 ^{137}Cs [1].

Используя эти величины и данные о соотношении $^{90}\text{Sr}/^{239}\text{Pu}$ и $^{137}\text{Sr}/^{239}\text{Pu}$, получим

$$^{239}\text{Pu} = ^{90}\text{Sr}/70 = 30,5/70 \approx 0,43;$$

$$^{239}\text{Pu} = ^{137}\text{Cs}/122 = 59,8/122 \approx 0,48.$$

$$0,43 \text{ милликюри/км}^2 = 7,0 \cdot 10^{-13} \text{ г/см}^3.$$

Прямых определений техногенного ^{239}Pu в земных объектах не описано, поэтому, проводя изучение изотопии урана в водах Иссык-Кульской котловины, мы предприняли попытку определить уровень техногенного загрязнения плутонием (таблица). Высокая минерализация атмосферных осадков северного Тянь-Шаня должна благоприятствовать концентрированию атмосферных аэрозолей в ледниках северного Тянь-Шаня, которые можно считать удобными объектами для определения величины техногенного загрязнения ^{239}Pu .

Мы исследовали изотопный состав урана и плутония на леднике Кара-Баткак, в водах моренного озера, реки Чон-Кызыл-Су и оз. Иссык-Куль. Проба была отобрана на языке ледника в 1 км выше моренного озера, которое, так же как и лед, содержит огромное количество золы глины, придающей льду и воде характерный пепельный цвет. Отбор пробы воды о. Иссык-Куль выполнен с судна "Орион" с помощью батометров БМ-48 в районе мыса Кара-Булун. Концентрирование радиоактивных элементов осуществлялось на месте отбора пробы. В качестве соосадителя использовалась гидроокись железа. В лаборатории была выполнена радиохимическая очистка и электролитическое осаждение урана и плутония на полированные диски из нержавеющей стали [2]. Для определения химического выхода к пробе воды р. Чон-Кызыл-Су был добавлен в качестве трассера ^{238}Pu в количестве 20 распадов/мин. В остальные пробы ^{238}Pu не добавлялся, чтобы избежать маскировки техногенного ^{238}Pu , который выпадал на земную поверхность наряду с основным носителем радиоактивного загрязнения плутонием — изотопом ^{239}Pu . Для расчета содержания плутония и урана использовали данные по химическому выходу для пробы р. Чон-Кызыл-Су, полагая, что в остальных пробах химический выход составлял в среднем 25%, а разделение плутония и урана при радиохимических процедурах не происходит [2]. Изотопный состав урана определялся альфа-спектрометрическим методом с помощью спектрометра "Амур-1". В качестве детектора альфа-частиц использовался полупроводниковый поверхностно-барьерный детектор с рабочей площадью 2 см^2 и собственным разрешением 1,6%. Эффективность регистрации при выбранной геометрии составляла 40% (2П). Полученные результаты представлены в таблице.

Значительное содержание урана в леднике ($2,1 \cdot 10^{-7}\%$) обусловлено присутствием тонкодисперсной золы пыли, которая пропитывает всю массу льда. Основная масса урана связана здесь, по-видимому, с нерастворимыми механическими примесями. Изотопный состав урана льда оказался равным $1,00 \pm 0,05$, что свидетельствует в пользу такого заключения.

Содержание урана в ледниковом моренном озере несколько больше, а изотопный состав сдвинут в сторону незначительного избытка изотопа ^{234}U , что свидетельствует о некотором выщелачивании урана из окружающих пород. Воды р. Чон-Кызыл-Су характеризуются пониженной концентрацией урана и значительным сдвигом изотопного отношения $^{234}\text{U} / ^{238}\text{U} = 1,23 \pm 0,03$, что указывает на преобладание урана, выщелоченного из окружающих пород. Воды оз. Иссык-Куль имеют изотопный состав урана, соизмеримый с изотопным составом питающих рек. Таким образом, полученные данные подтверждают золотое происхождение глинистых наносов ледника Кара-Баткак.

**Содержание урана, его изотопов и плутония
в ледниках и водах Иссык-Кульской котловины**

Наименование пробы	U, 10^{-7} %	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	^{239}Pu , 10^{-14} %
Лед, язык ледника Кара-Баткак	2,1	1,00±0,05	< 1
Вода, ледниковое озеро Кара-Баткак	3,2	1,12±0,02	< 2
Вода, р. Чон-Кызыл-Су, 10 км ниже ледника	1,2	1,23±0,03	< 0,4
Вода, оз. Иссык-Куль, мыс Кара-Булун	—	1,21±0,05	< 1

Присутствия техногенного плутония (^{239}Pu и ^{238}Pu) в исследованных пробах не обнаружено. Низкая активность в области линии 5,15 Мэв (^{239}Pu) позволила оценить только верхний предел содержания ^{239}Pu , который составил не более $2 \cdot 10^{-14}$ %.

Авторы глубоко благодарны кандидатам геогр. наук Р.Д. Забирову, Р.Р. Забировой, Н.Д. Кожевниковой, В.Н. Коротаеву, А.Н. Диких и аквалангистам новосибирского клуба "Нептун" за содействие в отборе проб.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гидеонов Л.И., Жилкина М.И. Выпадения долгоживущих изотопов ^{90}Sr и ^{137}Cs в окрестностях Ленинграда в 1961–1963 гг. — В кн.: Радиоактивные изотопы в атмосфере и их использование в метеорологии. Науч. конф. по ядер. метеорологии. Обнинск, 1964. М.: Атомиздат, 1965, с. 112–115.
2. Зверев В.Л. Методы исследования природного плутония. — Радиохимия, 1968, т. 10, № 1, с. 116–118.
3. Crummit W., Guthrie J. Assessment of the radiation dose to Canadian from fallout. — Canad. J. Phys., 1964, vol. 42, N 2, с. 3–7.
4. Osborne R. Plutonium-239 and other nuclides in ground level ice and human lungs during spring 1962. — Nature, 1963, vol. 199, N 4889, p. 4889–4893.

УДК 546.02.551.49

Н.А. ТИТАЕВА

**РАДИОАКТИВНЫЕ ИЗОТОПЫ В ХЛОРИДНО-КАЛЬЦИЕВЫХ РАССОЛАХ
И ЗАГРЯЗНЕНИЕ ВНЕШНЕЙ СРЕДЫ**

Работами 20–30-х годов нашего века было установлено повышенное содержание радия в пластовых водах нефтяных месторождений [4, 7, 9, 11, 12, 14–16, 20].

Помимо основного изотопа радия — ^{226}Ra (ряд урана) в этих водах были обнаружены высокие концентрации и других его изотопов: ^{228}Ra (MsTh) и ^{224}Ra (ThX), принадлежащих ряду тория [4, 5, 9, 22]. В.И. Вернадский сделал вывод о том, что радием наиболее богаты хлоридно-кальциевые пластовые воды нефтяных месторождений. Источни-

ком радия могут быть породы. Присутствие короткоживущих изотопов радия указывает на то, что образовавшие их соединения тория находятся сейчас в контакте с этими водами. Высокая радиоактивность этих вод должна вызывать разложение воды на H_2 и O_2 [7]. В.И. Баранов и Л.И. Курбатов, исходя из предположения об одинаковой степени поступления изотопов радия в воды из пород, которые являются источником радия, рассчитали отношение Th/U в породах на основании величины $^{228}Ra/^{226}Ra$ в пластовых водах. Полученная цифра торий-уранового отношения — 2,65 вполне соответствовала этой величине в осадочных породах [4].

Л.В. Комлев [9] определил геохимические причины, обусловившие накопление радия в нефтяных водах. Он подчеркнул, что обогащенные радием воды принадлежат к определенному хлоридно-кальциевому типу и всегда связаны с нефтью. Источником радия являются породы, вмещающие воды в настоящее время. На это указывает соотношение между радием и его изотопами ториевого ряда. Мы имеем дело с атомами радия, которые недавно перешли в раствор. Нет основания говорить о равновесии рассолов с древними породами, о какой-то начальной радиоактивности воды или о скоплении урановых руд. Вполне достаточно того процесса, который сейчас идет между породой и водой. Большие количества Ba и Sr в этих водах и отсутствие сульфатов обеспечивают особенно благоприятные условия для удержания радия в растворе. Вынос радия происходит и в других случаях, но он не удерживается в растворе.

Следующая серия работ по изучению радиоактивности пластовых вод была выполнена в 50-70-е годы с нефтепоисковыми целями [2, 8, 13, 19]. Эти работы на огромном фактическом материале, охватывающем основные нефтегазоносные бассейны, подтвердили, что пластовые воды хлоридно-кальциевого типа вблизи залежей нефти и газа отличаются высоким содержанием радия (до $n \cdot 10^{-9}$ г/л). Фоновые концентрации не выходят за пределы $n \cdot 10^{-11}$ г/л. Для хлоридно-кальциевых рассолов типична низкая концентрация урана ($n \cdot 10^{-7}$ г/л), следствием чего является сдвиг радиоактивного равновесия между радием и ураном на несколько порядков. Эффект увеличивается по направлению к контакту с углеводородами. Было высказано предположение, что присутствие углеводородов увеличивает растворимость солей радия в подземных водах [8]. В качестве источников радия одни авторы называли как водовмещающие породы, так и нефть, в которой радий образуется из урана [8, 19]. Другие авторы доказывали, что радий образуется исключительно за счет пород [13].

Повышенная радиоактивность пластовых вод позволяет предположить, что в случае их поступления на земную поверхность они могут вызвать локальные радиоактивные загрязнения почвенно-растительного покрова. Использование загрязненных пластовыми водами участков для нужд сельского хозяйства может привести к попаданию повышенных концентраций радия в пищевые продукты, что является нежелательным.

В плане работ по проблеме охраны окружающей среды была ранее изучена радиоактивность одного из таких районов [10]. Район является старым нефтепромыслом, где в течение 30 лет на поверхность почв изливались пластовые воды из буровых скважин. Воды представляли собой рас-

Т а б л и ц а 1
Изоотопные спектры радиоактивных рядов
для загрязненных почв (ед. активности) [18]

Глубина, см	Ряд урана			
	^{238}U	^{234}U	^{230}Th	^{226}Ra
Дерново-луговая				
0-5	1	1,88	190,4	2653
5-10	1	1,22	112,0	3481
10-15	1	1,20	36,8	2301
15-20	1	0,88	13,3	4173
20-25	1	—	—	—
25-30	1	0,52	7,6	71,9
35-40	1	0,58	—	4,4
40-45	1	0,63	2,0	3,1
45-50	—	—	—	—
Дерново-подзолистая				
0-5	1	2,39	9,4	1206
5-15	—	—	—	—
15-25	1	1,38	13,0	333,8
25-40	1	1,24	13,4	7,4
40-50	1	1,07	9,4	3,8
50-70	1	1,15	9,7	5,3
70-100	1	1,64	8,7	2,7

сол хлоридно-натриево-кальциевого типа и характеризовались повышенными концентрациями Ba, Sr, Br, I и Ra ($^{226}\text{Ra} - 8,0 \cdot 10^{-9}$ г/л; $^{228}\text{Ra} - 2,2 \cdot 10^{-11}$ г/л; Ra — $2,0 \cdot 10^{-14}$ г/л) [4, 5, 6, 20]. Несмотря на то что поступление вод прекратилось около 20 лет назад, гамма-активность поверхности на участках нефтепромысла в настоящее время более чем в 100 раз превышает гамма-активность окружающих почв. Не вызывает сомнения, что источником аномальной радиоактивности были пластовые воды.

Радио-изотопно-геохимические исследования, выполненные в этом районе с нашим участием, дали результаты, приведенные в табл. 1 [18]. Распределение концентраций радионуклидов по глубине почв двух типов даны в форме изотопных спектров в равновесных единицах урана для ряда урана и равновесных единицах тория для ряда тория. Концентрации родоначальников рядов приняты за единицу. Такая форма позволяет оценить отклонения от радиоактивного равновесия в каждом из рядов.

Сравнение концентраций радионуклидов в почвах загрязненных участков и аналогичных почвах за пределами загрязнения показало, что для изотопов урана и ^{232}Th они значимо не различаются. Для почв загрязненных участков содержание ^{238}U находится в пределах $(1,0 \div 3,4) \cdot 10^{-6}$ г/г, $^{232}\text{Th} - (0,4 \div 1,7) \cdot 10^{-5}$ г/г. Радиоактивное равновесие между ураном и радием в большинстве горизонтов незагрязненных почв сдвинуто в сторону ^{226}Ra и достигает примерно 3. Почвы нефтепромысла характеризуют-

Ряд урана		Ряд тория			
$^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$	^{232}Th	^{228}Th	^{224}Ra	$^{224}\text{Ra}/^{226}\text{Th}$	
Дерново-луговая					
14,7	1	374,6	58,3	0,37	
32,7	1	251,9	9,0	0,13	
67,5	1	60,2	23,9	0,46	
299,0	1	69,1	36,0	0,7	
68,1	1	48,8	—	—	
10,4	1	2,3	3,5	0,83	
—	1	5,5	5,7	0,92	
2,0	1	1,6	2,0	0,82	
2,6	1	49,6	40,5	1,0	
Дерново-подзолистая					
140,2	1	65,2	326	0,67	
24,5	1	72,9	26,7	0,44	
27,7	1	48,1	12,0	0,32	
0,6	1	34,0	7,9	0,36	
0,5	1	23,2	3,7	0,25	
0,4	1	9,0	3,1	0,35	
0,6	1	8,8	5,8	0,57	

ся совершенно иными спектрами. Наблюдается разное (в $n \cdot 10^2 \div n \cdot 10^3$ раз) отклонение от радиоактивного равновесия в сторону дочерних продуктов как для ряда урана, так и для ряда тория. Так, концентрация ^{226}Ra в отдельных горизонтах более чем в 3–4 тыс. раз превышает равновесную с ураном концентрацию и достигает $2,6 \cdot 10^{-9}$ г/г. Среднее содержание радия за пределами загрязнения $2,2 \cdot 10^{-12}$ г/г. Активность ^{228}Ra не определялась. О ней можно лишь судить по активности его продукта распада ^{228}Th , так как за 20 лет, прошедших после загрязнения, между ними должно установиться радиоактивное равновесие. Исходя из наблюдаемой в настоящее время активности ^{228}Th и учитывая распад ^{228}Ra за 20 лет можно рассчитать, что первоначальная концентрация почти в 3 тыс. раз превышала равновесную с ^{232}Th величину.

Приближенный расчет Th/U по отношению $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ дает цифры в пределах 2–3, что соответствует подобной оценке в водах, вызвавших загрязнение [4]. Первоначальная активность ^{228}Th в этих водах составляла 4% от активности ^{228}Ra [5]. О соотношении дочерних изотопов тория и радия в ряду урана мы можем судить по верхним горизонтам почв, где загрязнение фиксировано прочно. Активность ^{230}Th в них составляет 0,3–10% активности ^{226}Ra . Таким образом, соотношения активностей дочерних изотопов тория и радия в почвах находятся в одних и тех же пределах.

Таблица 2

Изотопный состав тория и ^{226}Ra в дерново-луговой почве с избыточным увлажнением (ед. активности) [18]

Глубина, см	$^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$	^{232}Th	^{230}Th	^{228}Th	^{227}Th
0-5	214,0	1	8,6	46,2	11,8
5-10	544,0	1	3,1	32,1	8,8
10-15	487,0	1	3,1	24,1	10,6
15-20	78,2	1	7,2	14,3	4,2
20-25	382,0	1	4,5	33,2	12,3

Все приведенные выше расчеты свидетельствуют о близости изотопного состава радия и тория в самых верхних горизонтах почв и загрязнивших их водах. Естественно, некоторые различия в прочности фиксации почвой и, следовательно, глубине проникновения радия и тория имеются, что приводит к неизбежному разбросу цифр. В разрезе почвы с повышенным увлажнением зафиксирована высокая активность ^{227}Th (табл. 2). В связи с небольшим периодом полураспада — 18 дней — ^{227}Th , поступивший первоначально с пластовыми водами, распался. Наблюдаемый нами в настоящее время избыточный ^{227}Th мог накопиться лишь из материнского ^{227}Ac , видимо, присутствующего в загрязненных почвах. Приближенный расчет показывает, что воды были обогащены актинием в значительно большей степени, чем торием. Интенсивность поступления в воды актиния приближалась к интенсивности поступления радия.

Из табл. 1 хорошо видно, что аномальная активность дочерних радионуклидов резко убывает с глубиной, приближаясь к соотношениям, характерным для незагрязненных почв. Зона основной активности находится на глубине до 20—25 см. Концентрация радия падает более резко, чем концентрация иония (^{230}Th), особенно для дерново-луговой почвы, богатой органическими и минеральными коллоидами. Эксперименты показали, что воздействие концентрированного раствора CaCl_2 на органоминеральный комплекс торфяных почв сильно повышает прочность фиксации радия [17]. Границы активных зон на поверхности почв также достаточно резкие. Промывание почв атмосферными осадками в течение последних 20 лет не привело к размыву аномальных зон. Контрастный характер распределения загрязняющих радионуклидов по профилям и поверхности почв загрязненных участков, а также близость соотношений отдельных радионуклидов в почвах и поступавших на их поверхность пластовых водах свидетельствует о весьма прочной фиксации изотопов радия, тория и актиния верхними горизонтами почв. Все сказанное позволяет использовать изотопные спектры верхних горизонтов загрязненных почв для реконструкции изотопного состава радиоактивных элементов в пластовых водах, вызвавших загрязнение.

Наши данные позволяют утверждать, что помимо изотопов радия эти воды содержали все продукты распада природных радиоактивных рядов, по крайней мере изотопы Ra, Th, Ac и Rn. Концентрации урана в них бы-

ли низкими, на два-три порядка ниже равновесных с продуктами распада концентраций. Воды отличались низкой активностью ^{232}Th , на два-три порядка отличавшейся от активностей продуктов его распада. Все отмеченные особенности изотопного состава радиоактивных элементов в пластовых водах являются следствием механизма их перехода в эти воды и позволяют оценить характер этого механизма. Отсутствие радиоактивного равновесия в ряду тория, которое восстанавливается практически через 40 лет, в частности огромное обогащение ^{228}Ra ($T_{1/2} = 6,7$ года), не оставляют сомнения в том, что процесс обогащения пластовых вод радионуклидами достаточно быстрый и протекает постоянно и в наше время. Этот вывод относится не только к частному случаю, с которым мы имеем дело, но ко всему типу хлоридно-кальциевых пластовых вод.

Вопрос об источнике радионуклидов также может быть разрешен достаточно однозначно. Мы наблюдали резкое (в 100 раз) разделение изотопов тория при переходе их в пластовые воды. Если бы источником радионуклидов была нефть, то в процессе перераспределения тория между двумя несмешивающимися жидкостями (нефть—вода) изотопы одного и того же элемента тория вели бы себя идентично, чего мы не наблюдаем в действительности. Нефть содержит сравнительно мало тория ($\text{Th}/\text{U} = 0,5 \div 1$ [1]). Переход в воду из нефти изотопов радия различного генезиса — ^{226}Ra (продукт распада урана-238) и ^{228}Ra (продукт распада тория-232) — должен был бы отражать низкое отношение Th/U . Однако расчет отношения Th/U по изотопам радия дает цифры 2,65 [4] или 2—3, что соответствует этой величине в осадочных породах.

Единственным известным в природе процессом, приводящим к заметному разделению изотопов тяжелых радиоактивных элементов является эффект, открытый В.В. Чердынцевым и П.И. Чаловым [21, 23]. Он заключается в преимущественном переходе в раствор тех изотопов радиоактивного элемента, которые образовались в твердом веществе в результате радиоактивных превращений в виде так называемых атомов отдачи и вследствие этого менее прочно связанные в минерале. Пластовые воды значительно обогащены изотопами тория — продуктами распада (^{228}Th и ^{230}Th) на фоне кларковых концентраций материнского ^{232}Th . Это возможно лишь при взаимодействии твердой (породы) и жидкой (пластовые воды) фаз. Все приведенные рассуждения однозначно свидетельствуют, что источником радионуклидов в пластовых водах нефтяных и газовых месторождений являются водовмещающие породы. Об этом же свидетельствует и распределение радия в зоне водонефтяного контакта, которое свидетельствует о переходе этого элемента из воды в нефть, а не наоборот [1, 13].

