

Проф. В. И. ВАРАНОВ, проф. А. М. ОВЧИННИКОВ

**МЕТОДИЧЕСКОЕ РУКОВОДСТВО  
ПО ИССЛЕДОВАНИЮ  
РАДИОАКТИВНОСТИ ПОДЗЕМНЫХ  
ВОД**



**ГОСГЕОЛИЗДАТ  
1948**

КОМИТЕТ ПО ДЕЛАМ ГЕОЛОГИИ ПРИ СНК СССР

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ  
ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Проф. В. И. БАРАНОВ, проф. А. М. ОВЧИННИКОВ

МЕТОДИЧЕСКОЕ РУКОВОДСТВО  
ПО ИССЛЕДОВАНИЮ  
РАДИОАКТИВНОСТИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД



ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ  
КОМИТЕТА ПО ДЕЛАМ ГЕОЛОГИИ ПРИ СНК СССР

МОСКВА

1946

ЛЕНИНГРАД

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящее пособие предназначено для гидрогеологов, изучающих радиоактивные воды. Цели изучения радиоактивных вод могут быть различными: с одной стороны, эти воды служат важными критериями при поисках месторождений урано-радиевых руд, с другой—являются ценным лечебным средством.

Изучение этих вод требует установления гидрогеологических условий их формирования и знакомства с основами физики радиоактивных явлений. В установлении путей миграции радиоэлементов большое значение имеет палеогидрогеологический анализ.

Конкретные указания к практическому производству измерений радиоактивности подземных вод и газов имеются в специальных инструкциях.

Физическая сторона вопроса в данной работе освещена В. И. Барановым, гидрогеологическая—А. М. Овчинниковым.

За все сделанные замечания и указания на недостатки, возможные при срочном составлении работы, авторы будут весьма признательны и надеются на их устранение при повторном издании.

## § 1. ОБЩИЕ ОСНОВЫ ФИЗИКИ РАДИОАКТИВНЫХ ВОД

Все подземные воды являются радиоактивными в той или иной мере. Однако радиоактивными принято называть только те воды, которые содержат радиоактивные элементы в измеримом количестве.

Явление естественной радиоактивности заключается в самопроизвольном испускании атомами некоторых химических элементов излучения, сопровождаемом распадом атомного ядра и превращением элементов.

Различают три вида радиоактивных излучений, резко отличающихся по своим свойствам:

1. Альфа ( $\alpha$ )-лучи, представляющие собой поток положительно заряженных частиц, вылетающих из атомного ядра со скоростью порядка сотых долей скорости света.  $\alpha$ -частицы имеют массу равную 4, если принять за единицу массу атома водорода; несут на себе два элементарных положительных заряда, способны проникать через материальные тела. Длина пробега  $\alpha$ -частицы (путь, который она может пролететь в веществе, не теряя своего заряда) составляет для воздуха несколько сантиметров, а для твердых тел — сотые миллиметра. Потеряв заряд,  $\alpha$ -частица становится атомом благородного газа гелия.

2. Бета ( $\beta$ )-лучи, представляют собой поток отрицательных электронов, вылетающих из распадающегося атома со скоростью, приближающейся к скорости света. Эти лучи более проникающие, чем  $\alpha$ -лучи, и способны проходить через слой твердого или жидкого вещества в несколько миллиметров, а в воздухе — расстояние порядка нескольких метров.

3. Гамма ( $\gamma$ )-лучи, наиболее проникающие из всех видов радиоактивных излучений, способны проходить через слой твердого вещества в несколько сантиметров. Эти лучи не несут электрического заряда и распространяются со скоростью света. По физической природе они эквивалентны очень жестким рентгеновским лучам.

Выбрасывание из ядра атома  $\alpha$ -и  $\beta$ -лучей сопровождается превращением химических элементов, причем после вылета  $\alpha$ -частицы элемент переходит на два места влево в периодической системе Менделеева, а после вылета  $\beta$ -частицы — на одно место

вправо. Это правило объясняется тем, что место химического элемента в периодической системе определяется величиной положительного заряда ядра его атома.