При выщелачивании из пород интенсивность перехода в воды элементов будет определяться их химическими свойствами: $\text{Ra} > \text{Ac} > \text{U}^{4+} > \text{Th}$ [3]. Хлоридный состав рассолов и их высокая минерализация способствует сохранению выщелоченных из пород микроэлементов. Восстановительная среда на контакте с углеводородами обуславливает восстановление сульфатной серы и обеспечивает сохранение урана в форме слабо растворимого U^{4+} . Практическое отсутствие SO_4^{2-} предохраняет радий от со-

осаждения с сульфатами Ва и Ст, которыми также обогащены эти воды. В результате исследований можно сделать выводы:

1) пластовые воды нефтяных и газовых месторождений хлор-кальциевого типа в значительной степени обогащены не только изотопами радия, но и всеми другими продуктами распада природных радиоактивных рядов. Соотношение радионуклидов должно определяться их химическими свойствами; 2) источником повышенных концентраций радионуклидов в пластовых водах являются водовмещающие породы, которые постоянно обогащают воды радионуклидами; 3) рассолы хлоридно-кальциевого типа способны вызвать стойкое радиоактивное загрязнение почв в случае поступления на земную поверхность.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алекперов Р.А.* Исследование процессов распределения радиоэлементов в нефтях. Автореф. дис. ... канд. хим. наук. Баку, 1960. 15 с.
2. *Алексеев Ф.А., Ермаков В.И., Филонов В.А.* К вопросу о содержании радиоэлементов в водах нефтяных месторождений. — *Геохимия*, 1958, № 7, с. 642–649.
3. *Бабешкин А.М.* Влияние энергии отдачи ядерных превращений в твердых телах на разделение естественных радиоактивных изотопов. Автореф. дис. ... канд. хим. наук. М., 1960. 16 с.
4. *Баранов В.И., Курбатов И.Т.* О содержании радиоэлементов в воде и ее отложениях наземной буровой скважины № 1 Ухтинского месторождения. — В кн.: *Тр. Гос. радиевого ин-та*. Л., 1933, т. 2, с. 139–156.
5. *Бобин П.Л.* Об измерениях ThX по эманации в воде казенной буровой скважины № 1 Ухтинского месторождения. — В кн.: *Тр. Гос. радиевого ин-та*. Л., 1933, т. 2, с. 157–159.
6. *Богоявленский Л.Н.* Ухтинское месторождение радия. — *ДАН СССР*. Сер. А, 1928, № 14–15, с. 268–270.
7. *Вернадский В.И.* К вопросу о радиоактивности нефтяных буровых вод. — *ДАН СССР*. Сер. А, 1930, № 25, с. 339–401.
8. *Гуцало Л.К.* О геохимической связи радиевых аномалий в подземных водах с нефтяными залежами. — *ДАН СССР*, 1967, т. 172, № 5, с. 1174–1176.
9. *Комлев Л.В.* К вопросу о происхождении радия в пластовых водах нефтяных месторождений. — В кн.: *Тр. Гос. радиевого ин-та*. Л., 1933, т. 2, с. 207–221.
10. *Маслов В.И.* О проведении комплексных радиоэкологических исследований в биогеоценозах с повышенной радиоактивностью. — В кн.: *Радиоэкологические исследования в природных биогеоценозах*. М.: Наука, 1972, с. 9–21.
11. *Никитин Б.А., Меркулова М.С.* Радий в пластовых водах и нефтях месторождения Биби-Эйбат. — В кн.: *Тр. Гос. радиевого ин-та*. Л., 1933, т. 2, с. 160–175.
12. *Никитин Б.А., Метелкин Н.В.* Радиоактивность природных рассолов Уральской области, Горьковского края и Башкирской АССР. — *Изв. АН СССР*, 1933, VII сер., № 5, с. 675–681.
13. *Радиохимические и изотопные методы исследования подземных вод нефтегазоносных областей*. М.: Недра, 1975. 272 с.
14. *Самарцева А.Г.* Содержание радиоэлементов в пластовых водах среднеазиатских нефтяных месторождений. — В кн.: *Тр. Гос. радиевого ин-та*. Л., 1937, т. 3, с. 285–304.
15. *Тагеева Н.В.* Геохимические исследования на о. Челекен. — *Тр. Ломоносовского ин-та геохимии, кристаллографии и минералогии*. Л., 1934, вып. 4 (геохимический) с. 5–68.
16. *Тверцин В.С., Милин В.Б.* Радиоактивность буровых вод Грозненского района. — *Нефтяное хозяйство*, 1929, т. 17, № 11–12, с. 656–661.
17. *Титаева Н.А.* О характере связи радия и урана в торфе. — *Геохимия*, 1967, № 12, с. 1493–1499.

18. Титаева Н.А., Таскаев А.И., Овченков В.Я. и др. Особенности формирования изотопного состава U, Th, Ra почв при длительном контакте с радиоактивными пластовыми водами. — Геохимия, 1977, № 9, с. 1368–1375.

19. Филонов В.А. Влияние органического вещества нефти на сдвиг радиоактивного равновесия в водах нефтяных месторождений. — Советская геология, 1964, № 6, с. 144–146.

20. Черепеников А.А. Проявление радиоактивности в Ухтинском районе. — Вестн. геол. комитета, 1928, № 4, с. 18–23.

21. Чалов П.И. Изотопное фракционирование природного урана. Фрунзе: Илим, 1975. 236 с.

22. Чердынцев В.В., Попов А.А. О содержании радиоактивных элементов ториевого ряда в нефтяных водах Туркменской ССР. — В кн.: Тр. Гос. радиевого ин-та. Л., 1937, т. 3, с. 278–284.

23. Чердынцев В.В. Уран-234. М.: Атомиздат, 1969. 308 с.

УДК 546.02.551.49

Н.М. БОНДАРЕНКО, В.С. ЖЕВАГО, К.И. МЕРКУЛОВА,
Т.В. ТУЗОВА, П.И. ЧАЛОВ

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ПРИ ИЗУЧЕНИИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД КАРАДАЛИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (южный Казахстан)

Илийский артезианский бассейн — один из крупных в Казахстане. Он расположен на юго-востоке республики между хребтами Заилийский и Джунгарский Алатау. В последние годы в восточной части бассейна, в урочище Карадала, проведены большие геологоразведочные работы по оценке запасов подземных вод, заключенных, главным образом, в проницаемых отложениях мела и частично среднего и верхнего плиоцена. Воды этих отложений пресные, термальные или субтермальные, нашли широкое применение в народном хозяйстве. В процессе промышленной эксплуатации месторождения по некоторым скважинам стали наблюдаться изменения химического состава и минерализации подземных вод. Причину этого явления с помощью имевшегося гидрогеологического материала объяснить было трудно. В связи с этим был проведен комплекс гидрогеологических и изотопных исследований, включавших наряду с определением минерализации, макро- и микрокомпонентного состава, температуры и расходов вод скважин определение изотопного состава урана, а также оценку концентрации гелия в подземных водах.

Урочище Карадала ограничено хребтом Кетмень с юга и реками Или — с севера и Чарын — с запада. В геолого-структурном отношении описываемая территория является южным крылом восточной части Илийской впадины и представляет моноклираль, полого наклоненную в сторону р. Или и нарушенную рядом разломов широтного и меридионального простираний. Глубина залегания палеозойского фундамента изменяется от выходов на дневную поверхность в пределах Кетменского хребта до 2–3 тыс. м вблизи р. Или.

Основная область питания водоносных горизонтов Карадалинского месторождения находится в пределах Кетменского хребта, где воды

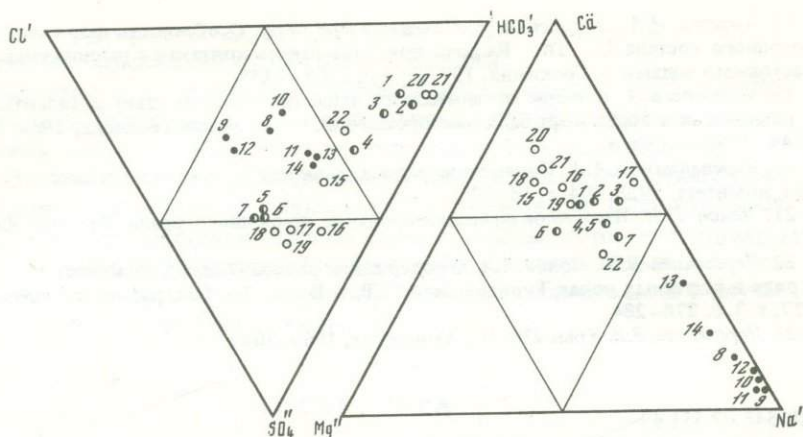


Рис. 1. Химический состав подземных вод Карадалинского месторождения

приурочены к трещиноватым породам и зонам глубинных разломов. Водообильность трещиноватых пород невысокая, и расходы родников редко превышают 0,3–1,5 л/с. Воды их преимущественно гидрокарбонатного кальциевого состава с минерализацией до 0,3 г/л. В родниках, приуроченных к зонам глубинных разломов при аналогичном химическом составе минерализация вод несколько выше – 0,4–0,6 г/л. Источниками питания вод открытой трещиноватости являются атмосферные осадки, а также талые воды, которые дают начало многим ручьям и рекам, теряющимся у предгорий хребта в рыхлообломочных отложениях и идущих на пополнение запасов подземных вод.

В геологическом строении Карадалинского месторождения принимают участие четвертичные отложения, залегающие на породах кайнозоя и мезозоя. Они представлены в верхней части преимущественно валунно-гравийногалечниками с песчаным и глинистым заполнителем. Отложения кайнозоя – преимущественно глинистые с прослоями песков. Породы мезозоя в верхней части (мел) представлены преимущественно мелкозернистыми песками с прослоями глин, а в нижней (юра) – преимущественно глинами (в пределах разведанной толщи). В основании мезо-кайнозоя залегают породы палеозоя.

Подземные воды Карадалинского месторождения вскрыты многими разведочными и эксплуатационными скважинами, главным образом из верхнемеловых отложений. Выходы этих отложений на дневную поверхность наблюдаются у подножий Кетменского хребта на юге, а к северу от него покрыты осадками кайнозоя и вскрываются скважинами на глубинах 130–150 м и до 1400 м вблизи р. Или. Водовмещающими породами служат тонкозернистые кварцево-сланцистые пески с прослоями плотных глин, мощность которых колеблется от 0,5 до 26 м. Эти глины делят водоносный комплекс верхнемеловых отложений на ряд самостоятельных водоносных горизонтов. Суммарная мощность водовмещающих пород колеблется от нескольких метров в южной части месторождения до 80–175 м в пределах основного водозабора.

Таблица 1

Основные типы и изотопный состав урана вод
Карадалинского месторождения

Тип вод	Количество опробован- ных водоис- точников	Минерализа- ция*, г/л	Содержание урана*, 10 ⁻⁶ г/л	²³⁴ U/ ²³⁸ U*
Восточная часть				
I Гидрокарбонатный кальциевый	4	0,3 (0,2–0,5)	4 (1,3–6,3)	2,2 (1,99–2,69)
II Смешанный HCO ₃ –SO ₄ –Cl Ca–Na–Mg	14	0,5 (0,37–0,85)	5 (1,2–24,5)	2,3 (1,41–3,29)
III Сульфатный каль- циевый	9	0,6 (0,47–0,84)	3 (1,4–4,5)	2,4 (1,95–2,7)
I ^A Гидрокарбонатно- хлоридный натриевый	6	0,7 (0,49–0,90)	3 (1,0–8,0)	2,3 (1,84–2,87)
I ^B Гидрокарбонатно- сульфатный натриевый	7	0,8 (0,55–1,03)	8 (1,5–19,5)	2,2 (1,86–2,72)
IV Сульфатный натрие- вый	5	0,9 (0,69–1,24)	6 (1,2–17)	2,3 (1,89–2,82)
	45	(0,2–1,24)	(1,0–24,5)	(1,41–3,29)
Западная часть				
I Гидрокарбонатный кальциевый	21	0,27 (0,21–0,33)	2,5 (0,3–8,9)	3,6 (1,97–6,32)
I ^B Гидрокарбонатный кальциево-натриевый	4	0,28 (0,26–0,31)	1,2 (0,9–1,6)	3,7 (3,00–4,11)
II Смешанный	15	0,50 (0,31–0,69)	2,4 (0,4–15)	3,6 (1,99–4,19)
	40	0,21–0,69	0,3–15	1,97–6,32

* В скобках указаны предельные значения

Воды повсеместно напорные. Величина напора возрастает с юга на север и с запада на восток от 30–45 м до 775 м и более. Водообильность пород не одинакова, что объясняется неоднородностью их литологического состава. Величина водопроницаемости пласта колеблется в пределах 543–829 м²/сут. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,7 до 2,7 л/с, а расходы их при самоизливах – от 15 до 190 л/с. По химическому составу воды различные (рис. 1), с минерализацией от 0,2 до 2,3 г/л и температурой на изливе от 19 – до 52°С. В табл. 1 сведены результаты изучения минерального и изотопного состава вод Карадалинского месторождения. Они свидетельствуют о том, что воды восточной и западной частей месторождения по исследованным параметрам существенно отличаются. Так, если в восточной части месторождения встречается шесть

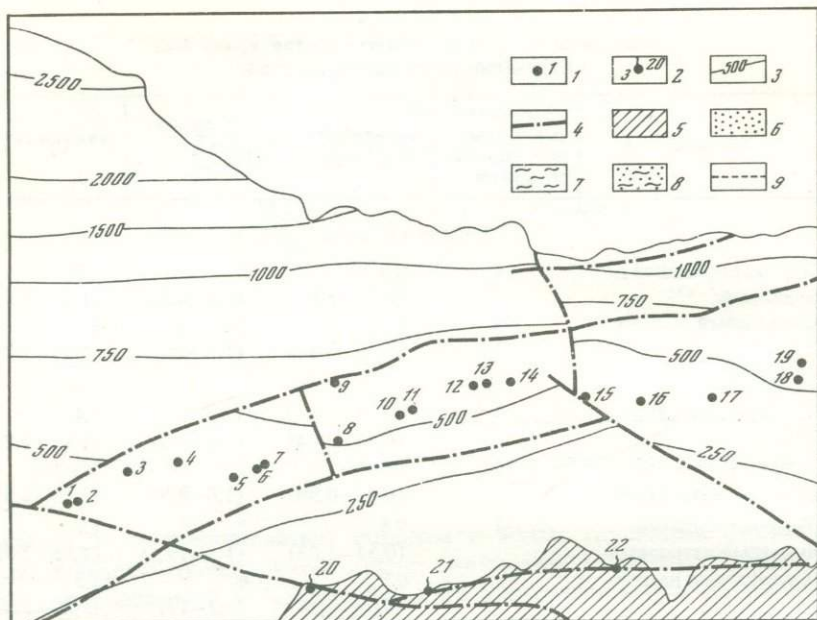


Рис. 2. Схема размещения скважин

1 — скважина и ее номер; 2 — родник и его номер; 3 — изолинии глубины залегания кровли меловых отложений; 4 — тектонические разломы; 5 — выходы палеозойских пород; 6 — пески; 7 — глины; 8 — песчанистые глины; 9 — пьезометрические уровни

различных типов вод, то в западной — они представлены лишь гидрокарбонатным кальциевым и смешанным типами. В восточной части к гидрокарбонатному кальциевому типу относятся лишь водоисточники зоны питания (родники в предгорьях хребта Кетмень), в то время как в западной части к этому типу относится большинство опробованных скважин. Соответственно в более широких пределах меняется общая минерализация вод восточной части по сравнению с западной. Содержание урана в водах восточной части месторождения в среднем несколько выше, а пределы его изменений для всех типов вод шире, чем в водах западной части.

Отношение изотопов $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, наоборот, в водах восточной части месторождения изменяется в более узких пределах и в среднем ниже, чем в западной части. Характерно, что это отношение в пределах выделенных частей месторождения не зависит ни от типа вод, ни от их минерализации. Кроме того, в водах скважин оно изменяется в тех же пределах, что и в водах родников в предгорьях хребта Кетмень. Это позволяет сделать

Рис. 3. Гидрогеологический разрез и данные минерализации, температуры и изотопного сдвига в уране подземных вод Карадалинского месторождения
Обозначения те же, что и на рис. 2

Таблица 2

Постоянство минерального и изотопного состава подземных вод
Карадалинского месторождения

Шифр проб	Минерализация, г/л/тип вод (см. табл. 1)		Содержание урана, 10^{-6} г/л		$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	
	1976	1977	1976	1977	1976	1977
15ж/105ж	0,6/II	0,5/II	3,0	3,8	2,67±0,03	2,64±0,04
18ж/107ж	0,5/II	—	3,8	4,2	2,14±0,02	2,22±0,03
20ж/110ж	0,5/III	0,6/III	3,4	6,3	2,63±0,02	2,69±0,04
25ж/115ж	0,4/II	0,5/II	2,9	4,3	2,25±0,03	2,16±0,03
23ж/117ж	0,6	0,5	3,8	4,0	1,86±0,02	1,81±0,02
30ж/120ж	0,7/II	0,7/II	1,2	1,5	2,82±0,03	2,72±0,05
31ж/121ж	1,0/1 ^Б	1,0/1 ^Б	10	13	2,23±0,03	2,18±0,04
37ж/126ж	0,6/1 ^Б	0,5/1 ^Б	1,3	2,2	3,24±0,05	3,22±0,04
38ж/128ж	0,3/I	0,5/II	1,4	1,4	3,68±0,05	3,68±0,05
45ж/139ж	0,3/II	0,3/II	1,1	1,6	3,79±0,06	4,11±0,06
52ж/144ж	0,3/1 ^Б	0,3/1 ^Б	0,9	1,3	3,00±0,04	3,84±0,05
55ж/163ж	2,3/IV	2,2/IV	0,3	1,1	1,82±0,02	1,79±0,03

вывод, что последние действительно являются источниками подземных вод месторождения.

В табл. 2 приведены результаты исследования устойчивости минерального и изотопного состава подземных вод Карадалинского месторождения. Они свидетельствуют о стабильности исследованных параметров для вод большинства скважин, опробованных с интервалом около года. Однако в пробах некоторых скважин заметно изменение либо минерализации, либо содержания урана, либо отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Одновременное изменение всех параметров ни в одной скважине не зафиксировано.

Полученные изотопные и гидрохимические данные свидетельствуют о том, что подземные воды Карадалинского месторождения получают питание от многих источников, формирующихся в различных по составу породах. Следствием этого является наличие в пределах месторождения вод, резко отличающихся минеральным и изотопным составом. Судя по изотопному составу урана, формирование подземных вод происходит в южной части района за счет инфильтрации в верхнемеловые отложения вод родников и ручьев с предгорий хребта Кетмень. На рис. 2, 3 изображено расположение скважин и исследованные параметры их вод по профилю, проходящему в центральной части водозабора. Всеми скважинами вскрыты воды верхнемеловых отложений с примерно одинаковых глубин. На примере этих скважин четко прослеживается отличие восточного участка от западного.

Для западного участка характерны максимальные величины отношений $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в водах (3,68—4,62), минимальная минерализация вод (0,25—0,55 г/л) гидрокарбонатного или смешанного состава и невысокие температуры (21—30°С). Эти данные позволяют говорить об интенсивном

водообмене на этом участке и близости зоны формирования подземных вод. Направление движения подземных вод, судя по изотопным данным и пьезометрическим уровням, с юго-запада на северо-восток. Для восточного участка характерны более низкие изотопные сдвиги ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 2,28-2,67$), повышенная минерализация (0,5–0,8 г/л) смешанных по составу вод и невысокие их температуры (22–32°С). Эти данные свидетельствуют об ином источнике питания этих вод и большей степени их метаморфизации. Направление движения подземных вод на этом участке – скорее всего с юго-востока на северо-запад. Между этими двумя участками по исследованным параметрам выделяется центральный участок, воды которого отличаются максимальными температурами (33–47°С), измеримыми концентрациями гелия и резкими изменениями минерализации (0,4–1,1 г/л) и изотопного сдвига ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 2,07 \div 2,82$) в близрасположенных скважинах. Это может говорить о притоке на этом участке снизу более горячих, пресных вод, т.е. о наличии здесь зоны разлома, делящего район на две части.

Таким образом, проведенный комплекс гидрохимических и изотопных исследований позволил выявить основные источники формирования подземных вод Карадалинского месторождения, направление движения вод верхнемеловых отложений, участки вод с различным минеральным и изотопным составом, разделенные зоной разлома. Различные значения изотопного отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в водах близрасположенных скважин свидетельствуют о том, что скважинами вскрыты разные водоносные горизонты, а изменение изотопного состава урана со временем в водах некоторых скважин объясняется изменением пропорций смешения вод разных горизонтов при эксплуатации скважин.

УДК 621.039.86+85

В.Т. ДУБИНЧУК

УТОЧНЕНИЕ ФОРМУЛЫ В.В. ЧЕРДЫНЦЕВА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА ПОДЗЕМНЫХ ВОД РАДИЙ-РАДОНОВЫМ МЕТОДОМ

В 1946 г. [11] Чердынцев В.В. обратил внимание на возможность использования радий-радонового отношения для оценки возраста подземных вод и предложил приближенную формулу

$$t = \gamma / \lambda_{\text{Ra}}, \quad (1)$$

где t – возраст воды, а $\gamma = a_{\text{Ra}} / a_{\text{Rn}}$ – отношение активностей радия и радона, содержащихся в исследуемой воде; λ_{Ra} – константа распада радия. Эта формула была получена из более общей и рассмотренной ранее Махе, Стариком, Барановым и Огильви зависимости накопления радия и радона в природных водах:

$$a(t) = a_{\infty} (1 - e^{-\lambda t}), \quad (2)$$

где a_{∞} , $a(t)$ — соответственно активности насыщения и в произвольный момент времени t ; λ — константа распада изотопа. При этом предполагалось, что между радоном и радием "для большинства природных вод наблюдается состояние насыщения короткоживущим радоном" [12] и что $a_{\infty}(\text{Ra}) = a_{\infty}(\text{Rn}) = a(\text{Rn})$. Далее В.В. Чердынцев, разложив в ряд Тейлора правую часть (2) и ограничившись случаем $\lambda_{\text{Ra}} t \ll 1$ ("молодые" воды!), получил формулу (1). Если разложение в ряд не производить, то в рамках упомянутых выше предположений действительным должно быть формально более точное соотношение, вытекающее непосредственно из (2):

$$t = \frac{1}{\lambda_{\text{Ra}}} \ln(1 - \gamma). \quad (3)$$

Более развернутое обоснование условий применимости формулы (1), а следовательно и (3), было дано ее автором в работе [12]. В последующем [13] и в работах других авторов [1–4, 7] указанный способ оценки возраста нашел практическое применение при опробовании подземных вод, что предопределялось, во-первых, широкой распространенностью радия и радона в природных объектах, во-вторых, простотой полевого отбора проб и их анализа, а также сравнительной простотой интерпретации данных радий-радонового опробования подземных вод. К настоящему времени накоплен определенный опыт практического использования этого прогрессивного метода, но в то же время ощущается необходимость в уточнении его теоретических основ, что способствовало бы более эффективному его использованию в гидрогеологической практике.

Анализ первоисточников [11–13] показывает, что автор формулы (1) не придавал ей универсального значения и сам же указывал на принципиальные (хотя и не на все) ограничения ее применимости. Так, в [12] указывалось, что по условиям вывода формулы (1) опробуемые воды должны быть "молодыми" и насыщенными по радону (тогда в (3) можно принять, что $a_{\infty}(\text{Ra}) = a(\text{Rn})$) и что адсорбционные и другие потери радия отсутствуют. Хотя уже в [13] имелось указание и на то, что выделение радия и радона из скелета породы в воду в существенной степени определяется условиями циркуляции подземных вод, тем не менее гидродинамический режим переноса воды и компонента не учитывались. Позднее, в [13] было выделено еще одно существенное условие достоверности оценки возраста воды по формуле (1) — это равенство коэффициентов эманирования радона и коэффициента выделения радия из скелета породы в подземную воду.

Ниже будет показано, что и этих условий далеко не достаточно для осуществления оценок возраста подземных вод по формулам (1) или (3). Но пока лишь отметим, что определение возраста подземных вод в одних и тех же объектах по радиоуглероду и радий-радоновому отношению показывает существенное расхождение (на один-два порядка) получаемых величин, что не может быть объяснено даже с учетом эффектов, приводящих к завышению (увеличению) радиоуглеродных возрастных оценок, например за счет разубоживания мертвым карбонатом, процес-

сов сорбции или осаждения радиоуглерода. Эти расхождения, по-видимому, следует искать в неполном соответствии условий вывода и применимости оценки формулы (1) реальным условиям в гидрогеологических системах (ГГС). Но отсюда вовсе не следует вывод о том, что формула (1) или другие возможные аналогичные формулы, а также радий-радоновый метод в целом не могут быть использованы для определения временных характеристик ГГС. Могут и должны быть использованы, так как радий и радон в отличие от космогенных изотопов имеют повсеместное распространение, они постоянно генерируются скелетом водовмещающих пород и поступают в подземные воды. Но для наиболее эффективного их использования необходимо, чтобы получаемая изотопная информация интерпретировалась на основе физико-математических моделей ГГС, учитывающих радиационные свойства изотопов, гидродинамические и физико-химические условия в системе, а сами временные оценки должны осуществляться с позиции нахождения функции распределения времени пребывания воды в системе или, по крайней мере, среднего времени ее пребывания [5]. С этой точки зрения мы рассмотрим теоретически задачу о радий-радоновом опробовании подземных вод на основе модели системы поршневого вытеснения (СПВ). При этом мы будем опираться на решение более общей задачи об изменении содержания радиоактивных изотопов в гидрогеологических системах [6, 10]. Модель системы поршневого вытеснения не является единственно возможной и далеко не во всех условиях наиболее приемлемой при интерпретации изотопной информации для гидрогеологических целей, но она соответствует наиболее распространенному в гидрогеологии случаю, когда задачу о движении подземных вод решают на основе закона Дарси в терминах напор-расход, пренебрегая индивидуальной судьбой частиц воды и растворенных в ней компонентов, структурой порового пространства, гидродинамической дисперсией и процессами смешения. Эти факторы учитываются в рамках моделей систем диффузионного перемещения (СДП) и полного перемешивания (СПП). Поведение радона и радия в этих системах требует отдельного рассмотрения и здесь рассматриваться не будет.

Модель с поршневым режимом движения воды широко и плодотворно используется для разработки методики интерпретации изотопного состава и для анализа гидрогеологических, химико-технологических и других систем [8, 9, 10, 14, 15]. По определению в СПВ отсутствует перемешивание и гидродинамическая дисперсия. Разумеется в реальных ГГС имеет место и то и другое, но во многих случаях можно пренебречь этими процессами. Мы будем также рассматривать одномерную ГГС, гидродинамически стационарную во времени. Природным аналогом такой системы являются водоносные горизонты, выдержанные по мощности, с постоянной проницаемостью и расходом (скоростью) фильтрации.

Введем для упрощения записи индексы $i = 1$ для радия и $i = 2$ для радона. Нетрудно показать, что для СПВ и принятых условий исходное уравнение динамического бálанса i -го изотопа имеет вид

$$dQ_{ii}/dx = q_{is} - q_{ii} - \frac{\lambda_i}{v_i} Q_{ii} - (\lambda_{i-1}/v_{i-1}) \cdot Q_{i-1, i}, \quad (4)$$

где $Q_{ii} = C_{ii}Q_w$ — массовый расход i -го компонента в потоке; C_{ii} — его концентрация; Q_w — объемный расход воды в потоке; v, v_i — скорости движения воды и компонента в потоке. Будем полагать, что $v_i = v$ и $Q_w = nv$, где n — пористость; q_{is} — массовая скорость поступления i -го компонента в поток на единицу его длины из водовмещающих пород, для радия — это скорость выщелачивания, для радона — эманирования; q_{ii} — массовая скорость вывода компонента из раствора на единицу длины его пути; λ_i — константа распада изотопа; x — пространственная координата.

Допустим, что скорость вывода компонента из раствора является процессом первого порядка, т.е. $q_{ii} = \alpha_i Q_{ii}$, где α_i — кинетический коэффициент. Пусть также $q_{is} = \text{const}$, т.е. принимается, что скорость выщелачивания радия и эманирования радона из скелета водовмещающих пород в подземную воду на участке опробования постоянны. Физически это означает, что рассматриваемая ГГС существует дольше времени выщелачивания радия, а водовмещающие породы не изменяют на участке опробования своих свойств. Эти условия, по-видимому, в реальных ГГС выполняются в случае постоянства скорости движения воды, а также при сохранении однородности по составу и структуре водовмещающих пород.

В качестве граничного примем условие $Q_{ii}(x=0) = Q_{ii}(0)$. Наконец, для упрощения пренебрежем изменением содержания радия в подземной воде за счет распада изотопа-предшественника ^{230}Th (I_0), т.е. положим, что $\lambda_{i-1} Q_{i-1}, I/\nu = 0$. Это будет справедливо для ГГС со временем пребывания в них воды $\lesssim 10^4$ лет. Тем самым мы сохраняем пока условие рассмотрения "молодых" вод.

Решение системы уравнений (4) при принятых условиях имеет вид для радия:

$$Q_{1r}(x) = Q_{1r}(0)e^{-(\alpha_1 + \lambda_1/v)x} + q_{1s} \frac{1 - e^{-(\alpha_1 + \lambda_1/v)x}}{\alpha_1 + \lambda_1/v}; \quad (5)$$

для радона:

$$Q_{2r}(x) = Q_{2r}(0)e^{-(\alpha_2 + \lambda_1/v)x} + q_{2s} \frac{1 - e^{-(\alpha_2 + \lambda_1/v)x}}{\alpha_2 + \lambda_2/v} + Q_{1r}(0) \frac{\lambda_1}{v} \frac{e^{-(\alpha_1 + \lambda_1/v)x} - e^{-(\alpha_2 + \lambda_2/v)x}}{(\alpha_2 + \lambda_2/v) - (\alpha_1 + \lambda_1/v)} + \left[\frac{q_{1s}(\lambda_1/v)}{(\alpha_1 + \lambda_1/v)(\alpha_2 + \lambda_2/v)} \times \right. \\ \left. \times \frac{(\alpha_2 + \lambda_2/v)e^{-(\alpha_1 + \lambda_1/v)x} - (\alpha_1 + \lambda_1/v)e^{-(\alpha_2 + \lambda_2/v)x}}{(\alpha_2 + \lambda_2/v) - (\alpha_1 + \lambda_1/v)} \right]. \quad (6)$$

Первые члены этих уравнений описывают влияние граничных условий, и они исчезают, если на вход системы (в зоне питания) поступают воды, не содержащие радия и радона, что, например, может быть принято для питания подземных вод атмосферными осадками или в некоторых случаях — поверхностными водами. Вторые члены определяют накопление

радия и радона за счет их выщелачивания и эманирования из скелета пород и одновременного радиоактивного распада. Третий член в (6) описывает влияние граничного содержания радия в воде, питающей данную систему, наконец, последний член характеризует поступление в подземную воду радона в результате выщелачивания радия из скелета пород и его распада с образованием радона уже в самой воде.

Система уравнений (5) и (6) является физико-математической моделью поведения радия и радона в гидродинамически стационарных потоках подземных вод, приуроченных к выдержанным по мощности и проницаемости водоносным горизонтам, сложенных однородными водовмещающими породами. Используя (5) и (6), нетрудно перейти к соотношениям для активности радия и радона, учитывая, что $a_{1l}(x) = \lambda_1 Q_{1l}(x)/Q_w = \lambda_1 C_{1l}(x)$ и $a_{2l}(x) = \lambda_2 Q_{2l}(x)/Q_w = \lambda_2 C_{2l}(x)$.

Если предположить, что радий и радон, поступив в поровый раствор, из него не выводятся, то $\alpha_1 = 0$ и $\alpha_2 = 0$ и соотношения (5) и (6) несколько упрощаются:

$$Q_{1l}(x) = Q_{1l}(0)e^{-\lambda_1 x/v} + q_{1s} \cdot \frac{1 - e^{-\lambda_1 x/v}}{\lambda_1/v} \quad (7)$$

$$Q_{2l}(x) = Q_{2l}(0)e^{-\lambda_2 x/v} + q_{2s} \frac{1 - e^{-\lambda_2 x/v}}{\lambda_2/v} +$$

$$+ Q_{1l}(0) \frac{\lambda_1}{v} \cdot \frac{e^{-\lambda_1 x/v} - e^{-\lambda_2 x/v}}{(\lambda_2 - \lambda_1)/v} +$$

$$+ \frac{q_{1s}}{\lambda_2/v} \frac{(\lambda_2/v)e^{-\lambda_1 x/v} - \lambda_1 e^{-\lambda_2 x/v}}{(\lambda_2 - \lambda_1)/v} \quad (8)$$

Используя найденные решения (5) – (8) системы уравнений (4), легко найти отношение активностей радия и радона в подземной воде для систем с режимом поршневого вытеснения, а именно

$$\gamma = \frac{a_{1l}}{a_{2l}} = \frac{\lambda_1 C_{1l}}{\lambda_2 C_{2l}} = \frac{\lambda_1 Q_{1l}}{\lambda_2 Q_{2l}} \quad (9)$$

Нетрудно заметить, что в общем случае, характеризуемом соотношениями (5) и (6), и в частном случае (когда $\alpha_1 = \alpha_2 = 0$) отношение γ не является простой и однозначной функцией, разрешимой относительно возраста t , равного для систем поршневого вытеснения времени пребывания $t_{\text{п}}$ воды в системе и времени добегаания $t_{\text{д}}$ воды до точки с координатой x :

$$t = t_{\text{п}} = t_{\text{д}} = x/v. \quad (10)$$

Из (7) и (8) для активности радия и радона имеем соответственно:

$$a_{1l}(x) = a_{1l}(0)e^{-\lambda_1 x/v} + \frac{q_{1s}}{n} (1 - e^{-\lambda_1 x/v}); \quad (11)$$

$$\begin{aligned}
 a_{2l}(x) = & a_{2l}(0) e^{-\lambda_2 x/v} + \frac{q_{2s}}{n} (1 - e^{-\lambda_2 x/v}) + \\
 & + \lambda_2 Q_{1l}(0) \frac{e^{-\lambda_1 x/v} - e^{-\lambda_2 x/v}}{(\lambda_2 - \lambda_1)} + \\
 & + \frac{q_{1s}}{n} \frac{\lambda_2 e^{-\lambda_1 x/v} - \lambda_1 e^{-\lambda_2 x/v}}{(\lambda_2 - \lambda_1)}. \quad (12)
 \end{aligned}$$

При опробовании подземных вод экспериментально мы можем измерить величины $a_{1l}(x)$, $a_{2l}(x)$, $a_{1l}(0)$, $a_{2l}(0)$, по данным гидрогеологических исследований можно определить пористость n ; таким образом, неизвестными остаются величины t или v при известном x , а также q_{1s} и q_{1l} .

Рассмотрим некоторые частные случаи для разного возраста воды относительно времени жизни радия и радона.

1. Время пребывания воды в системе меньше времени жизни радона, т.е. $x/v \ll 1/\lambda_2$ или $\lambda_2 x/v \ll 1$, а так как $\lambda_1 \ll \lambda_2$, то и $\lambda_1 x/v \ll 1$. Тогда из (7) и (8) разложением в ряд экспоненциальных членов уравнения (12) для радона с учетом величин первого порядка малости получаем

$$\begin{aligned}
 a_{1l}(x) \approx a_{1l}(0), \quad a_{2l}(x) = a_{2l}(0) (1 - \lambda_2 x/v) + \\
 + \frac{q_{2s} \lambda_2 x}{nv} + a_{1l}(0) \frac{\lambda_2 x}{v} + \frac{q_{1s}}{n}. \quad (13)
 \end{aligned}$$

Отсюда получаем следующую оценку возраста подземных вод:

$$t = \frac{x}{v} = \frac{1}{\lambda_2} \frac{a_{2l}(x) - a_{2l}(0) - q_{1s}/n}{a_{1l}(0) - a_{2l}(0) + q_{2s}/n}. \quad (14)$$

1.1. Если $a_{1l}(0) = a_{2l}(0) = 0$, т.е. на вход системы в зоне питания подземных вод радий и радон не поступают, тогда (13) и (14) еще более упрощаются:

$$a_{2l}(x) = \frac{q_{2s} \lambda_2 x}{nv} + \frac{q_{1s}}{n}, \quad t = \frac{x}{v} = \frac{1}{\lambda_2} \times \frac{a_{2l}(x) - q_{1s}/n}{q_{2s}/n}. \quad (15)$$

С другой стороны, если известны пористость n и время добегания t , то оказывается возможной оценка величины v по измеренным $a_{2l}(x)$, q_{1s} и q_{2s} .

1.2. Если радий и радон в подземную воду из водовмещающих пород на участке опробования не поступают, что возможно, если их содержание в породах пренебрежимо мало или по каким-либо причинам $q_{1s} = q_{2s} = 0$, тогда их активность в подземных водах будет определяться только входными концентрациями и скоростью радиоактивного распада. При этом $a_{1l}(x) \approx a_{1l}(0)$ и

$$a_{2l}(x) = a_{2l}(0) (1 - \lambda_2 x/v) + a_{1l}(0) (\lambda_2 x)/v, \quad (16)$$

откуда для оценки возраста имеем

$$t = \frac{x}{v} = \frac{1}{\lambda_2} \frac{a_{2l}(0) - a_{2l}(x)}{a_{2l}(0) - a_{1l}(0)}. \quad (17)$$

2. Время пребывания воды в системе больше времени жизни радия, т.е. $x/v \gg 1/\lambda_1$, а следовательно, и $\gg 1/\lambda_2$. Значит $\lambda_1 x/v \gg 1$ и $\lambda_2 x \gg 1$. В этом случае

$$a_{1l}(x) = \frac{q_{1s}}{n}, \quad a_{2l}(x) = \frac{q_{2s}}{n}, \quad \gamma(x) = \frac{q_{1s}}{q_{2s}}, \quad (18)$$

и теперь γ не зависит от координаты x и времени пребывания t , а целиком определяется отношением скоростей поступления радия и радона из скелета породы в подземную воду, поэтому γ может быть использовано для оценки отношения q_{1s}/q_{2s} .

3. Время пребывания воды в системе много больше времени жизни радона и меньше времени жизни радия, т.е. $1/\lambda_2 \ll x/v \lesssim 1/\lambda_1$. В этом случае члены, учитывающие кинетику распада радона полностью релаксируют, поэтому из (11) и (12) следует:

$$a_{1l}(x) = a_{1l}(0) e^{-\lambda_1 x/v} + \frac{q_{1s}}{n} (1 - e^{-\lambda_1 x/v}); \quad (19)$$

$$a_{2l}(x) = \left(a_{1l}(0) + \frac{q_{1s}}{n} \right) e^{-\lambda_1 x/v} + \frac{q_{2s}}{n}. \quad (20)$$

Здесь для оценки возраста можно воспользоваться либо уравнением (19) при известном q_{1s} и n , либо — (20), если известны q_{2s} , q_{1s} и n . Но величины q_{1s} и q_{2s} не поддаются прямому экспериментальному определению, а пористость может быть оценена традиционными гидрогеологическими методами. Таким образом, в этом представляющем наибольший интерес случае мы имеем два уравнения и три неизвестных: t (или v), q_{1s} и q_{2s} .

3.1. Если поступлением радия и радона в зоне питания можно пренебречь и $a_{1l}(0) = a_{2l}(0) = 0$, то

$$a_{1l}(x) = \frac{q_{1s}}{n} (1 - e^{-\lambda_1 x/v}), \quad a_{2l}(x) = \frac{q_{1s}}{n} e^{-\lambda_1 x/v} + \frac{q_{2s}}{n} \quad (21)$$

и тогда

$$\gamma = \frac{q_{1s}(1 - e^{-\lambda_1 x/v})}{q_{1s}e^{-\lambda_1 x/v} + q_{2s}} = \frac{1 - e^{-\lambda_1 x/v}}{e^{-\lambda_1 x/v} + \kappa}, \quad (22)$$

где $\kappa = q_{2s}/q_{1s}$ — отношение эманулирующей способности водовмещающих пород к их выщелачивающей способности.

3.2. Порода не выделяет в раствор радия и радона, т.е. $q_{1s} = q_{2s} = 0$, или предположим, что на вход системы с питающим потоком воды

радия и радона поступает на порядок больше, чем его может выделить водовмещающая порода, тогда

$$a_{2l}(x) = a_{1l}(x) = a_{1l}(0) e^{-\lambda_1 x/v}. \quad (23)$$

Из полученных соотношений явствует, что условие насыщения подземных вод радоном, которое предполагалось при выводе (1) и (3) в общем случае в открытой ГГС не имеет места, и пренебречь накоплением радона за счет распада радия, поступающего при его выщелачивании из породы, нельзя. Если все же последним обстоятельством пренебречь и к тому же положить, что эманулирующая способность равна выщелачивающей ($\kappa = q_{2s}/q_{1s} = 1$), то мы действительно при $\lambda_1 x/v \ll 1$ приходим от (22) к формуле (1).

Теперь можно просуммировать все ограничения и условия при которых действительны (1), (2) и (3): 1) подземная вода и компонент движутся в режиме поршневого вытеснения с конечной постоянной и одинаковой вдоль потока скоростью v , в этом случае и только в этом возраст воды t равен времени ее пребывания t_{Π} в системе, а также времени добегания воды t_d от зоны питания до точки наблюдения; 2) питающие исследуемую подземную воду потоки не привносят в систему радия и радона ($a_{1l}(0) = a_{2l}(0) = 0$); 3) радий и радон из подземных вод не выводится ($\alpha_1 = \alpha_2 = 0$); 4) коэффициенты (точнее, скорости) эманурирования радона и выщелачивания радия равны, т.е. $q_{1s} = q_{2s}$ или $\kappa = q_{2s}/q_{1s} = 1$; 5) коэффициенты q_{1s} и q_{2s} постоянны по x , т.е. предполагается постоянство вдоль потока выщелачивания и эманулирующей способности водовмещающих пород и неизменность их во времени по крайней мере за период $\Delta t \lesssim 1/\lambda_1$; 6) возраст воды в системе $t \gg 1/\lambda_2$ и $\lesssim 1/\lambda_1$, например 3,8 дня $\lesssim t \lesssim 2$ тыс.лет, а если используется (1), то необходимо, чтобы $\lambda_1 x/v \ll 1$ или 3,8 дня $\ll t \ll 2$ тыс.лет.

Допустим, что отношение эманулирующей и выщелачивающей способности водовмещающей породы κ , тогда из уравнения (22), которое имеет место при выполнении всех перечисленных выше условий, кроме четвертого, получаем

$$t = \frac{x}{v} = - \frac{1}{\lambda_1} \ln \frac{1 - \kappa \gamma}{1 + \gamma}, \quad (24)$$

а значит разница возрастов, вычисленных по (3) и по (24) составит (с учетом того, что $\gamma < 1$) величину $\Delta t \approx \gamma x/\lambda_1$. Таким образом, неучет только того, что коэффициент эманурирования радия не равен коэффициенту выщелачивания приводит к занижению возраста на величину того же порядка, что и сам оцениваемый результат. Но ведь формулы (22) и (23) являются весьма приближенными даже по отношению к (11) и (12), не говоря уже о более точных уравнениях (5), (6) или (4).