Радиоактивный распад атомов подчиняется совершенно определенному математическому закону: в каждую единицу времени от всех имеющихся в наличии атомов распадается некоторая постоянная доля, число же остающихся атомов выражается показательной функцией времени. Если в начальный момент, с которого ведется счет времени, было налицо  $N_0$  атомов элемента, то по истечении промежутка времени  $t$  останется число атомов  $N_t$ , связанное с  $N_0$  уравнением:

$$N_t = N_0 \cdot e^{-\lambda t}.$$

В этом уравнении коэффициент  $\lambda$  в показателе степени называется радиоактивной постоянной или константой распада данного радиоэлемента. Величина  $\lambda$  является характерной постоянной для каждого радиоактивного элемента.

На практике для характеристики скорости превращения элемента чаще всего пользуются так называемым периодом полураспада, т. е. тем промежутком времени, в течение которого распадается половина начального количества элемента.

Период полураспада, обозначаемый буквой  $T$ , колеблется для различных элементов в пределах от  $10^{-11}$  сек. до  $10^{10}$  лет. Между величинами  $T$  и  $\lambda$  существует зависимость:

$$T = 0,693147 \frac{1}{\lambda} \text{ или } T \cong 0,7 \frac{1}{\lambda}.$$

После распада радиоэлементов они превращаются также в радиоактивные элементы, образуя таким образом ряды или семейства радиоактивных элементов, начиная от исходного родоначальника ряда до конечного нерадиоактивного продукта. В настоящее время известны три радиоактивных ряда: урана-радия, актиния и тория.

Ряд последовательно превращающихся радиоэлементов по истечении достаточно большого промежутка времени приходит в состояние радиоактивного равновесия, при котором в каждую единицу времени превращается одинаковое число атомов каждого члена ряда. Состояние радиоактивного равновесия в ряде распада радиоэлемента с большой продолжительностью жизни математически изображается рядом равенств:

$$N_1 \lambda_1 = N_2 \lambda_2 = N_3 \lambda_3 \dots \dots \dots const.$$

для всех членов ряда.

Из этих равенств следует, что количество радиоэлементов ( $N_1, N_2, N_3 \dots$ ), находящихся в состоянии радиоактивного равновесия, обратно пропорциональны их радиоактивным постоянным ( $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3 \dots$ ) и прямо пропорциональны периодам полураспада. Например, равновесные количества урана и радия

относятся как  $1:3,4 \cdot 10^{-7}$ ; а отношение  $\text{Th}:\text{MsThI} = 6 \cdot 10^9:1$ . Радиоактивные ряды приводятся ниже в таблицах 1, 2, 3.

Единицей измерения количества долгоживущих радиоэлементов (уран, торий, радий и др.) служит 1 г. Количество короткоживущих радиоэлементов обычно выражают в весовых единицах долгоживущего элемента, с которым они находятся в состоянии радиоактивного равновесия. Для продуктов распада радия, в особенности для эманации радия (радона), пользуются международной единицей „кюри“ (C), обозначающей количество радиоэлемента, находящегося в радиоактивном равновесии с 1 г радия. Десятичные подразделения кюри носят названия: милликюри ( $m C$ ) = 0,001 кюри, микрокюри ( $\mu C$ ) =  $10^{-6}$  кюри и миллимикрокюри ( $m \mu C$ ) =  $10^{-9}$  кюри.