Корректные оценки возраста подземных вод по данным радий-радонового опробования необходимо осуществлять с использованием более точных алгоритмов, представляемых формулами (5), (8), (11), (12) или непосредственно исходной системой уравнений полного динамического баланса радия и радона (4), и только в случае соблюдения пере-

численных условий возможно применение простейших формул (1) и (3). Используя предположение о том, что на данном участке α_1 , α_2 , q_{1s} и $q_{2s} = \text{const}$, мы можем в принципе получить необходимое количество (по числу неизвестных) трансцендентных уравнений вида (11) и (12) и решить их относительно $t = x/v$, а заодно и α_1 , α_2 , q_{1s} , q_{2s} . Использование ЭВМ существенно упрощает такую задачу. Более того, увеличив число точек опробования, можно переопределить систему уравнений и, применив метод наименьших квадратов, получить осредненные, а следовательно, и более достоверные оценки возраста. Наконец, перейдя к изотопному опробованию по площади и обратившись к двух- или даже трехмерным моделям возможно в принципе получить оценку полного пространственного распределения интересующих нас характеристик — возраста и скорости движения подземных вод, коэффициентов выщелачивания радия и эманирования радона, кинетических параметров вывода радия и радона из потока. Для этого необходимы дальнейшие целенаправленные теоретические и экспериментальные исследования.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабинец А.Е., Гудзенко В.В. Об использовании в гидрогеологической практике радий-радонового метода датирования подземных вод. — В кн.: Радиоизотопные методы исследования в гидрогеологии. Киев: Наукова думка, 1975, с. 9–13.
2. Вовк И.Ф. Возраст подземных вод верхней части зоны свободного водообмена складчатого Донбасса по данным радий-радонового метода. — В кн.: Радиоизотопные методы исследования в гидрогеологии. Киев: Наукова думка, 1975, с. 27–30.
3. Гудзенко В.В., Чайковский М.М., Шестопалов В.М. Об исследовании разгрузки подземных вод в реки с помощью радона. — В кн.: Радиоизотопные методы исследования в гидрогеологии. Киев: Наукова думка, 1975, с. 46–50.
4. Гудзенко В.В., Шестопалов В.М., Лютый Г.Г. Опыт оценки взаимосвязи водоносных горизонтов радий-радоновым методом. — Водные ресурсы, 1978, № 1, с. 51–57.
5. Дубинчук В.Т. К методологии оценки возраста и других временных характеристик подземных вод. — В кн.: Радиоизотопные методы исследования в гидрогеологии. Киев: Наукова думка, 1975, с. 70–79.
6. Дубинчук В.Т. Что такое возраст подземных вод? — Бюл. МОИП, Отд. геол., 1979, т.54, вып. 3, с. 70–79.
7. Ежова М.П. Опыт использования радон-радиевого метода для датирования минеральных углекислых вод Кисловодского месторождения. — В кн.: Изотопные методы в гидрогеологии и инженерной геологии. М.: ВСЕГИНГЕО, 1979, с. 49–51.
8. Кафаров В.В. Методы кибернетики в химии и химической технологии. М.: Химия, 1971. 496 с.
9. Левенишпиль О. Инженерное оформление химических процессов. М.: Химия, 1969. 622 с.
10. Радиоизотопные методы исследования в инженерной геологии и гидрогеологии. 2-е изд. М.: Атомиздат, 1977. 304 с.
11. Чердынцев В.В. Об изотопном составе радия природных вод. — Вестн. АН КазССР, 1946, № 7, с. 7–16.
12. Чердынцев В.В. Об изотопном составе радиоэлементов в природных объектах в связи с вопросами геохронологии. — Тр. III сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических форм. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 175–233.
13. Чердынцев В.В. Уран–234. М.: Атомиздат, 1969. 308 с.
14. Himmelblau D.M., Bischoff K.B. Process analysis and simulation. Deterministic system. N.Y.: J. Wiley, 1968. 348 p.
15. Interpretation of environmental isotope and hydrochemical data in groundwater hydrology. Vienna: IAEA, 1976. 230 p.

С.П. ОЛЬШТЫНСКИЙ, И.С. ГУДЗЕНКО,
Г.Н. БОНДАРЕНКО, Н.Г. КОСТЮЧЕНКО

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ КРЫМА

На восьми участках, расположенных в северной части Крыма (рисунок), изучено распределение активностей и содержания в подземных и поверхностных водах комплекса изотопов, включающего радиоуглерод, свинец-210, радий, гелий, уран-234 и уран-238. Исследования проводились в целях определения характера взаимосвязи водоносных горизонтов между собой и с поверхностными водами района. В результате проведенных изотопно-геохимических исследований установлены особенности распределения комплекса изотопов, которые позволили количественно оценить степень взаимосвязи основных водоносных горизонтов.

Активность радиоуглерода в пластовых водах плиоценовых водоносных горизонтов изменяется в широких пределах, от 117 до 1840 расп/мин · л. Низкие уровни активности, измеренные в скв. 835 и скв. 1180, свидетельствуют о неоднородности плиоценового водоносного горизонта по площади. Такая величина активности радиоуглерода позволяет предположить возможность залегания отдельных изолированных прослоев водоносных песков в толще слабопроницаемых глинистых отложений. В пластовых водах основного водоносного горизонта в отложениях понта-мэотиса активность радиоуглерода составляет 150—4200 расп/мин · л. Наименьшие активности отмечены на западном и восточном участках. В центральной части района исследований активность радиоуглерода в пластовой воде возрастает до 4200 расп/мин · л. Распределение активностей свинца-210 в поверхностных и подземных водах территории района работ крайне неравномерно. В поверхностных водах активность свинца-210 изменяется в пределах от 0,05 до 0,30 расп/мин · л. Наименьшая активность отмечена в воде Каркинитского залива, что соответствует уровню активности свинца-210 в поверхностных выпадениях по литературным данным. Повышенная активность свинца-210 установлена в речных водах (Раздольненский распределительный канал, р. Стальная). По-видимому, это можно объяснить повышенным содержанием взвесей (высокая мутность), смытых с водосборных площадей, вследствие чего в речные воды попадает свинец-210, сконцентрированный из атмосферных выпадений. В пластовых водах плиоценовых водоносных горизонтов активность свинца-210 варьирует от 0 до 0,30 расп/мин · л. Повышенные величины активности обязаны либо перетеканию поверхностных вод, либо поступлению свинца-210 из водовмещающих пород за счет эманирования радона. Последнее, по-видимому, имеет место на участках сел Ильинка и Ближнегородское. Активность свинца-210 в пластовых водах водоносного горизонта в отложениях понта-мэотиса изменяется от 0,02 до 0,27 расп/мин · л. Наименьшие величины активности отмечаются в западной и восточной частях района. На центральных участках активность свинца-210 почти на порядок выше.

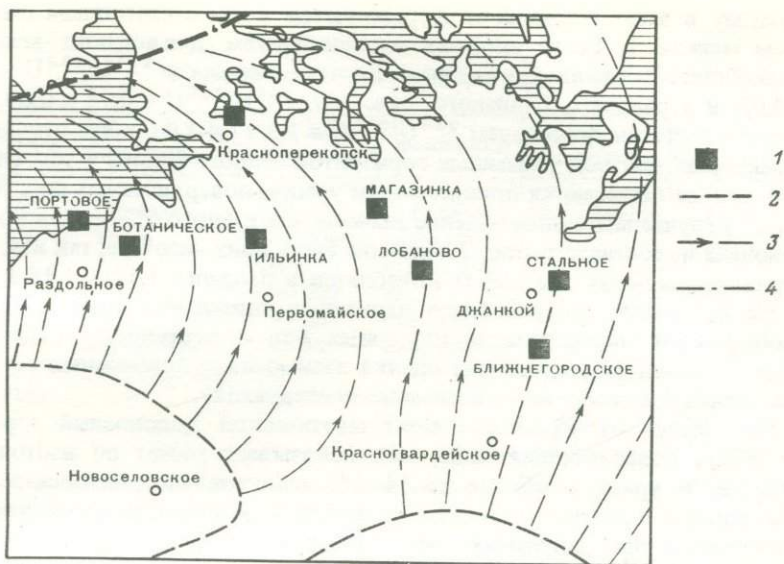


Рис. Схема района работ

1 — участки расположения скважин; 2 — границы областей питания; 3 — линии тока; 4 — ось Азово-Сивашского прогиба

Активность стронция-90 во всех исследованных пробах воды ниже предельно допустимых значений, регламентируемых Государственным стандартом. Диапазон вариаций активности стронция-90 невелик (0–0,3 расп/мин · л). Для поверхностных вод активность стронция-90 приближается к нулю. В водах четвертичных отложений активность стронция-90 равна 0,3 расп/мин · л, в водах плиоцена 0–0,3 и в водах понт-мэотиса 0,2–0,3 расп/мин · л.

Концентрации радия определены на уровне 10^{-12} г/л. В центральной части района концентрации радия несколько выше, чем на востоке и на западе. Такие низкие концентрации радия свидетельствуют об относительной интенсивности водообмена во всех исследованных водоносных горизонтах. Концентрации гелия в пластовых водах плиоцена и понт-мэотиса имеют величины, соответствующие фоновым значениям ($5 \cdot 10^{-5}$ г/л). Превышающие фон концентрации отмечены только в двух случаях. Изотопное отношение уран-234/уран-238 варьирует от $0,78 \pm 0,03$ до $1,40 \pm 0,03$. Поверхностные воды имеют отношение 1,12 – 1,16. Для пластовых вод характерны следующие значения: плиоцен – от 0,98 до 1,40, понт-мэотис – от 0,78 до 1,14, сармат – 1,26, тортон – 0,99.

Водоносные горизонты плиоцена представлены песками, понт-мэотиса – известняками. Из песков выщелачивается преимущественно ^{234}U , но нарушения кристаллической решетки не происходит. Известняки же под действием циркулирующих вод постепенно растворяются, кристаллическая решетка разрушается, и в воды переходит как ^{234}U , так и ^{238}U . В неоднократно промытых известняках избытка ^{234}U ожидать трудно.

Поэтому в этих отложениях формируются воды с изотопным отношением меньше 1. Такие значения мы фиксируем для вод понт-мэотиса, пройденного скважиной в районе с. Ботанического, где $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,9 \pm 0,03$, и в районе с. Стального, скв. 309, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 0,78 \pm 0,03$. Для вод плиоцена мы фиксируем $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1,3 \div 1,4 \pm 0,03$. Эти отношения характерны для вод указанных горизонтов данного района в том случае, если они не искажаются привнесенным ураном поверхностных вод. В противном случае мы видим падение значения изотопного отношения в водах плиоцена и, соответственно, завышение его в понт-мэотисе, так как в поверхностных водах эта цифра колеблется в пределах $1,12 \div 1,18 \pm 0,03$.

На основании распределения изотопных отношений урана с учетом особенностей минерализации пластовых вод и активностей радиоуглерода и свинца-210 выполнена оценка взаимосвязи водоносных горизонтов. Основные особенности взаимосвязи следующие.

На участке оз. Красное в понт-мэотический водоносный горизонт поступает поверхностная вода, как показывает расчет по изотопному отношению урана, в объеме до 14–15% относительно статических запасов воды в пределах участка. По величине активности радиоуглерода поступление поверхностных вод в пласт через область разгрузки и за счет вертикального перетекания оценивается здесь до 72%. Сюда включаются и упомянутые выше 14% поверхностных вод речного происхождения, попадающих на территорию района в процессе орошения. Остальной объем составляет морская вода, проникающая в пласт через область разгрузки вследствие снижения напоров из-за перехвата потока водозаборными скважинами в области транзита.

Наименьшие активности радиоуглерода измерены на западном и восточном участках. В центральной части района работ уровень активности радиоуглерода составляет около 1600–1700 расп/мин · л. На северо-западном участке активность радиоуглерода в пластовой воде возрастает до 4200 расп/мин · л. Такое распределение радиоуглерода в пластовых водах этого горизонта можно объяснить следующими причинами. Скважины на участках сел Ильинка и Лобаново расположены в области транзита приблизительно на одинаковом удалении от области питания. Участок с. Портовое находится вблизи области разгрузки, причем разгрузка, вероятно, происходит в элизионном режиме путем медленной фильтрации через слабопроницаемые пласты при незначительном градиенте напора. Этим обуславливается замедление водообмена и понижение активности радиоуглерода. На участке с. Портовое поступление морских вод в понт-мэотический горизонт незначительно и не превышает 8%, однако это уже сказывается на заметном повышении минерализации и ухудшении качества воды.

В более глубоких водоносных горизонтах радиоуглерод определяется в единичных скважинах. Это скв. 1179 (с. Стальное) — сармат и скв. 1088 (с. Ботаническое) — тортон. Активность радиоуглерода в пластовой воде сарматского водоносного горизонта составляет 150 расп/мин · л, что свидетельствует о сравнительной изолированности от поверхностных вод. Относительно высокая активность радиоуглерода (1064 расп/мин · л) в водах тортонского водоносного горизонта, вероятно, обусловлена не-

Т а б л и ц а 1
Изотопный возраст пластовых вод

Водопункт	Водоносный горизонт	Изотопный возраст, год	Водопункт	Водоносный горизонт	Изотопный возраст, год
Скв. 1087	Плиоцен	7 900	С. Лобаново,	Понт-мэотис	8 600
Скв. 326	То же	Современ- ный	водозабор- ная скважи- на		
Скв. 835	"	30 000			
Скв. 1180	"	17 200	Скв. 836	"	9 100
Скв. 11	Понт-мэо- тис-сармат	1 300	Скв. 1086	Понт-мэо- тис-сармат	
Скв. 1102		26 000	Скв. 1376	-	14 700
			Скв. 1179	Сармат	28 500
			Скв. 1088	Тортон	12 900

Т а б л и ц а 2
Изотопный возраст подземных вод по радиоуглероду

Участок	Горизонт	Возраст, год	Участок	Горизонт	Возраст, год
С. Портовое	Понт-мэотис	26 000	С. Ильинка	Плиоцен	30 000
Оз. Красное	"	1 300		Понт-мэотис	9 100
	Плиоцен	7 900	С. Лобаново	"	8 600
С. Ботаничес- кое	Понт-мэотис	-	С. Стальное	Плиоцен	17 200
	Тортон	12 900		Сармат	28 500

большим удалением от области питания и высокой водопроницаемостью пласта. Исходя из величин активности радиоуглерода рассчитан изотопный возраст пластовых вод для изучения водопунктов. Результаты расчета изотопных возрастов приведены в табл. 1 и 2. Следует отметить, что эти величины в значительной степени являются эффективными и в дальнейшей интерпретации их можно использовать только для относительных сопоставлений.

На участке с. Ботаническое пластовые воды понт-мэотического горизонта существенной связи с поверхностными водами не обнаруживают. В то же время пластовые воды плиоценового горизонта обнаруживают присутствие в них до 20-25% поверхностных вод. Эта доля поверхностных вод поступает в плиоценовый горизонт за счет перетекания из вышележащих четвертичных отложений. Степень связи плиоценового и понт-мэотического горизонтов на этом участке незначительна, поскольку их пластовые воды сохраняют свои индивидуальные параметры. Объем перетекания поверхностных вод в плиоценовый водоносный горизонт увеличивается в центральной части района, достигая на участке с. Магазинка 50%. В восточном направлении степень связи плиоценового горизонта с поверх-

ностными водами уменьшается до 18% на участке с. Ближнегородское. Степень взаимосвязи между плиоценовым и понт-мэотическим водоносными горизонтами оценивается в следующих пределах: на участке с. Магазинка — 10%, на участке с. Лобаново — 7%, на участке с. Ближнегородское — 6%. О наличии взаимосвязи между водоносными горизонтами на этих участках свидетельствует некоторое повышение активности свинца-210 и радиоуглерода в пластовых водах понт-мэотиса. На участке с. Стальное изотопно-геохимические данные позволяют сделать вывод об отсутствии заметной взаимосвязи между водоносными горизонтами понт-мэотиса и сармата. Четкая индивидуализация изотопного отношения урана в водах понт-мэотиса подтверждает отсутствие заметной связи его с плиоценовым водоносным горизонтом в пределах данного участка. Связь верхнеплиоценового водоносного горизонта с поверхностными водами не превышает 4–5%.

Превышающие фон концентрации гелия отмечены в скв. 1179 (сармат) и скв. 1086 (понт-мэотис). В первом случае это может быть связано с хорошей экранировкой пласта, во втором — накопление гелия происходит, по-видимому, за пределами участка. Тем не менее и в этом случае повышенная концентрация гелия характеризует закрытость водоносного горизонта по разрезу в пределах участка.

Обращает на себя внимание высокая активность свинца-210 в пластовых водах сарматского водоносного горизонта (с. Стальное). Здесь отмечено максимальное значение активности. Очевидно, это не связано с притоком поверхностных вод, а скорее обусловлено хорошим экранированием кровли водоносного горизонта слабопроницаемыми породами, что приводит к накоплению в пластовых водах свинца-210 за счет эманирования радона из более глубоких слоев. Сравнительно высокую активность свинца-210 в водах тортонского водоносного горизонта трудно истолковать однозначно. Возможно, в данном случае имеют место и влияние высокого темпа водообмена, и поступление свинца-210 из водовмещающих пород и их подстилающих отложений.

УДК 550.93:621.092

М.П. ЕЖОВА

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЧЕТНЫХ ИЗОТОПОВ УРАНА ПРИ ИЗУЧЕНИИ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

Возрастающие потребности народного хозяйства в гидроминеральных ресурсах предусматривают расширение гидрогеологических исследований, связанных с поиском, разведкой, охраной и оптимальным использованием минеральных вод. Выполнение поставленных задач не может быть успешно и эффективно осуществлено без привлечения новых теоретических положений и методов, таких как методы пространственного моделирования, термометрии, позволяющих получить данные о структуре, гидродинамике, гидрогеохимии месторождений минеральных вод [3].

Широкое применение в гидрогеологии находят изотопные методы, являющиеся своеобразными индикаторами многих гидрогеологических процессов [9]. В нашей стране и за рубежом получены интересные результаты по возможности использования естественных изотопов урана в практике гидрогеологических исследований: для оценки гидродинамической связи различных водоносных горизонтов, индикации глубинной разгрузки подземных вод, для определения возраста подземных вод [5 – 11].

Формирование изотопного состава урана в подземных водах, подчиняясь законам радиоактивного распада, определяется в основном составом водовмещающих пород, гидродинамическими условиями бассейнов, скоростью и направлением движения потока подземных вод, расположением областей питания и очагов разгрузки, глубиной залегания водоносных горизонтов и т.д. Уран входит в кристаллическую решетку минерала в момент его образования и является ее структурной единицей. Поэтому атомы урана-238 с момента образования минералов закреплены в узлах кристаллической решетки. В то же время продукт радиоактивного распада, уран-234, за счет энергии отдачи попадает в междуузлия решетки и капилляры минерала и тем самым теряет связь с ней. Неодинаковое положение атомов урана-234 и урана-238 в минерале является, в частности, причиной их различной миграционной способности.

Анализ проб воды, отобранных из различных природных объектов, свидетельствует о том, что в подавляющем большинстве бассейнов и потоков природных вод величина отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \gamma$ больше 1, т.е. ^{234}U неравновесен к материнскому изотопу. Подмечено, что подземные воды водоносных комплексов, сложенных изверженными породами кислого состава, и воды осадочных пород характеризуются разными пределами колебаний $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$. Это позволяет использовать изотопный состав урана как естественную природную метку для решения генетических вопросов формирования подземных вод в системе порода–вода. Известно также, что воды, контактирующие с магматогенными породами кристаллического фундамента, в преобладающем большинстве обогащены легким изотопом урана-234. Аномальные значения величин $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в водах, связанных по условиям формирования с тектоническими активными зонами и зонами, вскрывающими глубинные разломы, помогают учесть влияние глубинных водных растворов. Высокие значения отношения изотопов урана ($\gamma \approx 4$) отмечены в подземных водах северной Киргизии [2], аномально высокие значения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ($\gamma \approx 11$) зарегистрированы в термоминеральных водах Грузии [6].

Исследования, проведенные ВСЕГИНГЕО на различных месторождениях минеральных вод, позволили выявить особенности поведения четных изотопов урана в водах, связанных по условиям формирования с глубинными разломами. Величина отношения изотопов урана способствовала также решению задач по оценке гидродинамической связи различных водоносных горизонтов при изучении формирования радиохимического и химического состава минеральных вод. При проведении работ обычно опробовались самоизливающиеся скважины, вскрывающие пресные и минеральные воды представительных водоносных горизонтов, а также грунтовые воды и поверхностные водотоки различной минерали-

зации и химического состава. В исследуемых водах помимо изотопного состава урана анализировалось содержание урана, радия, радона и в отдельных водопунктах определялось содержание стабильных изотопов водорода, кислорода и радиоуглерода. Полученная информация позволяла установить радиоактивный фон отдельных месторождений и выявить аномальные участки, интерпретация которых основывалась на совокупности гидрогеологических, гидрохимических, радиохимических и изотопных данных.

Осадок, содержащий изотопы урана, отделяли от раствора быстро и без потерь фильтрованием с помощью полевого прибора — концентратора конструкции ВСЕГИНГЕО [1, 7]. Время фильтрования пробы воды объемом 50 л составляет 15 мин. Методика концентрирования очень проста. В подготовленные концентраторы заливали исследуемую воду и добавляли реактивы согласно инструкции [1]. Полученные осадки отправляли в лабораторию для дальнейшего анализа. Лабораторная обработка угольных концентраторов проводилась по технологической схеме:

I. У водоисточника

Проба любого объема

Осаждение урана на активированном угле при pH 4, 5–5

Осадок активированного угля с изотопами урана

II. В лаборатории

Десорбция урана раствором $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$

Раствор $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3 + \text{UO}_2(\text{CO}_3)_2$

Выпаривание → Экстракция урана → Электроосаждение → Препарат урана → Измерение изотопного состава

Измерение изотопов урана осуществлялось по альфа-спектру препарата, отделенного от продуктов распада. Абсолютная погрешность определения изотопного отношения урана, зависящая от активности препарата и времени измерения, в нашем случае составляла в среднем $\pm 0,1$. Для точного определения растворенного урана отбирали 0,5 л воды, а радия — 1 л, подкисляя ее у водоисточника соляной кислотой до розовой окраски по метилоранжу. Уран определялся люминесцентным методом, а радий — эманационным.

В течение 1975–1979 гг. были проведены исследования изотопного состава урана на территории западной части Армянского вулканического нагорья, Кисловодского месторождения углекислых вод и Бахарденского месторождения минеральных вод Туркменской ССР. Большинство исследователей считают, что на формирование состава подземных вод Армянского вулканического нагорья оказывают влияние преимущественно процессы выщелачивания осадочных пород, а также магматические и вулканические процессы [4]. По изотопному составу водорода можно считать, что в высокогорной части питания источников происходит за счет таяния ледникового и снежного покрова (δD для этих вод установлена

-137 ‰, что близко к значению, полученному для снежного покрова: $\delta D = -157 ‰$). В предгорьях и низкогорьях на их формирование оказывает влияние состав почв и вмещающих пород. Химический состав вод глубоких горизонтов формируется под воздействием углекислоты и остаточного вулканического тепла. В пресных источниках и поверхностных водотоках величина соотношения изотопов $\gamma^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ практически не отличается от таковой в породах водовмещающего комплекса ($\gamma = 1,1 \div 1,3$). Содержание урана невелико и колеблется здесь в пределах $10^{-8} - 10^{-7}$ г/л, радия — $5 \cdot 10^{-13} - 10^{-12}$ г/л. Воды ультрапресные с минерализацией до 0,1 г/л, содержание рубидия, цезия и фтора в источниках ниже чувствительности метода определения. Данные изотопного состава урана, дополненные данными радиохимического и химического состава, свидетельствуют о том, что формирование вод пресного состава происходит за счет выщелачивания элементов из поверхностных лавовых толщ. В то же время в минеральных водах отношение $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ оказалось выше, чем в поверхностных и грунтовых водах. Так, источники углекислых вод, расположенные в кратере вулкана Арагац, обогащены изотопом урана-234 ($\gamma = 1,7$). Содержание свободной углекислоты довольно велико (около 1,500 мг/л), воды хлоридно-кальциевые с минерализацией 0,4 г/л, характерно присутствие рубидия, цезия. Аномальные значения $\gamma = 1,5$ получены для Анкаванских минеральных источников. Эти источники отличаются четкими термоаномалиями, высокими концентрациями рубидия (0,8 мг/л), цезия (0,6 мг/л), свободной углекислоты (2000 мг/л). Следует отметить, что месторождение лечебных минеральных вод Анкавана приурочено к зоне контактов изверженных и метаморфических пород.

Сопоставление данных изотопного анализа и химических показателей пресных и минеральных вод позволяет предположить, что повышенные значения γ связаны с тектонически активными зонами и поступлением по трещинно-жильным каналам вод, связанных с иным генетическим типом пород. Кисловодское месторождение углекислых минеральных вод (нарзанов) расположено на юге минераловодской антиклинали. В настоящее время эксплуатируется собственно Кисловодское месторождение (титон-валанжинский горизонт), Березовский участок (титонский горизонт) и Кумское месторождение. Изучение изотопного состава урана Кисловодского месторождения холодных "нарзанов" показало, что воды пресных источников (долины рек Березовки, Ольховки, ист. Лермонтовский) титон-валанжинского комплекса пород характеризуются изотопным отношением урана $\gamma = 2,1 \div 2,3$. Эти воды обладают небольшой минерализацией (0,1–0,5 г/л), низкими концентрациями урана (10^{-7} г/л), радия (10^{-12} г/л), что объясняется близостью области питания и высокой динамичностью вод. В минеральных углекислых водах месторождения наблюдается резкое изменение изотопного состава урана ($\gamma = 3,1 \div 6,4$). Обычно такие величины характерны для вод, взаимодействующих с кислыми магматогенными породами.

Полученные результаты позволили сделать вывод о том, что в данном районе минеральные углекислые воды формируют свой состав не только за счет взаимодействия с титон-валанжинским комплексом пород, но и в

Результаты радиохимического и химического анализа
подземных вод Бахарденского месторождения

Номер скважины	Глубина скважины, м	Содержание, г/л			Величина $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, ед. активности	Общая минерализация, г/л	Содержание H_2S , мг/л	рН
		U	Ra	Rn				
16	495	$1 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-12}$	$4 \cdot 10^{-9}$	2,3	1,8	—	7,6
17	815	$2 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-12}$	$7 \cdot 10^{-9}$	2,1	2,3	—	7,6
18	1094	$1 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-11}$	$3 \cdot 10^{-9}$	2,1	2,6	25	7,2
19	1655	$5 \cdot 10^{-8}$	$6 \cdot 10^{-11}$	$2 \cdot 10^{-9}$	1,9	4,2	60	7,3
20	2003	$5 \cdot 10^{-8}$	$9 \cdot 10^{-10}$	$7 \cdot 10^{-10}$	2,0	4,9	80	7,1

результате выщелачивания кристаллического фундамента и гранитных интрузий.

Бахарденское месторождение минеральных вод находится в 80 км западнее г. Ашхабада и приурочено к Передовому глубинному разлому Копет-Дага. Минеральные воды вскрываются в отложениях неокома на глубине до 2000 м. Величина изотопного состава подземных вод Бахарденского месторождения оказалась постоянной для различных обводненных зон, вскрытых бурением на глубине 495 – 2003 м. В то же время содержание урана изменялось от $2 \cdot 10^{-6}$ до $5 \cdot 10^{-8}$ г/л, что обусловлено окислительно-восстановительными условиями, зависящими от концентраций сероводорода в водах. Содержания сероводорода, большие 50 мг/л, создающие резко восстановительную среду, способствуют появлению "восстановительных геохимических барьеров", что приводит к выпадению урана из растворов и ослаблению его миграционной способности. Концентрация радия возростала по мере увеличения общей минерализации от $1,5 \cdot 10^{-11}$ до $1 \cdot 10^{-10}$ г/л (таблица). Повышенное содержание радия в водах скв. 19 и 20 определяется в первую очередь поведением неізотопных носителей – кальция и бария, концентрация которых в растворе зависит от рН среды и содержания карбонатных и сульфатных ионов.

Биохимические процессы сульфат-редукции способствуют появлению в минеральных водах, вскрытых скв. 19 и 20, агрессивной углекислоты, которая смещает рН в более кислую область и повышает растворение карбоната кальция из водовмещающих пород. В диапазоне пластовых рН для радия создаются благоприятные условия его выщелачивания из карбонатных пород водовмещающих комплексов, устойчивость системы $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 - \text{Ra}(\text{HCO}_3)_2 - \text{H}_2\text{O}$ способствует его миграции.

На примере данного месторождения отчетливо видно, что в отличие от концентрации урана и радия величина отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ остается постоянной. Это позволило считать, что изотопный состав урана напорных инфильтрационных вод месторождения, вскрытых скважинами, определяется процессами выщелачивания водовмещающих пород и не обогащается восходящими потоками вод, имеющих изотопный состав урана,

связанный с иным литологическим типом пород. Следовательно, изменение значения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в минеральных водах, вскрытых скв. 19 и 20, связано с распадом урана-234. Используя это обстоятельство, сделана попытка на основании уравнения

$$\frac{\gamma(t) - 1}{\gamma_0 - 1} = e^{-\lambda_{234} t},$$

где $\gamma(t)$ и γ_0 — современное и начальное значения величины урана-234; λ_{234} — константа распада урана-234, оценить время формирования минеральных вод, вскрытых скв. 19 и 20. При ряде допущений предельная величина возраста этих вод определена в 60 тыс. лет.

Работа проведена в лаборатории изотопного состава природных вод под руководством В.А. Полякова. Большая помощь в проведении полевых исследований оказана заведующими лабораториями ВСЕГИНГЕО Л.Г. Соколовским и Г.С. Вартамяном. Аналитические работы и спектрометрические определения изотопного состава урана выполнены А.А. Беляковым, Г.И. Семенычевой и Л.В. Фрыгиной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анализ изотопного состава подземных вод (методические рекомендации). М.: ВСЕГИНГЕО, 1978. 33 с.
2. Булашевич Ю.П., Чалов П.И. и др. Радиологические особенности вод разломов Северной Киргизии. — Геохимия, 1976, № 4, с. 490–497.
3. Вартамян Г.С. Месторождения углекислых вод горно-складчатых регионов. М.: Недра, 1977. 96 с.
4. Гидрогеология СССР. Т. XI. Армянская ССР/ Под ред. А.М. Овчинникова. М.: Недра, 1968. 351 с.
5. Горбушина Л.В., Тьминский В.Г. Радиоактивные и стабильные изотопы в гидрогеологии. М.: Атомиздат, 1974. 104 с.
6. Зверев В.Л., Дolidзе И.И. и др. Аномалия четных изотопов урана в подземных водах сейсмоактивных районов Грузии: — Геохимия, 1975, № 11, с. 137–139.
7. Ежова М.П., Купцов В.М. Полевой полиэтиленовый концентратор. — Разведка и охрана недр, 1973, № 10, с. 58–59.
8. Опыт оценки возраста подземных вод. Ташкент: Фан, 1972. 135 с.
9. Природные изотопы гидросферы. М.: Недра, 1975. 278 с.
10. Радиоизотопные методы исследований в гидрогеологии. — Материалы республик. конф. Киев: Наукова думка, 1975, с. 196.
11. Чердынцев В.В. Уран-234. М.: Атомиздат, 1969. 308 с.

УДК 546.02.551.49

В.В. ГУДЗЕНКО

О РАДИЙ-РАДИЕВЫХ МЕТОДАХ ОЦЕНКИ ВОЗРАСТА МОЛОДЫХ ИНФИЛЬТРАЦИОННЫХ ВОД

Предложенные В.В. Чердынцевым в 1946 г. методы оценки возраста молодых инфильтрационных вод по отношениям $^{226}\text{Ra}/^{222}\text{Rn}$ и $^{226}\text{Ra}/^{224}\text{Ra}$ обладают рядом методических ограничений [9]. Для первой пары существенным является возможное различие коэффициентов эманирования (в воду) и выщелачивания радия из водовмещающих по-

род, а также возможные адсорбционные потери последнего. Применимость второй пары изотопов, по мнению автора метода, ограничивалась процессами изотопного обмена в системе инфильтрационные воды—вмещающие породы, снижающими концентрацию ^{224}Ra в жидкой фазе [10].

Работы Н.Г. Сыромятникова по оценке величины изотопного обмена урана в системе вода—вмещающие породы показали, что этот эффект значителен только для урановых минералов, содержащих последний в концентрациях, равных целым процентам и выше. Для пород же с кларковыми содержаниями изотопный обмен пренебрежимо мал [5]. Практическое отсутствие влияния процессов изотопного обмена установлено также П.И. Чаловым с сотрудниками при изучении подземных потоков, движущихся в грубообломочных четвертичных отложениях [8]. По аналогии с вышесказанным естественно предположить, что для радия с его несравненно более низкими концентрациями и склонностью к выпадению в осадок в зоне гипергенеза роль процессов изотопного обмена в обеднении подземных вод короткоживущим ^{224}Ra не столь значительна. Отмечаемое в работе [10] превышение концентраций ^{222}Rn (в равновесных единицах) над концентрациями ^{224}Ra может быть объяснено также повышенным коэффициентом эманирования.

Отношение $^{224}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$ было использовано В.М. Купцовым при оценке возраста вод неовулканических отложений Кавказа [2]. Значения торий-уранового отношения для водовмещающих пород взяты как результат осреднения данных по району исследования. Учитывая возможные нарушения равновесия в рядах распада урана и тория для водовмещающих пород, он же впоследствии предложил использовать для возрастных оценок отношение $^{226}\text{Ra}/^{228}\text{Ra}$, несмотря на довольно значительный период полураспада последнего. Отметим, что корректные значения возрастов вод в этом случае могут быть получены при контакте инфильтрационных вод с породами в течение 35—40 и более лет. Использование в качестве равновесных членов расчетной формулы короткоживущих изотопов радия ограничивается различием положения последних в рядах распада. ^{226}Ra накапливается из ^{230}Th , следующего непосредственно после ^{234}U . Изотопу ^{224}Ra предшествует целая серия изотопов, среди которых имеются сравнительно долгоживущие ^{228}Ra и ^{228}Th и короткоживущий ^{228}Ac . Как видно из сказанного, положение предшественников изотопов радия во вмещающих породах энергетически неоднозначно. В этих условиях предлагаемая поправка на торий-урановое отношение, призванная скорректировать первоначальное различие концентраций источников радия в подземных водах, по всей вероятности, неадекватна отношению непосредственных предшественников его.

Общеизвестны случаи нарушения равновесия $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ для природных вод и водовмещающих пород. Гораздо меньше изучены отношения тория. Для молодых неовулканических пород Кавказа и некоторых гранитов Казахстана установлены равновесные или близкие к ним отношения $^{232}\text{Th}/^{228}\text{Th}$. Отношения $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ колеблются от 0,31 до 1,7 и зачастую не совпадают (в единицах активности) с торий-урановым отношением [11,7]. В то же время существуют данные о заметных сдвигах равновесия в рядах урана и тория для гранитов массива Ортау (Централь-

Т а б л и ц а 1

Изотопы радия и радон в подземных водах

Краткая характеристика района опробования	^{222}Rn , эман	Радий $\mu \cdot 10^{-12}$ кюри/литр		
		224	226	228
Район 1				
Водоносный комплекс в кавернозных известняках неогенового возраста. Глубины скважин 60–200 м. Пробы 5 и 6 – предполагаемая область питания	$0,70 \pm 0,09$ $0,44 \pm 0,08$ — — $1,2 \pm 0,09$ $0,47 \pm 0,07$ $0,37 \pm 0,06$ $0,30 \pm 0,02$	$2,9 \pm 1,7$ $2,5 \pm 2,0$ $4,5 \pm 1,1$ $2,9 \pm 1,8$ $6,0 \pm 1,5$ $3,9 \pm 1,7$ $2,0 \pm 1,4$ $1,0 \pm 0,3$	$0,52 \pm 0,03$ $0,51 \pm 0,03$ $0,61 \pm 0,03$ $0,28 \pm 0,04$ $0,38 \pm 0,03$ $0,17 \pm 0,02$ $0,17 \pm 0,02$ $0,14 \pm 0,02$	— — — — — — — $0,17 \pm 0,04$
Район 2				
Водоносный комплекс в мело-мергельной толще верхнемелового возраста. Глубины эксплуатационных скважин 80–100 м	$0,85 \pm 0,09$ $0,41 \pm 0,04$ $1,32 \pm 0,10$ $0,65 \pm 0,06$ $1,14 \pm 0,09$ $0,66 \pm 0,07$	$1,3 \pm 0,8$ $5,2 \pm 1,8$ $3,0 \pm 1,5$ $4,8 \pm 0,7$ $5,0 \pm 2,2$ $1,0 \pm 0,5$	$0,23 \pm 0,02$ $0,10 \pm 0,02$ $0,13 \pm 0,02$ $0,18 \pm 0,03$ $0,16 \pm 0,03$ $0,23 \pm 0,04$	$0,25 \pm 0,03$ $0,21 \pm 0,08$ $0,23 \pm 0,10$ $0,47 \pm 0,08$ $0,16 \pm 0,07$ $0,25 \pm 0,10$
Район 3				
Водоносный комплекс, приуроченный к зонам трещиноватости кислых магматических и метаморфических пород протерозоя. Глубины скважин 60–120 м	$13,5 \pm 2,7$ $22,8 \pm 2,4$ $52,9 \pm 6,3$ $6,7 \pm 0,8$ $19,6 \pm 2,4$ $4,5 \pm 0,8$ $22,0 \pm 3,1$ $27,9 \pm 1,6$	$57,4 \pm 3,4$ $5,2 \pm 1,6$ $27,5 \pm 2,0$ $18,5 \pm 3,3$ $7,1 \pm 1,0$ $16,3 \pm 2,3$ $33,6 \pm 2,0$ $19,8 \pm 1,8$	$0,48 \pm 0,03$ $1,29 \pm 0,05$ $5,07 \pm 0,09$ $3,71 \pm 0,08$ $1,29 \pm 0,05$ $0,85 \pm 0,04$ $6,24 \pm 0,10$ $4,73 \pm 0,09$	$1,11 \pm 0,02$ $3,35 \pm 0,13$ $8,56 \pm 0,18$ $1,31 \pm 0,11$ $2,18 \pm 0,11$ $1,54 \pm 0,11$ $12,18 \pm 0,22$ $4,85 \pm 0,14$
Район 4				
Горизонт трещинно-карстовых вод глубоко метаморфизованной карбонатной толщи протерозоя. Глубины скважин и шахт 200–800 м	$0,29 \pm 0,08$ $0,18 \pm 0,06$ $0,72 \pm 0,13$ $0,23 \pm 0,14$ $0,15 \pm 0,05$ $0,71 \pm 0,05$ $3,54 \pm 0,03$ $0,14 \pm 0,02$	$15,2 \pm 1,1$ $2,1 \pm 1,2$ $1,7 \pm 1,5$ $3,9 \pm 1,8$ $20,2 \pm 2,5$ $39,8 \pm 4,1$ $50,9 \pm 2,0$ $33,3 \pm 2,0$	$14,25 \pm 0,15$ $0,95 \pm 0,08$ $0,29 \pm 0,04$ $0,12 \pm 0,02$ $2,98 \pm 0,12$ $1,12 \pm 0,05$ $11,27 \pm 0,20$ $3,65 \pm 0,09$	$22,86 \pm 0,3$ $0,24 \pm 0,10$ $0,64 \pm 0,10$ $0,48 \pm 0,10$ $17,85 \pm 0,28$ $2,35 \pm 0,14$ $19,0 \pm 0,34$ $8,81 \pm 0,25$

ный Казахстан) [6]. Накопление избыточных концентраций ^{230}Th позволяет предположить подобный процесс и для ^{228}Th . Как отмечают И.Е. Старик с сотрудниками [4], выщелачиваемость ^{228}Th во всех случаях выше выщелачиваемости ^{232}Th . Избыточные концентрации ^{228}Th могут в определенных условиях образовывать временные коллекторы на различного рода геохимических барьерах, что приведет к занижению значений возра-

Т а б л и ц а 2

Возраст вод, рассчитанный по отношениям изотопов радия и радона

Возраст вод по отношениям (лет)				Th/U (единицы активности)
$^{226}\text{Ra}/^{222}\text{Rn}$	$^{228}\text{Ra}/^{224}\text{Ra}$	$^{226}\text{Ra}/^{224}\text{Ra}$	$^{226}\text{Ra}/^{228}\text{Ra}$	
Район 1				
17,4 ± 3,2	—	47 ± 30	—	0,11
27,3 ± 6,6	—	53 ± 46	—	"
—	—	35 ± 10	—	"
—	—	25 ± 19	—	"
7,4 ± 0,6	—	16 ± 5	—	"
8,5 ± 2,3	—	11 ± 5	—	"
10,8 ± 3,0	—	22 ± 18	—	"
10,9 ± 2,3	1,8 ± 1,0	35 ± 17	222 ± 84	"
Район 2				
6,3 ± 1,2	2,1 ± 1,5	46 ± 32	250 ± 52	"
5,7 ± 1,7	0,4 ± 0,3	5 ± 3	—	"
2,3 ± 0,5	0,8 ± 0,7	11 ± 7	—	"
6,5 ± 1,7	1,0 ± 0,3	10 ± 3	—	"
3,3 ± 0,9	0,3 ± 0,2	8 ± 5	—	"
8,2 ± 2,3	2,8 ± 2,5	60 ± 40	250 ± 143	"
Район 3				
0,8 ± 0,2	0,2 ± 0,03	33 ± 4	—	1,66
1,3 ± 0,2	10,0 ± 3,5	667 ± 231	—	1,00
2,2 ± 0,3	3,6 ± 0,3	855 ± 77	—	1,66
12,9 ± 1,8	0,7 ± 0,2	990 ± 198	—	1,72
1,5 ± 0,2	3,6 ± 0,7	73 ± 13	—	0,93
4,4 ± 1,0	1,0 ± 0,2	220 ± 41	—	1,72
6,6 ± 1,0	4,4 ± 0,3	444 ± 34	—	0,93
4,0 ± 0,3	2,7 ± 0,3	1038 ± 114	—	1,50
Район 4				
1582 ± 437	—	—	13906 ± 311	1,60
127 ± 53	1,2 ± 1,1	3011 ± 1974	—	"
9,4 ± 3,0	4,6 ± 4,5	—	3018 ± 888	"
12,2 ± 9,4	1,3 ± 0,9	118 ± 74	1195 ± 448	"
518 ± 194	20,9 ± 2,9	630 ± 103	727 ± 41	"
37,2 ± 4,3	0,6 ± 0,1	108 ± 16	3364 ± 351	"
75,7 ± 2,0	4,5 ± 1,0	1023 ± 58	6966 ± 1370	"
707 ± 118	3,0 ± 0,3	451 ± 38	2544 ± 135	"

тов вод, определяемых по отношению $^{226}\text{Ra}/^{224}\text{Ra}$. Указанный эффект проявляется и при использовании отношения изотопов, принадлежащих одному и тому же ряду распада — $^{228}\text{Ra}/^{224}\text{Ra}$.

В целях выявления и оценки масштабов искажающего влияния сдвига равновесия в рядах распада урана и тория (для водовмещающих пород) на результаты определения возрастов инфильтрационных вод по отноше-

ниям изотопов радия нами выполнен ряд измерений концентраций ^{222}Rn , ^{224}Ra , ^{226}Ra и ^{228}Ra в подземных водах четырех районов Украины, отличающихся литологическим составом водовмещающих пород и гидрогеологическими условиями. Выполнены также отдельные измерения изотопного состава тория в водовмещающих породах. Результаты измерения концентраций радона и изотопов радия представлены в табл. 1.

Концентрации изотопов радия и радона в водах районов 1 и 2 сравнительно монотонны и близки друг к другу. Средние концентрации ^{224}Ra совпадают в пределах погрешности измерений, а концентрации ^{226}Ra в подземных водах района 1 превосходят аналогичный показатель района 2 примерно вдвое. Значительно большей изменчивостью отличаются радиологические параметры вод районов 3 и 4. Максимальные концентрации ^{226}Ra в водах района 4 превосходят минимальные более чем на два порядка. Природа этих различий неодинакова. Если скважины района 3, находясь в сходных гидрогеологических условиях, вскрывают породы весьма пестрые по литологическому составу, то скважины района 4 пройдены в сравнительно однородной толще глубоко метаморфизованных карбонатных пород, местами сохранивших некоторую долю седиментационных вод. Широко развиты в районе зоны тектонических нарушений со следами гидротермальных процессов.

В табл. 2 представлены значения возраста вод, рассчитанные по отношениям изотопов радия и радона для случая равенства коэффициентов эманирования и выщелачивания и наличия равновесия в рядах урана и тория. Значение торий-уранового отношения для районов 1 и 2 взято из работы [3]. Для районов 3 и 4 этот параметр с учетом литологического состава водовмещающих пород заимствован из работы [1]. Номера точек наблюдения соответствуют табл. 1.