Семейство урана-радия

Таблица 1

Название элемента	Символ	Излучение	Период полураспада $T$	Химическая природа
Уран I	U I	$\alpha$	4,7 млрд. лет	Элемент уран
Уран X <sub>1</sub>	UX <sub>1</sub>	$\beta$	24, 5 дня	Изотоп тория
Уран X <sub>2</sub>	UX <sub>2</sub>	$\beta$ ( $\gamma$ )	1,14 мин.	„ протоактиния
Уран II	U II	$\alpha$	$3 \cdot 10^5$ лет	„ урана
Ионий	Io	$\alpha$	$8,3 \cdot 10^4$ лет	„ тория
Радий	Ra	$\alpha$ ( $\beta$ ) ( $\gamma$ )	1590 лет	Элемент радий, аналог бария
Радон (эманация радия)	Rn (RaEm)	$\alpha$	3,825 дня	Химический элемент, благородный газ
Радий А	Ra A	$\alpha$	3,05 мин.	Изотоп полония
Радий В	Ra B	$\beta$ ( $\gamma$ )	26,8 мин.	„ свинца
Радий С	Ra C	$\alpha, \beta$	19,7 мин.	„ висмута
Радий С' (99,96%)	Ra C'	$\alpha$	$10^{-6}$ сек.	„ полония
Радий С'' (0,04%)	Ra C''	$\beta$	1,32 мин.	„ таллия
Радий D	Ra D	$\beta$ ( $\gamma$ )	22 года	„ свинца
Радий E	Ra E	$\beta$ ( $\gamma$ )	4, 9 дня	„ висмута
Радий F (полоний)	Ra F	$\alpha$	140 дней	Элемент полоний, аналог теллура
Радий G (урановый свинец)	Ra G	—	Устойчив	Изотоп свинца (радиевый свинец)

Семейство актиния

Название элемента	Символ	Излучение	Период полураспада $T$	Химическая природа
Актиноуран	Ac U	$\alpha$	$4,3 \cdot 10^8$ лет	Изотоп урана
Уран У	U У	$\beta$	24,6 часов	„ тория
Протоактиний	Pa	$\alpha$	$3,2 \cdot 10^4$ лет	Элемент протоактиний, аналог тантала
Актиний	Ac	$\beta$	13,5 лет	Аналог тантала
Радиоактиний	Ra Ac	$\alpha, \beta, \gamma$	18,9 дней	Изотоп тория
Актиний X	Ac X	$\alpha$	11, 2 дня	„ радия
Актинон (эманация актиния)	Ap (AcEm)	$\alpha$	3,92 сек.	„ эманации радия
Актиний А	Ac A	$\alpha$	0,002 сек.	„ полония
Актиний В	Ac B	$\beta, \gamma$	36,0 мин.	„ свинца
Актиний С	Ac C	$\alpha, \gamma$	2,16 мин.	„ висмута
Актиний С'	Ac C'	$\alpha$	0,005 сек.	„ полония
Актиний С''	Ac C''	$\beta, \gamma$	4,76 мин.	„ таллия
Актиний D (Активный свинец)	Ac D	—	Устойчив	„ свинца

Таблица 3

Семейство тория

Название элемента	Символ	Излучение	Период полураспада $T$	Химическая природа
Торий	Th	$\alpha$	$1,8 \cdot 10^{10}$ лет	Элемент торий
Мезоторий I	Ms ThI	$\beta$	6,7 лет	Изотоп радия
Мезоторий II	Ms ThII	$\beta, \gamma$	6,13 часа	„ актиния
Радиоторий	Ra Th	$\alpha, \beta$	1,9 лет	„ тория
Торий X	Th X	$\alpha$	3,64 дня	„ радия
Торон (эманация тория)	Tn (Th Em)	$\alpha$	54,5 сек.	„ радиевой эманации
Торий А	Th A	$\alpha$	0,14 сек.	„ полония
Торий В	Th B	$\beta, \alpha$	10,6 час.	„ свинца
Торий С	Th C	$\alpha, \beta$	60,5 мин.	„ висмута
Торий С'	Th C'	$\alpha$	$10^{-9}$ сек.	„ полония
Торий С''	Th C''	$\beta, \gamma$	3,0 мин.	„ таллия
Торий D (ториевый свинец)	Th D	—	Устойчив	„ свинца (ториевый свинец)

В природе радиоактивные элементы имеют широкое распространение, но находятся в состоянии крайнего рассеяния. В табл. 4 приводятся некоторые средние значения содержания радиоэлементов в горных породах.