Распределение значений возраста вод, вычисленных по отношениям $^{226}\text{Ra}/^{222}\text{Rn}$ и $^{226}\text{Ra}/^{224}\text{Ra}$ для района 1, достаточно хорошо отражает особенности гидрогеологических условий. Скважины 5 и 6, расположенные в области питания, отличаются минимальными значениями возраста воды. Отмечается симбатность и относительная близость значений возрастов, полученных разными методами, тем более что принятое по литературным данным торий-урановое отношение, возможно, не соответствует отношению $^{230}\text{Th}/^{228}\text{Th}$ в породах исследуемого района. Значения возраста вод второго района, как и гидрогеологические условия, отличаются монотонностью. Различия в возрасте вод отдельных скважин в значительной мере определяются условиями эксплуатации. Характер водовмещающих пород, вскрытых скважинами в районе 3, предполагает возможность развития эманлирующих коллекторов, влияние которых занижает значения возраста вод, определяемые по отношению $^{226}\text{Ra}/^{222}\text{Rn}$. Резкие различия данных радиий-радонового и радиий-радиевых методов позволяют предположить отсутствие равновесия в рядах распада урана и тория для водовмещающих пород. Кроме того, весьма неравномерное распределение радиоактивных изотопов в водовмещающих породах может внести дополнительные погрешности, так как размеры зон, в которых происходит формирование концентраций радия, зависят от периода полураспада последнего. Самые высокие значения возраста отмечаются в скважинах и

горных выработках района 4. Причиной этого в ряде случаев может быть поступление некоторой доли седиментационных вод, в которых накоплены предельные концентрации радия. В водах подавляющего большинства исследованных скважин отсутствует равновесие в системе ^{228}Ra — ^{224}Ra . Накопление избыточных концентраций ^{224}Ra в инфильтрационных водах, время пребывания которых в подземной циркуляции достаточно велико для установления равновесия по ^{228}Ra , можно объяснить существованием коллекторов ^{228}Th . Близкие к равновесным отношения этих изотопов обнаружены только в пробах 23 и 27 (район 4), представляющих собой шахтные воды. В то же время в пробе 29, отобранной из дренажной шахты в этом же районе, отмечен значительный избыток ^{224}Ra .

Изотопный состав тория водовмещающих пород определен по трем образцам керна. Значения изотопных отношений (в единицах активности) представлены ниже.

	$^{232}\text{Th}/^{230}\text{Th}$	$^{228}\text{Th}/^{230}\text{Th}$	$^{228}\text{Th}/^{232}\text{Th}$
Сланцы кварцево-биотитовые ненарушенные	2,04 ± 0,21	2,83 ± 0,27	1,39 ± 0,10
Сланцы кварцево-слюдяные обохранные	0,73 ± 0,11	0,83 ± 0,12	1,14 ± 0,18
Известняк доломитизированный	0,56 ± 0,13	0,88 ± 0,19	1,57 ± 0,38

Как видно, избыток ^{228}Th по отношению к родоначальнику ряда превышает 50%.

Анализ полученных значений возрастов вод и изотопных отношений тория в водовмещающих породах позволяет сделать следующие выводы:

1) при оценках возрастов вод по изотопам радия в расчетные формулы необходимо вводить поправки на отношения изотопов тория — предшественников радия в естественных рядах распада для водовмещающих пород. Дополнительные погрешности, вносимые неучтенными отклонениями от равновесных соотношений, могут достигать десятков процентов;

2) максимальная близость значений возрастов, полученных с помощью различных пар изотопов радия, отмечается для районов 1 и 2. Здесь же зафиксированы минимальные концентрации всех трех изотопов и высокие коэффициенты фильтрации. Сочетание этих показателей позволяет предположить близкие к равновесным соотношения изотопов тория в водовмещающих породах;

3) наблюдаемый в достаточно древних водах избыток ^{224}Ra по сравнению с ^{228}Ra помимо наличия коллекторов ^{228}Th может объясняться также повышенной выщелачиваемостью короткоживущего изотопа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белевцев Я.Н. и др. Средние содержания урана и тория в главнейших типах горных пород Украинского щита. — Геологический журнал, 1975, т. 35, вып. 4, с. 96—117.

2. Купцов В.М. Оценка возраста некоторых подземных вод Кавказа по короткоживущему изотопу радия — тории-Х. Геофизические и изотопные методы гидрогеологических и инженерно-геологических исследований. — Труды ВСЕГИНГФ.О. М., 1975, вып. 90, с. 118—121.

3. Справочник по радиометрии. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 199 с.
4. Некоторые вопросы геохимии радиоактивных изотопов/И.Е. Старик, Ю.В. Кузнецов, Е.П. Петряев, В.К. Легин — В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 1, 374—389.
5. Сыромятников Н.Г. О межфазовом изотопном обмене урана-234 и урана-238. — Геохимия, 1960, № 3, с. 78—81.
6. Сыромятников Н.Г., Иванова Э.И. Радиологическое изучение гранитов массива Ортау (Центральный Казахстан). — Геохимия, 1968, № 3, с. 315—322.
7. Сыромятников Н.Г., Иванова Э.И., Трофимова Л.А. Радиоактивные элементы как геохимические индикаторы породы- и рудообразования. М.: Атомиздат, 1976. 232 с.
8. Чалов П.И., Тузова Т.В., Тихонов А.И. О возможности применения неравновесного урана в гидрогеологии. — Изв. АН Киргиз. ССР, 1978, № 1, с. 9—17.
9. Чердынцев В.В. Об изотопном составе радия природных вод. — Вестн. АН КазССР, 1946, № 7/8, с. 8.
10. Чердынцев В.В. Уран-234. М.: Атомиздат, 1969. 308 с.
11. Чердынцев В.В. Ядерная вулканология. М.: Наука, 1973. 208 с.

УДК 546. 02.551.49

Н.Н. ХОДЖИБАЕВ, Д.С. ИБРАГИМОВ,
Б.К. ХАИТОВ, М.А. ИРМУХАМЕДОВ

ИССЛЕДОВАНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПО НЕРАВНОВЕСНОМУ УРАНУ

Применение неравновесия изотопов урана в гидрогеологии началось после открытия этого природного явления В.В. Чердынцевым и П.И. Чаловым. Наметились два направления применения соотношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (γ) для определения возраста подземных вод и изучения гидродинамических условий водоносных комплексов и горизонтов артезианских бассейнов. Оба эти направления, теоретически надежно обоснованные, решают в конечном итоге региональные гидрогеологические задачи. Так, изучение вариации γ в водах четвертичных отложений Ферганы в створе Сохского конуса выноса показало, что значения их возраста увеличиваются от 20—30 (в головной части) до 180—200 тыс. лет (в центральной части артезианского бассейна) [1]. В Приташкентском артезианском бассейне рассчитан возраст термальных минеральных вод, развитых в отложениях сеномана. В районе г. Ташкента он составил 1,8—2,3 млн. лет по неравновесному урану и 2—2,5 млн. лет по гелий-аргоновому методу. Подобные исследования проведены также по Бухарокаршинскому, Зарафшанскому, Сурхандарьинскому артезианским бассейнам.

В Сузакском артезианском бассейне (Казахская ССР) были поставлены задачи несколько иного характера — установление гидравлической взаимосвязи подземных вод зоны экзогенной трещиноватости палеозойских пород Каратауского хребта с водами пластовой водонапорной системы мезо-кайнозойских отложений Сузакского артезианского бассейна. При этом необходимо было выяснить гидравлическую взаимосвязь подземных вод различных литологических разностей палеозойских отложений Каратауского хребта и гидрогеологическую роль Главного Каратауского разлома, установить возможную взаимосвязь водоносных комплексов

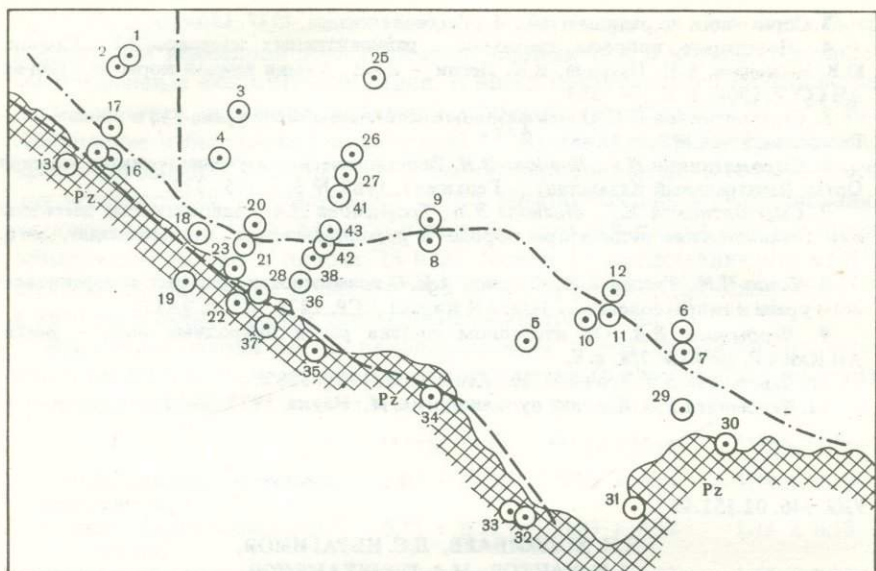


Рис. 1. Схематическая карта распределения γ в подземных водах Сузакского артезианского бассейна

сов и горизонтов пластовой водонапорной системы по Сузакскому региональному разлому. Необходимость применения изотопных исследований была вызвана тем, что данный артезианский бассейн относится к числу наиболее промытых инфильтрационными водами. Воды палеозойских известняков, доломитов, конгломератов весьма незначительно отличаются по составу и минерализации от вод песчано-галечниковых отложений мезо-кайнозоя пластово-водонопорной системы. Помимо изотопного соотношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ определялась концентрация дейтерия и кислорода-18 поверхностных и подземных вод. Всего обследованы 43 точки (рис. 1): родники, скважины, поверхностный сток. Величины значений концентрации дейтерия (-90‰ — -80‰ отн. SMOW) и их распределение в водах выходов палеозойских пород показывают, что эти подземные воды снежно-дождевого питания. Наблюдаемую тенденцию уменьшения концентрации данного изотопа с северо-запада на юго-восток и с увеличением абсолютных отметок местности, по всей видимости, можно объяснить процессами естественного изотопного фракционирования дейтерия в атмосферных осадках. В пределах пластово-водонопорной системы максимальная концентрация дейтерия отмечена в водах меловых отложений (-68‰ — -65‰); это преимущественно инфильтрационные воды с некой долей седиментационных, которые могут еще поступать из морских глинистых пропластков в водоносные горизонты песчаников. Наличие повышенных концентраций дейтерия в морских глинистых пропластках, заключенных внутри весьма промытых к настоящему времени водоносных песчаников, и возможность их поступления в

воды этих песчаников впервые по изотопным исследованиям отмечались в Приташкентском артезианском бассейне. Здесь в период интенсивных землетрясений 1966–1970 гг. содержание дейтерия в термальных минеральных водах семанских песчаников ощутимо увеличилось. Воды зоны экзогенной трещиноватости палеозойских отложений характеризуются более высокими концентрациями кислорода-18 вследствие более широкого распространения карбонатных пород (от -12 до $-8^0/_{00}$, в большинстве случаев $-9\div-10^0/_{00}$), чем песчано-галечниковых пластов мезо-кайнозоя (от -19 до $-9^0/_{00}$, в большинстве случаев $-12\div-14^0/_{00}$).

Малая контрастность в содержании кислорода-18 в водах различного литологического состава пород палеозоя (гранодиориты, сланцы, конгломераты, известняки), вероятно, свидетельствует о хорошей их гидравлической взаимосвязи. Установленная закономерность не нарушается в зоне Главного Каратауского разлома (опробованы воды родникового стока), а также в районах сочленения пластово-водонапорной системы с горным обрамлением. Лишь с удалением от гор в водах артезианского бассейна, и особенно приуроченных к четвертичным образованиям, концентрация тяжелого кислорода заметно снижается.

В карбонатных породах областей современного питания обычно формируются инфильтрационные воды со значениями $\gamma = 1,1\div 1,5$; в гранитах и гранодиоритах — более 3; в галечниках, конгломератах — 2,3–2,5. В Каратау в пяти пробах из восьми, характеризующих воды карбонатных пород, γ составляет 1,6–1,98.

Наблюдаемую тенденцию уменьшения концентрации кислорода-18 с увеличением значения γ , вероятно, можно объяснить поступлением в обводненную зону известняков некоторого количества вод, первоначально формировавшихся на площадях развития гранитов и гранодиоритов. В водах же самих изверженных пород величина γ , наоборот, чуть снижена (2,63–2,67), что объясняется влиянием вод карбонатов.

В водоносных комплексах части артезианского бассейна, расположенной между горным обрамлением и Сузакским региональным разломом, химический состав и минерализация подземных вод в целом близки к показателям вод палеозойского обрамления. С удалением от гор, однако, незначительно возрастает минерализация и содержание ионов хлора и натрия. Там, где имеются выходы мезо-кайнозойских коллекторов на дневную поверхность, нужно установить, образовались ли воды за счет инфильтрации атмосферных и поверхностных вод непосредственно в водоносные горизонты мезо-кайнозоя или существует еще и дополнительное подземное перетекание из зоны экзогенной трещиноватости палеозойских отложений Каратау. С этой целью на двух участках проведены изотопные исследования. В северо-западной части, где в палеозойских образованиях Каратау воды со значениями $\gamma = 2,6\div 3,1$ и концентрацией кислорода-18 $-11,8$ – $-12^0/_{00}$, в песчаниках плиоцена—среднего эоцена вскрыты воды с $\gamma = 2,5\div 2,9$, т.е. с величинами, несколько завышенными для вод песчаников областей современной инфильтрации и концентрацией кислорода-18 от $-9,6$ до $-13,6^0/_{00}$. К северо-востоку от Сузакского разлома содержание этого изотопа в водах плиоцен-среднеэоценовых и меловых отложений снижается от $-14,9$ до $-19,5^0/_{00}$. Такое же сходство пока-

зателей наблюдается и на втором участке — в створе около центральной части Каратау. Только здесь значения γ несколько снижены, а концентрация кислорода-18, наоборот, повышена даже в водах четвертичных отложений (до $-11,8\text{‰}$). Кроме этого, по двум скважинам из плиоцен-среднеэоценового комплекса получены воды со значениями $\gamma = 3\div 3,3$. Одна точка расположена на Сузакском разломе, а вторая — между Сузакским и Каратауским. Можно полагать, что по этому створу проходит поперечный локальный разлом, в зоне которого воды обычно имеют повышенные, не свойственные для вод данной литологической разности пород, изотопные соотношения урана. Подобные же повышенные значения γ наблюдаются в водах, расположенных к северо-востоку от Сузакского разлома, где также допускается наличие тектонических разломов в отложениях мезо-кайнозоя. На других участках бассейна за Сузакским разломом изливаются воды со значениями γ , вполне соответствующими водам песчаных горизонтов. Таким образом, можно сделать вывод о существовании гидравлической связи горного обрамления с водонапорной системой Сузакского артезианского бассейна. Главный Каратауский разлом, протягивающийся вдоль границы сочленения горного обрамления с артезианским бассейном, по всей видимости, не препятствует перетoku части подземных вод из зоны экзогенной трещиноватости палеозойских отложений в пластово-водонапорную систему.

Вдоль Сузакского разлома на одних участках вскрываются воды с нормальными значениями изотопного соотношения урана (1,8–1,9), в других — с явно повышенными. Безусловно, γ повышается на участках большей раздробленности горных пород зоны разлома. Конечно же, региональные изотопные исследования, как бы эффективны они не были, дают весьма общие представления о характере и направленности гидрогеологических процессов, главным образом из-за недостаточности фактического материала.

В горных районах Средней Азии аллювиальные или аллювиально-пролювиальные валунно-галечниковые отложения рек являются хорошими аккумуляторами пресных подземных вод, в них нередко формируются достаточно крупные месторождения питьевых вод. При выполнении геологоразведочных работ в целях подсчета эксплуатационных запасов большую трудность представляет установление граничных условий таких месторождений. Для примера рассмотрим Мичуринское месторождение питьевых вод, расположенное на левобережье верховьев р. Арысь (Тюлькубасский р-н Чимкентской обл. Казахской ССР) (рис. 2).

Долина выполнена мощной толщей аллювиальных и аллювиально-пролювиальных отложений четвертичного возраста и окружена с севера и юга выходами палеозойских образований. Вдоль южного сочленения отложений четвертичного возраста с палеозойскими фиксируется тектонический разлом. Для обоснования прироста запасов необходимо было выявить возможность гидравлической взаимосвязи подземных вод месторождения, развитых в четвертичных аллювиально-пролювиальных валунно-галечниковых отложениях, с водами зон экзогенной трещиноватости палеозойских пород. При наличии такой взаимосвязи обеспечивался прирост запасов в 300 л/с по категории С. Решение этой задачи

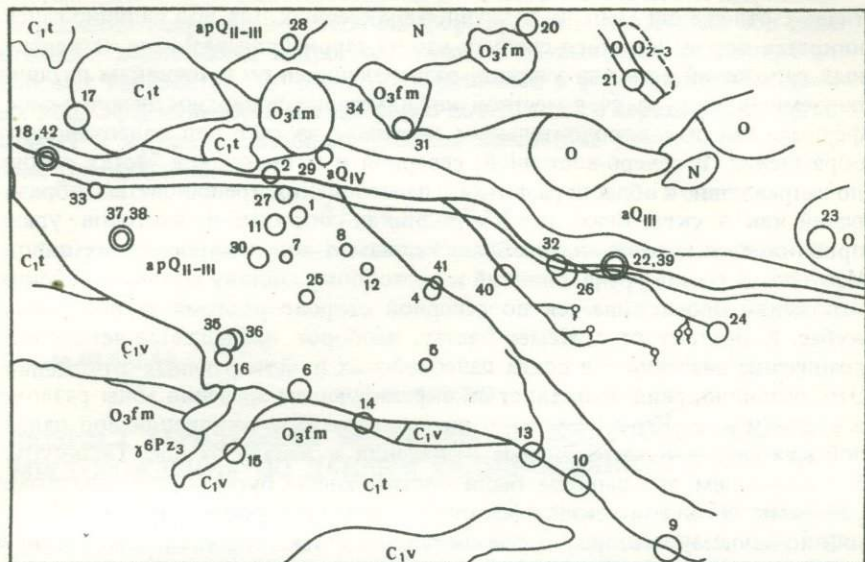


Рис. 2. Схематическая карта распределения γ в подземных водах Мичуринского месторождения

традиционными методами осложнялось тем, что физико-химические показатели указанных вод были весьма близки. Район исследований невелик. Все подземные воды в нем инфильтрационного генезиса. Поэтому отпала необходимость определения концентрации дейтерия. В 42 пробках замерялось изотопное соотношение урана и в 16 — концентрация кислорода-18. Воды зоны экзогенной трещиноватости карбонатов палеозоя характеризуются аномально повышенными значениями γ (2,06—3,78). Так, по одной скважине из чередующейся толщи известняков и сланцев получена вода с $\gamma = 8,6$. На весьма ограниченных участках наблюдаются выходы магматических пород, воды которых имеют $\gamma = 2,6 \div 3,0$. Представляется, что в известняки поступают воды, побывавшие уже в контакте с изверженными породами, которые могут залегать на небольших глубинах под известняками. С водами самих известняков подземные воды не находятся в длительном контакте. Об этом свидетельствует низкая концентрация кислорода-18 ($-12 \div -16 \text{‰}$).

Основное значение для питьевого и водохозяйственного использования имеют воды четвертичных валунно-галечниковых и гравийно-галечниковых, песчаных отложений. Изотопный состав вод как по урану, так и по кислороду изменяется в значительных пределах. В наиболее погруженной части комплекса, в середине впадины, величина γ наименьшая и изменяется в пределах 1,1—1,5. Такие же величины γ характерны для вод отложений неглубокого залегания в юго-восточной и восточной частях территории и всех временных и постоянных поверхностных водотоков этого участка. В остальной же части впадины воды четвертичных отложений характеризуются таким же изотопным составом, как и воды палеозойских известняков (1,91—2,70). В целом значения γ вод четвер-

тичных отложений меньше величин, характерных для вод валунно-галечниковых пород. Из этого следует, что на территории развития четвертичных отложений есть два участка, различающихся по источникам питания подземных вод: за счет местной инфильтрации поверхностных и атмосферных вод и с дополнительным питанием за счет вод палеозойского обрамления. В северо-восточной, северной и юго-западной частях района по направлению к области развития палеозойских трещиноватых образований как в скважинах, так и в родниках соотношение изотопов урана приближается к величинам, обнаруженным в водах карбонатных пород. Изотопный состав урана, близкий к изотопному составу вод палеозойских отложений прослеживается по северной стороне разлома за пос. Тюлькубас. К востоку от с. Кемер-Бастау, наоборот, наблюдается четкое разграничение значений γ в водах палеозойских и четвертичных отложений. Это, очевидно, свидетельствует об экранирующем значении зоны разлома к востоку от с. Кемер Бастау и интенсивном проникновении вод палеозойских пород в четвертичные отложения к западу от пос. Тюлькубас. В дальнейшем эти выводы были подтверждены буровыми и опытными работами. Экономический эффект от внедрения результатов исследований по данному месторождению составил 125 тыс. руб. К настоящему времени институтом ГИДРОИНГЕО такие исследования успешно выполнены по нескольким подобным месторождениям.

О том, что в водах зон с урановой аномалией встречаются соотношения изотопов урана меньше 1, было известно и раньше. Однако различать, за счет каких процессов — гидротермальных или эвапоритовых — образуется аномалия, очень важно, так как от этого зависит оценка запасов месторождений. Если аномалия имеет эвапоритовую природу, то $\gamma \geq 1$. Когда же аномалия связана с гидротермальными растворами или водами, омывающими урановое месторождение, $\gamma < 1$. Исследования такого рода были проведены на Памире в пределах одной впадины, расположенной в зоне дробления крупного разлома. В средней части впадины расположено озеро, питающееся водами многочисленных родников по склонам впадины и на дне самого озера. Предыдущими исследованиями в водах озера было обнаружено повышенное содержание урана. Однако исследователи высказались в пользу эвапоритовой природы аномалии и решили, что она не имеет практического значения.

Выполненные нами исследования показали, что аномалии (по изотопному составу урана) встречаются не только в воде озера, но и в некоторых поверхностных водотоках и родниках, питающих озеро. Естественно, в самом озере повышенное содержание урана объясняется эвапоритовыми процессами, но истинные источники аномалий значений γ , которые легко проследить по водам поверхностных водотоков и родников, находятся вне озера. Сказанное подтверждается анализом изотопного состава кислорода. Так, концентрация кислорода-18 в воде озера и близлежащих родников изменяется в пределах от -10 до $-12,5\%$, а в речной воде она равна -15% . Очевидно, река питается в основном за счет атмосферных осадков, но в ней присутствует значительное количество воды, однотипной с водами озера.

Таким образом, выполненные исследования показывают большую перспективность и эффективность применения метода неравновесного урана

(в комплексе с другими изотопными и гидрогеологическими методами) при решении вопросов об условиях формирования подземных вод зоны активного водообмена, гидрогеологической взаимосвязи различных водоносных горизонтов, изучения роли разломов в формировании подземных вод. Эффективность метода резко повышается с переходом от региональных к крупномасштабным работам вследствие увеличения густоты точек опробований.

ЛИТЕРАТУРА

Опыт оценки возраста подземных вод. Ташкент: Изд-во Фан, 1972. 105 с.

УДК 546.02.551.49

С.И. ЛЯШЕНКО

ВОЗРАСТ ТЕРМАЛЬНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ПЯТИГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО ДАННЫМ РАДИЙ-РАДОНОВОГО МЕТОДА

Важным показателем при изучении месторождений минеральных вод является их возраст, что указывалось В.В. Чердынцевым и Л.В. Горбушиной [1, 2]. Поэтому при изучении перспектив развития гидроминеральной базы Пятигорского курорта был рассчитан возраст термальных вод радий-радоновым методом.

Пятигорское месторождение минеральных вод расположено в центральной части района Кавказских минеральных вод (КМВ) у горы Машук. Основным типом минеральных вод являются термальные углекисло-сероводородные сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые воды, которые формируются путем смешения в глубоких трещинах северо-восточного направления титано-валанжинских, апт-альбских и маломинерализованных верхнемеловых вод. В зоне полукольцевых разломов смешанная вода обогащается сероводородом биохимического происхождения. По данным Н.А. Огильви и В.Л. Августинского [1] доля участия вод водоносных комплексов составляет соответственно: титано-валанжинского — 52%, апт-альбского — 10% и верхнемелового — 35%, других источников — 3%. Естественным местом разгрузки этих вод является гора Горячая, почти полностью сложенная осадками минеральных источников — травертинами. При изучении радиологического состава термальных минеральных вод были определены следующие радиоизотопы: радий-226, радон, уран, радий-224 и радий-228. Радий концентрировался из объема 10 л и выделялся в виде хлористых солей по методу И.Е. Старика. Радон определялся вакуумным методом. Измерения при определении радия и радона производились на приборе "Альфа-1". Радиоизотопы ториевого ряда (радий-224 и радий-228) измерялись по содержанию тория в потоке воздуха также на приборе "Альфа-1". Уран определялся люминесцентным методом на приборе ФАС-1. Все углекисло-сероводородные воды близки по радиологическому составу и отличаются от других вод Пятигорского месторождения повышенным содержанием радия-226: $30,0 \cdot 10^{-12}$ — $36,1 \cdot 10^{-12}$ г/л. Характерным для этих

**Возраст, радиологический и химический состав
термальных минеральных вод Пятигорского месторождения**

Наименование скважины	Водоносный комплекс	Химический состав
Скв. № 33	Титано-валланжинский	CO ₂ 0,7 H ₂ S 0,014 М 7,6 $\frac{Cl\ 37\ HCO_3\ 32\ SO_4\ 31}{Na\ 54\ Ca\ 31}$
Скв. № 19	Апт-альбский	CO ₂ 0,7 М 7,0 $\frac{Cl\ 42\ HCO_3\ 32\ SO_4\ 26}{Na\ 76\ Ca\ 20}$
Лермонтовский № 1	Травертины горы Горячей	CO ₂ 0,7 H ₂ S 0,012 М 5,4 $\frac{Cl\ 41\ HCO_3\ 35\ SO_4\ 25}{Na\ 64\ Ca\ 29}$
Лермонтовский № 2	То же	CO ₂ 0,7 H ₂ S 0,012 М 5,4 $\frac{Cl\ 41\ HCO_3\ 35\ SO_4\ 25}{Na\ 64\ Ca\ 29}$
Наклонная бур. № 2	”	CO ₂ 0,7 H ₂ S 0,014 М 5,5 $\frac{Cl\ 40\ HCO_3\ 35\ SO_4\ 25}{Na\ 64\ Ca\ 30}$
Варвацевская скв.	”	CO ₂ 1,0 H ₂ S 0,0088 М 5,1 $\frac{Cl\ 40\ HCO_3\ 36\ SO_4\ 23}{Na\ 64\ Ca\ 30}$
Пушкинская шт.	Главный сброс горы Машук	CO ₂ 0,8 H ₂ S 0,096 М 4,5 $\frac{Cl\ 41\ HCO_3\ 36\ SO_4\ 23}{Na\ 63\ Ca\ 31}$
Скв. № 29	Южный сброс горы Машук	CO ₂ 0,7 H ₂ S 0,012 М 5,6 $\frac{Cl\ 42\ HCO_3\ 35\ SO_4\ 23}{Na\ 63\ Ca\ 29}$
Народный ист.	То же	CO ₂ 0,7 H ₂ S 0,009 М 5,3 $\frac{Cl\ 40\ HCO_3\ 36\ SO_4\ 24}{Na\ 64\ Ca\ 30}$

вод является относительно повышенное содержание радия-224 (тория-Х) и радия-228 (мезотория-1), приближающееся в ряде случаев к величинам, являющимся для природных вод повышенными. Наиболее богаты радием-224 воды источника Народного, скв. Наклонной и скв. № 29, а радием-228 — воды источника Лермонтовского № 2 и скв. № 29, причем в воде последней скважины содержание тория-Х таково, что позволяет отнести ее к радиоактивным по торью-Х.

Углекислые термальные воды, представленные на Пятигорском месторождении скв. № 19, 33, характеризуются высокой газонасыщенностью (1000 мл/л) и терапевтически активной концентрацией кремния (50 мг/л). По радиологическому составу вода скв. № 19 относится к радиево-мезоториевым с повышенным содержанием тория-Х и характеризуется значительным содержанием мезотория-1, составляющим $24,0 \cdot 10^{-5}$ г/л. Вода скв. № 33 имеет повышенное содержание радия-226 и радия-224, а содержание радия-228, хотя и близко к величине, позволившей отнести ее к водам мезоториевым, но все же не достигает ее. Содержание радона и урана в рассматриваемых типах вод весьма низкое, обычное для природных вод.

Возраст термальных вод Пятигорского месторождения вычислен по формуле, предложенной В.В. Чердынцевым [2]:

$$t = 1/(\lambda Ra) \cdot \ln(1 - n_{Ra}/n_{Rn}).$$

Температура, °С	Rn, нКи/л	Ra, 10^{-12} ки/л	Th X, 10^{-5} гTh/л	Ms Th I, 10^{-5} гTh/л	U, 10^{-7} г/л	$\frac{Ra}{Rn}$	Возраст воды, лет
47	0,04	33,0	11,0	9,8	0,31	0,825	3997
60	0,04	38,9	32,6	24,0	0,23	0,972	8188
47	0,04	33,9	7,3	6,7	1,1	0,847	4305
46	0,05	32,7	5,5	9,5	1,1	0,817	3994
48	0,05	30,8	8,7	8,0	5,0	0,616	2195
43	0,3	33,0	5,2	7,1	1,0	0,110	267
37	0,05	36,1	3,1	7,0	2,8	0,722	2935
50	0,04	30,0	9,0	11,2	0,8	0,750	3179
45	0,07	30,4	8,1	6,4	1,6	0,437	1317

При этом считаем, что гидрогеологические условия и химический состав вод обеспечивают устойчивость радия в растворе. Возраст вод, вычисленный радий-радоновым методом, заключен в пределах от 267 (скв. Варвацкая) до 8188 лет (скв. № 19) (таблица), что указывает на их относительную древность, а в комплексе с повышенной концентрацией изотопов радия — на глубинность формирования термальных вод. Полученные данные хорошо согласуются с гидрогеологическими условиями формирования рассматриваемых минеральных вод. Так, вода скв. № 33, вскрытая в титано-валанжинском комплексе, имеет возраст около 4000 лет. Титано-валанжинский комплекс сложен доломитизированными известняками и отличается высокими показателями водопроницаемости. Апт-альбский горизонт Пятигорского месторождения сложен песчаниками, и по условиям циркуляции заключенные в нем воды относятся к смешанному порово-трещинному типу. Возраст воды скв. № 19, вскрытой из этого горизонта, 8000 лет.

Возраст термальных углекисло-сероводородных вод горы Горячей, циркулирующих по травертинам горы, составляет в среднем 3300 лет. Исключение составляют воды скважины Варвацьевской и Народного источника, которые имеют несколько повышенное содержание радона по сравнению с водами других рассматриваемых скважин и меньший

возраст. Исходя из полученных данных по возрасту термальных вод Пятигорского месторождения и доли участия вод различных комплексов в формировании углекисло-сероводородных вод было составлено уравнение водного баланса и определен возраст вод верхнемелового комплекса: $0,52 \cdot 4000 + 0,1 \cdot 8000 + 0,36 x = 3300$, где x — возраст вод верхнего мела;

$$x = (3300 - 2880) / 0,35 = 1200 \text{ лет.}$$

Несколько низкий возраст вод верхнемелового комплекса объясняется тем, что минеральные воды здесь смешиваются с пресными водами местной области питания на горе Машук.

Таким образом, значения возраста термальных вод Пятигорского месторождения минеральных вод подтверждают гидрогеологические данные и способствуют более глубокому пониманию формирования химического состава этих вод.

Для подтверждения данных о возрасте, полученных радий-радоновым методом, необходимы дальнейшие изотопные исследования, в частности определение в водах радиоуглерода и трития.

ЛИТЕРАТУРА

1. Горбушина Л.В., Тыминский В.Г. Радиоактивные и стабильные изотопы в геологии и гидрогеологии. М.: Атомиздат, 1974. 104 с.
2. Чердынцев В.В. Уран-234. М.: Атомиздат, 1969. 308 с.

СОДЕРЖАНИЕ

СТАБИЛЬНЫЕ ИЗОТОПЫ В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ

<i>Б.В. Карасев.</i> Уравнение Крейга и механизм разделения изотопов водорода и кислорода в атмосферных осадках	3
<i>В.С. Брезгунов, В.В. Нечаев.</i> Водный баланс и баланс стабильных изотопов кислорода в Иссык-Кульской котловине	10
<i>Ю.Б. Селецкий, С.Ф. Абрамсон, А.В. Якубовский, Н.В. Исаев.</i> О генезисе глубоких подземных вод Московского артезианского бассейна по изотопным данным	14
<i>Р.А. Вайкмяз, Я.-М.К. Пуннинг.</i> Взаимосвязь вариаций $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ с метеоусловиями в вертикальном профиле теплых ледников	25
<i>Ю.Б. Селецкий, В.А. Поляков.</i> Дегидратация: ее возможная роль в формировании изотопного состава подземных вод	30
<i>Б.В. Карасев, Н.Н. Кристал, В.А. Поляков.</i> Расчленение водопритоков в карьер Аятского месторождения бокситов на основе изучения распределения изотопов водорода, кислорода и углерода	38
<i>Л.Г. Соколовский, М.П. Ежова, В.А. Поляков.</i> Радиоактивные и стабильные изотопы при решении региональных гидрогеологических задач	45
<i>В.Т. Дубинчук, В.А. Поляков.</i> Изотопные оценки параметров перетекания через слабопроницаемые породы	53
<i>А.Б. Казанский.</i> О молекулярной диффузии в пористой среде	59
<i>Н.В. Исаев, А.В. Якубовский.</i> Применение метода двух стандартов при анализе изотопного состава водорода на масс-спектрометре Д-1 с трехканальной системой напуска	63
<i>А.Д. Есиков, Т.В. Якимова, В.В. Нечаев, Е.Д. Сынгаевский, Н.Е. Визгалина.</i> Изотопный анализ природных вод (метод изотопного уравнивания)	67

КОСМОГЕННЫЕ ИЗОТОПЫ В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ

<i>В.Л. Злобина, В.С. Ковалевский, И.К. Морковкина, В.В. Романов.</i> Применение гелиевой и тритиевой съемок для изучения условий питания подземных вод на территории г. Москвы	74
<i>В.В. Романов, В.Л. Зверев, Н.В. Демин, В.И. Просенков, В.М. Швец.</i> Тритий в водах Плещеева озера и подземных водах Переяславльского водозабора	79
<i>В.Е. Афanasенко, И.К. Морковкина, В.В. Романов.</i> Особенности водообмена Алданского гидрогеологического массива, Байкало-Алданской и Амурсо-Усурийской горноскладчатых областей	85
<i>И.К. Морковкина, В.В. Романов, А.И. Тюрин, А.Б. Чижов.</i> Исследование курумообразования изотопными методами	90
<i>Ю.Б. Селецкий, В.А. Поляков, В.В. Романов, Н.С. Отман.</i> Тритий и среднее время пребывания подземных вод в районе вулкана Менделеева (о. Кунашир)	96

<i>Р.К. Шахнова, В.В. Романов, И.К. Морковкина.</i> Изучение условий формирования подземных вод зоны активного водообмена северо-восточного Прикаспия	102
<i>В.В. Романов, Х.А. Кикичев.</i> Определение доли морского и континентального водяного пара в приземном слое воздуха северо-западной акватории Черного моря с помощью тритиевых исследований	113
<i>В.А. Павлов, В.А. Петрухин, В.В. Романов.</i> Исследование гидрологического и гидрохимического режима Можайского водохранилища ядерно-физическими методами	114
<i>В.А. Петрухин, В.А. Павлов, Е.И. Андриевский, Н.Д. Скотникова, В.В. Романов.</i> Изучение источников поступления микроэлементов в речные воды верхнего бассейна р. Москвы с помощью инструментального нейтронно-активационного анализа и трития	129
<i>Б.В. Карасев.</i> Изучение самодиффузии в воде с применением трития и лог-нормальный закон распределения	139
<i>Ю.Ю. Банис, В.И. Иодказис.</i> К вопросу о гидрогеологической интерпретации результатов радиоуглеродных исследований	146
<i>Б.В. Карасев, Л.Г. Соколовский, Л.А. Кузнецова.</i> Применение изотопов углерода для поиска зон разломов, газифицирующих углекислотой	155
<i>Г.Н. Бондаренко, И.С. Гудзенко, Н.Н. Ковалюх.</i> Формирование фронта радиоактивных и стабильных изотопов в зоне разгрузки артезианского бассейна	157
<i>И.Л. Калюжный, С.А. Лавров.</i> Применение стабильных и радиоактивных изотопов при исследовании миграции влаги к фронту промерзания	164

ЕСТЕСТВЕННЫЕ ИЗОТОПЫ ТЯЖЕЛЫХ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ

<i>И.Ф. Лукашин, В.Н. Еремеев.</i> Некоторые результаты прямых измерений поля радиоактивности вод Индийского океана	171
<i>Г.Ф. Батраков, В.Н. Еремеев, А.Д. Земляной.</i> Радионуклидные исследования структуры и динамики вод северо-восточной части тропической Атлантики	175
<i>П.И. Чалов, Т.В. Тузова, А.И. Тихонов.</i> Ураново-изотопный метод получения моделей формирования и циркуляции подземных вод	181
<i>И.Ф. Вовк.</i> О проявлениях и причинах взаимосвязи водообильности кристаллических пород древних щитов с источниками естественных радиоактивных излучений	189
<i>П.И. Чалов, Т.В. Тузова, В.М. Алехина, В.В. Комиссаров, К.И. Меркулова, Н.А. Светличная.</i> О генезисе термальных вод курортной зоны побережья оз. Иссык-Куль по изотопным данным	195
<i>Л.Г. Бондарев, В.Л. Зверев, А.И. Спиридонов.</i> Изотопы урана и плутония в ледниках и водах Иссык-Кульской котловины	198
<i>Н.А. Титаева.</i> Радиоактивные изотопы в хлоридно-кальциевых рассолах и загрязнение внешней среды	200
<i>Н.М. Бондаренко, В.С. Жеваго, К.И. Меркулова, Т.В. Тузова, П.И. Чалов.</i> Использование геохимических и изотопных показателей при изучении условий формирования термальных вод Карадалинского месторождения (южный Казахстан)	207
<i>В.Т. Дубищук.</i> Уточнение формулы В.В. Чердынцева для определения возраста подземных вод радий-радоновым методом	213

<i>С.П. Ольштынский, И.С. Гудзенко, Г.Н. Бондаренко, Н.Г. Костюченко.</i> Изотопно-геохимические исследования подземных вод в северной части Крыма	222
<i>М.П. Ежова.</i> Использование четных изотопов урана при изучении условий формирования минеральных вод	226
<i>В.В. Гудзенко.</i> О радий-радиевых методах оценки возраста молодых ин- фильтрационных вод	231
<i>Н.Н. Ходжибаев, Д.С. Ибрагимов, Б.К. Хаитов, М.А. Ирмухамедов.</i> Иссле- дование условий формирования подземных вод по неравновесному урану . .	237
<i>С.И. Ляшенко.</i> Возраст термальных минеральных вод Пятигорского мес- торождения по данным радий-радонового метода	243

Уравнение Крейга и механизм разделения изотопов водорода и кислорода в атмосферных осадках. Карасев Б.В. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Для объяснения процессов разделения изотопов кислорода и водорода в атмосферных осадках обычно применяется модель релейской конденсации, которая приводит к уравнению Крейга: $\delta D = a + b\delta^{18}O$, где $a = 10\%$, $b = 8,0$. Показывается, что модель разделительной изотопной колонки приводит к уравнению, близкому к уравнению Крейга. Совместное применение механизмов диффузионной колонки и релейской конденсации хорошо описывает экспериментальные данные по фракционированию изотопов в процессе движения парового облака и выпадения осадков.

Табл. 1, ил. 1, библи. 11 назв.

Водный баланс и баланс стабильных изотопов кислорода в Иссык-Кульской котловине. Брезгунов В.С., Нечаев В.В. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

По данным измерения концентрации ^{18}O в пробах атмосферных осадков, речных и озерных вод, отобранных в 1974–1977 гг. в Иссык-Кульской котловине, получены средние значения $\delta^{18}O$ вод оз. Иссык-Куль ($\delta_L = -0,3\%$) и общего стока в озеро ($\delta_T = -10,3\%$). На основе упрощенной схемы влагооборота в Иссык-Кульской котловине и существующих моделей фракционирования стабильных изотопов кислорода при фазовых переходах воды в природных условиях проведена количественная оценка параметров влагоудержания и изотопного состава влаги в двух слоях атмосферы: над водной поверхностью оз. Иссык-Куль (высота около 1600 м) и на высоте около 3500 м в восточной части котловины, где расположены основные области формирования речного стока в озеро. Сопоставления полученных результатов с имеющимися гидрометеорологическими данными показывают обоснованность предложенной схемы кругооборота ^{18}O в Иссык-Кульской котловине и использованных оценок трансформации изотопного состава кислорода при фазовых переходах воды в пределах котловины.

Библи. 8 назв.

О генезисе глубоких подземных вод Московского артезианского бассейна по изотопным данным. Селецкий Ю.Б., Абрамсон С.Ф., Якубовский А.В., Исаев Н.В. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

На основе определений концентраций дейтерия и кислорода-18 делается вывод о том, что рассматриваемые глубокие соленые и рассольные подземные воды содержат существенную долю вод палеозойских морских бассейнов осадконакопления.

Табл. 2, ил. 3, библи. 14 назв.

Взаимосвязь вариаций $^{18}O/^{16}O$ с метеоусловиями в вертикальном профиле теплых ледников. Вайкмяэ Р.А., Пуннинг Я.-М.К. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Представлены результаты использования кислородно-изотопного метода для стратификации теплых ледников Шпицбергена. По изменению общей β -активности по керну получена величина среднегодовой аккумуляции, равная 50 см. Корреляционная связь между средними значениями $\delta^{18}O$ и

соответствующими метеорологическими параметрами хорошая. Показана перспективность кислородно-изотопного метода также для палеоклиматических исследований.

Ил. 3, библ. 7 назв.

УДК 556.314.6.02

Дегидратация: ее возможная роль в формировании изотопного состава подземных вод. Селецкий Ю.Б., Поляков В.А. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Рассматривается вопрос о роли связанных вод различных пород (гипса, глины и др.) в формировании изотопного состава гравитационных подземных вод. В этом же аспекте оценивается роль гипотетических ювенильных вод. Резюмируется, что дегидратация пород рассмотренных типов ведет к появлению подземных гравитационных вод, относительно облегченных по дейтерию и относительно утяжеленных по кислороду-18. Ставятся задачи дальнейших исследований.

Табл. 1, ил. 1, библ. 28 назв.

УДК 622.5:621.039.8

Расчленение водопритоков в карьер Аятского месторождения бокситов на основе изучения распределения изотопов водорода, кислорода и углерода. Карасев Б.В., Кристал Н.Н., Поляков В.А. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Приводится методика выделения карбонатного осадка в полевых условиях для радиоуглеродного датирования подземных вод и методика контроля за содержанием карбонатов в водах в процессе осаждения.

На основании изучения распределения радиоуглерода в подземных и поверхностных водах района месторождения Аят-II установлена взаимосвязь водоносных горизонтов и произведена оценка доли речных вод в формировании карьерных водопритоков. Дан прогноз увеличения водопритоков в процессе эксплуатации карьера.

Табл. 3, ил. 4, библ. 4 назв.

УДК 546.02.551.49

Радиоактивные и стабильные изотопы при решении региональных гидрогеологических задач. Соколовский Л.Г., Ежова М.П., Поляков В.А. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Приведены примеры опробования изотопных методов при гидрогеологической съемке масштаба 1:200 000 в ряде регионов СССР. Изучалось содержание дейтерия, радиоуглерода, изотопов урана. Изотопные исследования позволили оценить условия питания, движения и разгрузки подземных вод вулканического массива Арагац, время и условия формирования минеральных вод в зонах региональных разломов Копет-Дага, интервал активного перемещения вод в зонах разломов, характер и глубину циркуляции по зонам разломов в областях региональной разгрузки южной части Туранской плиты, время и глубину циркуляции вод источников западной части трассы БАМ.

Табл. 1, библ. 11 назв.

УДК 556.314.6.02:621.039.85

Изотопные оценки параметров перетекания через слабопроницаемые породы. Дубинчук В.Т., Поляков В.А. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Рассмотрены теоретические основы метода определения характера и скорости перетекания подземных вод через слабопроницаемые породы, основанного на использовании стабильных и радиоактивных (космогенных и радиогенных изотопов). Для анализа использовались решения уравнения диффузии стабильного и радиоактивного изотопа. Проведено экспериментальное опробование метода, результаты которого обсуждаются.

Ил. 2, библиография 3 назв.

УДК 532.5

О молекулярной диффузии в пористой среде. Казанский А.Б. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Предложена теория эффективного коэффициента фильтрационной диффузии при молекулярном переносе. Теория основана на разработанном автором общем подходе к описанию фильтрационного движения флюида в пористых средах.

Библиография 5 назв.

УДК 556.314.602:621.039.85

Применение метода двух стандартов при анализе изотопного состава водорода на масс-спектрометре Д-1 с трехканальной системой напуска. Исачев Н.В., Якубовский А.В. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Показаны преимущества метода двух стандартов по сравнению с одностандартным при определении изотопных вариаций дейтерия. Описана реализация метода в лаборатории.

Ил. 2, библиография 2 назв.

УДК 543.51

Изотопный анализ природных вод (метод изотопного уравнивания). Есиков А.Д., Якимова Т.В., Нечаев В.В., Сынгаевский Е.Д., Визгалина Н.Е. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Рассматриваются теоретические вопросы, связанные с использованием метода изотопного уравнивания при анализе изотопного состава кислорода и водорода образцов природной воды объемом более 5 мл, даны рекомендации по практическому применению метода, а также приводятся сведения о конструкции и принципе действия установки для дегазации проб воды. Сформулированы требования к масс-спектрометрической аппаратуре, позволяющей проводить сравнение образцов и эталонов с погрешностью 0,05 и 0,5% при измерении изотопного состава кислорода и водорода соответственно.

Ил. 3, библиография 10 назв.

УДК 546.02.551.491.5

Применение гелиевой и тритиевой съемок для изучения условий питания подземных вод на территории г. Москвы. Злобина В.Л., Ковалевский В.С., Морковкина И.К., Романов В.В. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Представлены результаты гелиевой и тритиевой съемок для среднекаменноугольных и нижнекаменноугольных водоносных горизонтов на территории г. Москвы. Полученные данные позволили оценить время водообмена бассейна р. Москвы, равное 5 годам, и время водообмена среднекаменноугольного водоносного горизонта, равное 68 ± 14 годам. Показана перспек-

тивность метода для построения моделей формирования ресурсов подземных вод как в естественных условиях, так и в условиях интенсивного водоотбора.

Табл. 1, ил. 3, библиограф. 4 назв.

УДК 551.491

Тритий в водах Плещеева озера и подземных водах Переяславльского водозабора. Романов В.В., Зверев В.Л., Демин Н.В., Просенков В.И., Швецов В.М. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Данные изотопных и термометрических исследований показали наличие разгрузки вод озерно-аллювиального и днепровско-московского горизонтов в глубинных участках Плещеева озера. Отсутствие трития в водах нижнепермско-верхнекаменноугольных отложений свидетельствует о застойном режиме этих вод, возраст которых составляет не менее 50–100 лет, и об отсутствии заметной их подпитки современными поверхностными водами. Наибольшая связь с поверхностными водами наблюдается для вод озерно-аллювиальных отложений.

Табл. 1, ил. 4, библиограф. 3 назв.

УДК 546.110.23.551.345

Особенности водообмена Алданского гидрогеологического массива, Байкало-Алданской и Амуро-Уссурийской горноскладчатых областей. Афанасенко В.В., Морковкина И.К., Романов В.В., — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Приведены результаты измерения трития в подземных водах областей развития многолетнемерзлых пород Усманской и Чульманской впадин, Алданского щита, Даурской складчатой области, Байкало-Чарской и Амуро-Охотской складчатых областей. Полученные данные позволили оценить возраст подземных вод и сделать вывод о расположении областей питания.

Табл. 1, ил. 1, библиограф. 5 назв.

УДК 546.110.23.551.345

Исследование курумообразования изотопными методами. Морковкина И.К., Романов В.В., Тюрин А.И., Чижов А.Б. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Рассмотрено распределение концентрации трития по вертикальному разрезу ледогрунтового слоя курума Южной Якутии. Полученные данные показали присутствие современной воды по всему разрезу и позволили предположительно оценить время образования подземного льда, которое составило 110 лет.

Табл. 2, ил. 2, библиограф. 3 назв.

УДК 556.314.6.02:621.039.85:556.34 (571.6)

Тритий и среднее время пребывания подземных вод в районе вулкана Менделеева (о. Кунашир). Селецкий Ю.Б., Поляков В.А., В.В. Романов, Отман Н.С. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Приводятся результаты определения трития в холодных и термальных водах в районе Горячепляжной полосы термопроявлений. На основе использования модели полного перемещения выявлены средние времена пребывания исследуемых подземных вод.

Табл. 3, ил. 1, библиограф. 7 назв.

УДК 546.110.23.551.49

Изучение условий формирования подземных вод зоны активного водообмена северо-восточного Прикаспия. Шахнова Р.К., Романов В.В., Морковкина И.К. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Приведены результаты изучения трития в зоне интенсивного водообмена северо-восточного Прикаспия летом 1977 г. На основе полученных данных сделаны оценки характера динамики потока грунтовых вод в аллювии, его связи с рекой и режима питания. Оценены характер питания линз пресных вод (Приморский, Джайбейтинский участки), гидродинамические условия грунтовых вод четвертичных отложений в пределах эолового массива (Каратюбинский участок) и характер условий водообмена в меловом и палеогеновом водоносных горизонтах в зависимости от их структурного положения (Талдыбулакский участок).

Табл. 1, ил. 1, библиограф. 3 назв.

УДК 546.110.23.551.46

Определение доли морского и континентального водяного пара в приземном слое воздуха северо-западной акватории Черного моря с помощью тритиевых исследований. Романов В.В., Кикичев Х.А. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Приведены измеренные концентрации трития в пробах поверхностной морской воды и атмосферного водяного пара, отобранных в северо-западной части Черного моря. На основе уравнений баланса по тритию был оценен относительный вклад в атмосферную влагу местной поверхностной морской воды, который составил 70%.

Табл. 1, ил. 1, библиограф. 4 назв.

УДК 550.42.551.491.8.550.835

Исследование гидрологического и гидрохимического режима Можайского водохранилища ядерно-физическими методами. Павлов В.А., Петрухин В.А., Романов В.В. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Проведенные с помощью трития и многоэлементного нейтронно-активационного анализа исследования Можайского водохранилища позволили изучить гидродинамический режим и условия формирования химического состава вод этого водоема. Установлено, что в разные гидрологические периоды года в водохранилище существуют различные по генезису водные массы, отличающиеся химическим составом. В водохранилище обнаружены значительные по мощности струйные перемещения водных масс. Установлена закономерность сезонных вариаций химического состава воды водохранилища. Пространственно-временное распределение водных масс с различным составом позволяет рекомендовать целенаправленный сброс водохранилищных вод определенного качества в нижний бьеф плотины. Оценен вклад подземных и грунтовых вод в питание водохранилища для различных сезонов года. Изотопный метод позволяет проводить подобную оценку для разных по водности временных периодов.

Табл. 1, ил. 8, библиограф. 8 назв.

Изучение источников поступления микроэлементов в речные воды верхнего бассейна р. Москвы с помощью инструментального нейтронно-активационного анализа и трития. Петрухин В.А., Павлов В.А., Андриевский Е.И., Скотникова Н.Д., Романов В.В. — В сб.: Исследования природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Приводятся результаты исследований в бассейне верховой р. Москвы с помощью многоэлементного нейтронно-активационного метода. Определены фоновые содержания большой группы микроэлементов и установлены закономерности их распределения в природных водах и других объектах биосферы. В качестве водного индикатора использовался природный тритий. Установлены миграционная способность химических элементов и их сезонные вариации в природных водах и фазовое распределение микроэлементов в речных водах между взвесью и раствором. Показано, что атмосфера является одним из важных источников поступления цинка, селена, меди, хрома, кобальта, сурьмы, ртути и др. в поверхностные воды. На основе балансовой модели количественно оценен характер формирования химического состава речных вод и установлено влияние подземного, грунтового и поверхностного стока на содержание микроэлементов в водах р. Москвы.

Табл. 2, ил. 5, библи. 20 назв.

УДК 550.424:556.314.6

Изучение самодиффузии в воде с применением трития и логнормальный закон распределения. Карасев Б.В. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Эксперименты по самодиффузии с тритиевой водой большой удельной активности показали, что в воде при температуре 0 и 14°C обнаруживаются отклонения от гауссовского распределения. Такие отклонения можно объяснить на основе модели, предполагающей логнормальное распределение по пробегам. Логнормальная модель лучше описывает данные Ж. Перрена и Х. Флетчера по броуновскому движению, чем гауссовская модель. Логнормальный закон распределения по энергиям является законом с максимальной энтропией из всех законов с заданной логарифмической дисперсией. Логарифмическая дисперсия сохраняется при бинарном упругом соударении частиц, что может служить основанием для теоретических построений.

Ил. 2, библи. 14 назв.

УДК 546.26.551.49

К вопросу о гидрогеологической интерпретации результатов радиоуглеродных исследований. Банис Ю.Ю., Иодказис В.И. — В сб.: Исследования природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Исследования, выполненные в пределах Прибалтийского артезианского бассейна, свидетельствуют о том, что карбонатные и огипсованные пласты-коллекторы, как правило, обуславливают обратную радиоуглеродную зональность, а гидронинжекционная разгрузка и усиленное питание подземных вод — возникновение в подземной гидросфере очаговых радиоуглеродных аномалий. В работе демонстрируется методика качественной интерпретации результатов радиоуглеродных исследований подземных вод с выделением нормальных и аномальных точек на графиках зависимости содержания ^{14}C от глубины залегания подземных вод в различных гидрогеологических условиях.

Табл. 1, ил. 7, библи. 9 назв.

Применение изотопов углерода для поиска зон разломов, газифицирующих углекислотой. Карасев Б.В., Соколовский Л.Г., Кузнецов А.А. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

С зонами разломов, газифицирующих углекислотой, связаны выходы минеральных углекислых вод; эти зоны представляют собой потенциальные источники залежей ряда полезных ископаемых. Метод основан на том, что эндогенная углекислота по изотопному составу углерода резко отличается от почвенной и атмосферной углекислоты. Приводятся данные по опробованию метода в полевых условиях, которые свидетельствуют о применимости метода.

Табл. 1, ил. 1, библиограф. 4 назв.

УДК 546.26.551.49

Формирование фронта радиоактивных и стабильных изотопов в зоне разгрузки артезианского бассейна. Бондаренко Г.Н., Гудзенко И.С., Ковалюх Н.Н. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Рассмотрено распределение ^{14}C в подземных и поверхностных водах в районе Копорской губы Финского залива. Полученные данные позволили оценить возраст подземных вод стрельнинского водоносного горизонта и сделать предположение, что современная полоса разгрузки в прошлом была локальной зоной питания.

Табл. 1, ил. 2, библиограф. 4 назв.

УДК 546.110.23.551.345

Применение стабильных и радиоактивных изотопов при исследовании миграции влаги к фронту промерзания. Калужный И.Л., Лавров С.А. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Обосновывается методика и приводятся результаты определения водно-физических характеристик мерзлых почв с применением тяжеловодородной воды. Показано, что результаты опытов хорошо аппроксимируются теоретической зависимостью. Приведена методика определения влажности и плотности почвы методом гамма-просвечивания с использованием двух источников излучения цезия-137 и америция-241. Рассмотрены вопросы выбора оптимального диаметра просвечиваемой колонки и погрешности определения влажности. Приведены результаты опытов по миграции влаги к фронту промерзания.

Табл. 2, ил. 2, библиограф. 6 назв.

УДК 551.464.679:551.465.41 (265.65)

Некоторые результаты прямых измерений поля радиоактивности вод Индийского океана. Лукашин И.Ф., Еремеев В.Н. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Приводятся данные измерений поля гамма-излучения в верхнем слое морской воды, полученные на двух станциях 19-го рейса НИС "Академик Вернадский" в Индийском океане.

— Библиограф. 4 назв.

УДК 551.464.679:551.465.41 (265.65)

Радиоизотопные исследования структуры и динамики вод северо-восточной части тропической Атлантики. Батраков Г.Ф., Еремеев В.Н., Земляной А.Д. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Приведены результаты измерений цезия-137, радона-222 и тория-234. На основании полученных данных рассчитаны вертикальная скорость, коэффициент вертикальной турбулентной диффузии, толщина поверхностной пленки, скорость удаления взвешенного органического вещества.

Ил. 4, библиограф. 7 назв.

УДК 546.791.02.551.49

Ураново-изотопный метод получения моделей формирования и циркуляции подземных вод. Чалов П.И., Тузова Т.В., Тихонов А.И. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Разработан метод построения изотопной модели формирования и циркуляции подземных вод с использованием данных по естественному разделению урана-234 и урана-238. Полученная информация позволяет установить основные источники формирования подземных потоков, направление движения и границы отдельных потоков и областей их смешения. Метод проверен путем построения изотопной модели формирования и циркуляции подземных вод Алаарча-Аламединского месторождения и сопоставлением этой модели с гидрогеологическими данными.

Ил. 4, библиограф. 5 назв.

УДК 551.31:556.3

О проявлениях и причинах взаимосвязи водообильности кристаллических пород древних щитов с источниками естественных радиоактивных излучений. Вовк И.Ф. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Рассматриваются симбатные проявления взаимосвязи радиоактивности и водообильности кристаллических пород докембрийских щитов с геолого-геохимических и радиационно-химических позиций. Обосновывается, что они являются закономерным следствием, с одной стороны, накопления и миграции в зонах трещиноватости урана и радиоактивных эманаций, а с другой — более интенсивного протекания в зонах с исходно повышенной радиоактивностью процессов радиационного выветривания горных пород.

Ил. 1, библиограф. 17 назв.

УДК 546.791.02.551.49

О генезисе термальных вод курортной зоны побережья оз. Иссык-Куль по изотопным данным. Чалов П.И., Тузова Т.В., Алехина В.М., Комиссаров В.В., Меркулова К.И., Светличная Н.А. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Проведено изучение содержания гелия, радона, урана, изотопных отношений Rn/Ra , Ra/U и $^{234}U/^{238}U$ для термальных вод курортной зоны побережья оз. Иссык-Куль. Результаты исследований не позволяют отнести гидротермы северного побережья оз. Иссык-Куль к водам разломов.

Табл. 1, ил. 1, библиограф. 4 назв.

УДК 546.02.551.49

Изотопы урана и плутония в ледниках и водах Иссык-Кульской котловины. Бондарев Л.Г., Зверев В.А., Спиридонов А.И. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Был исследован изотопный состав урана и плутония на леднике Кара-Баткак, в водах моренного озера, р. Чоп-Кызыл-Су и оз. Иссык-Куль. Воды оз. Иссык-Куль имеют изотопный состав урана, соизмеримый с изотопным составом питающих рек. Полученные данные подтверждают эоловое происхождение глинистых наносов ледника Кара-Баткак. Присутствия техногенного плутония в исследованных пробах не обнаружено.

Табл. 1, библиограф. 4 назв.

УДК 546.02.551.49

Радиоактивные изотопы в хлоридно-кальциевых рассолах и загрязнение внешней среды. Титаева Н.А. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Работы, проведенные в районе старого нефтепромысла, показали, что гамма-активность на поверхности почв возросла более чем в 100 раз в результате излияния хлоридно-кальциевых рассолов. Отмечена прочная фиксация почвами радионуклидов, поступивших вместе с рассолами, и практическое отсутствие последующего их вымывания метеорными и почвенными водами. Все это позволило использовать содержание и изотопный состав урана, тория и радия на загрязненных участках для реконструкции исходного состава поступавших рассолов.

Табл. 2, библиограф. 23 назв.

УДК 546.02.551.49

Использование геохимических и изотопных показателей при изучении условий формирования термальных вод Карадалинского месторождения (южный Казахстан). Бондаренко Н.М., Жеваго В.С., Меркулова К.И., Тузова Т.В., Чалов П.И. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

На основе изучения изотопного состава поверхностных и подземных вод месторождения выявлены источники формирования термальных вод, определено направление, а на отдельных участках — скорость движения подземных вод. Это позволило оценить восполняемость ресурсов подземных вод и уточнить режим их эксплуатации.

Табл. 2, илл. 3.

УДК 621.039.86+85

Уточнение формулы В.В. Чердынцева для определения возраста подземных вод радий-радоновым методом. Дубинчук В.Т. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Проанализированы условия и ограничения применимости формулы, предложенной в 1946 г. В.В. Чердынцевым для определения возраста "молодых" подземных вод. На основе модели гидрогеологической системы с режимом поршневого движения воды и компонента получены более строгие уравнения для активности радия и радона и их отношения в подземных водах в зависимости от времени пребывания, а следовательно, и возраста воды в системе от скорости выщелачивания радия и эманирования радона из скелета породы в воду и других параметров. Показано, что формула В.В. Чердынцева является частным решением общей задачи радий-радонового опробования подземных вод.

Библиограф. 15 назв.

УДК 546.02.551.49

Изотопно-геохимические исследования подземных вод в северной части Крыма. Ольштынский С.П., Гудзенко И.С., Бондаренко Г.Н., Костюченко Н.Г. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

В северной части Крыма изучено распределение активностей и содержание в подземных и поверхностных водах комплекса изотопов, включающего радиоуглерод, свинец-210, радий, гелий, уран-234 и уран-238. В результате проведенных изотопно-геохимических исследований установлен ряд особенностей распределения комплекса изотопов по гидрогеологическому разрезу, которые позволили количественно оценить степень взаимосвязи основных водоносных горизонтов.

Табл. 2, ил. 1.

УДК 550.93:621.092

Использование изотопов урана при изучении условий формирования минеральных вод. Ежова М.П. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Проведены исследования на месторождениях минеральных вод Армении, Таджикистана, Туркмении и Карелии, которые позволили выявить особенности поведения четных изотопов урана в водах, связанных по условиям формирования с тектонически активными зонами. Разработанная методика концентрирования изотопов урана непосредственно у водоисточника и приготовления радиохимически чистых препаратов урана в виде равномерной тонкой пленки позволила анализировать подземные воды различного химического состава с содержанием урана в пределах $n \cdot 10^{-4}$ — $n \cdot 10^{-8}$ г/л.

Табл. 1, библи. 11 назв.

УДК 546.02.551.49

О радий-радиевых методах оценки возраста молодых инфильтрационных вод. Гудзенко В.В. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

Изотопный состав радия и концентрации радона изучены в подземных водах четырех участков платформенной части УССР. Выполнены оценки кажущегося возраста вод по отношениям $^{226}\text{Ra}/^{222}\text{Rn}$, $^{226}\text{Ra}/^{228}\text{Ra}$ и $^{228}\text{Ra}/^{224}\text{Ra}$. Отмечена необходимость изучения изотопного состава тория водовмещающих пород как предшественника изотопов радия.

Табл. 2, библи. 11 назв.

УДК 546.02.551.49

Исследование условий формирования подземных вод по неравновесному урану. Ходжибаев Н.Н., Ибрагимов Д.С., Хаитов Б.К., Ирмахамедов М.А. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981.

В пределах Сузакского артезианского бассейна проведены исследования по установлению гидравлической взаимосвязи подземных вод зоны экзогенной трещиноватости палеозойских пород Каратауского хребта с водами пластовой водонапорной системы мезо-кайнозойских отложений Сузакского артезианского бассейна. Приведены данные по определению изотопного соотношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, а также концентрации дейтерия и кислорода-18 в поверхностных и подземных водах района.

Ил. 2, библи. 1 назв.

Возраст термальных минеральных вод Пятигорского месторождения по данным радий-радонового метода. Ляшенко С.И. — В сб.: Исследование природных вод изотопными методами. М., Наука, 1981.

При изучении перспектив развития Пятигорского курорта был рассчитан возраст термальных минеральных вод радий-радоновым методом. Возраст термальных вод титано-валанжинского комплекса составляет 4000 лет, апт-альбского горизонта — 8000 лет, а возраст углекисло-сероводородных вод, формирующихся путем смешения вод различных водоносных комплексов, составляет в среднем 3300 лет. На основании уравнения водного баланса и полученных данных по возрасту вод титано-валанжинского и апт-альбского комплексов рассчитан возраст вод верхнего мела, составляющий 1200 лет. Полученные значения возраста термальных минеральных вод Пятигорского месторождения хорошо согласуются с гидрогеологическими данными.

Табл. 1, библи. 2 назв.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРИРОДНЫХ ВОД ИЗОТОПНЫМИ МЕТОДАМИ

Утверждено к печати Институтом водных проблем Академии наук СССР

Редактор *А.М. Гладкова*. Художник *М.Р. Ибрагимов*
Художественный редактор *С.А. Литвак*
Технические редакторы *Н.М. Петракова, Г.П. Каренина*

ИБ № 21202

Подписано к печати 03.03.81. Т-03230. Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 16,3. Уч.-изд.л. 19,3. Тираж 850 экз. Тип. зак. 2061
Цена 3 руб.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

3 руб.

3441