Таблица 4

Порода	Содержание радиоэлемента на 1 г породы (в г)		
	Ra	U	Th
Изверженные горные породы:			
кислые . . . . .	$3,01 \cdot 10^{-12}$	$9,1 \cdot 10^{-6}$	$2,05 \cdot 10^{-5}$
средние . . . . .	$2,57 \cdot 10^{-12}$	$6,2 \cdot 10^{-6}$	$1,64 \cdot 10^{-5}$
основные . . . . .	$1,28 \cdot 10^{-12}$	$3,2 \cdot 10^{-6}$	$0,56 \cdot 10^{-5}$
Осадочные породы:			
песчаники . . . . .	$1,5 \cdot 10^{-12}$	$4,2 \cdot 10^{-6}$	$0,6 \cdot 10^{-5}$
глины . . . . .	$1,3 \cdot 10^{-12}$	$4,5 \cdot 10^{-6}$	$1,3 \cdot 10^{-5}$
известняки . . . . .	$0,5 \cdot 10^{-12}$	$2,7 \cdot 10^{-6}$	$0,05 \cdot 10^{-5}$

Как показывают наблюдения, существуют районы повышенной радиоактивности, где все породы разного петрографического состава имеют повышенное содержание радиоэлементов по сравнению с средним (табл. 4) и, наоборот, имеются районы с пониженной радиоактивностью.

Содержание радона в подземных водах выражается в следующих единицах: 1) единица Махе (М. Е.)—единица концентрации радона, равная такому его количеству в одном литре воды или газа, которое дает в ионизационной камере при полном использовании  $\alpha$ -излучения ток насыщения, равный 0,001 электростатической единицы; при этом учитывается ионизация только от самой эманации, без продуктов ее распада; 2) миллимикрюри ( $10^{-9}$  кюри) на литр— $\text{м}\mu\text{Сл}^{-1}$ ; 3) эман (эм) $=10^{-10}\text{Сл}^{-1}$ ; 4) миллиграмм-минута или миллиграмм-секунда, т. е. количество Rn, образуемое 1 мг Ra в 1 мин. или 1 сек. в одном литре.

Между этими единицами существуют следующие соотношения:

$$1 \text{ М. Е.} = 0,364 \text{ м}\mu\text{Сл}^{-1} = 3,64 \text{ эм} = 0,173 \text{ мг-сек. л}^{-1}$$

$$1 \text{ м}\mu\text{Сл}^{-1} = 2,75 \text{ М. Е.} = 10 \text{ эм} = 0,475 \text{ мг-сек. л}^{-1}$$

$$1 \text{ эм} = 0,275 \text{ М. Е.} = 0,1 \text{ м}\mu\text{Сл}^{-1} = 4,75 \cdot 10^{-2} \text{ мг-сек. л}^{-1}$$

$$1 \text{ мг-мин. л}^{-1} = 345 \text{ М. Е.} = 125 \text{ м}\mu\text{Сл}^{-1} = 1260 \text{ эм} = 60 \text{ мг-сек. л}^{-1}$$

$$1 \text{ мг-сек. л}^{-1} = 5,78 \text{ М. Е.} = 2,1 \text{ м}\mu\text{Сл}^{-1} = 21 \text{ эм.}$$

## § 2. КЛАССИФИКАЦИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ВОД

Радиоактивные воды принято делить на две группы: 1) воды, содержащие только одну газообразную эманацию радия—радоновые воды (к которым относится большинство минеральных источников, используемых на курортах); 2) воды, содержащие

в растворе известное количество радия и равновесное с ним количество эманации (радон)—радиевые или радиеносные воды (глубокие пластовые воды нефтяных месторождений).

Особую промежуточную группу составляют воды, содержащие радий плюс избыточное сверхравновесного с ним количества радона. К этой группе относятся единичные сильно радиоактивные источники, которые по геологическим соображениям следует присоединить к первой группе.

Эманация радия (радон) имеется почти во всех подземных водах. Наименьшим содержанием Rn для лечебных радиоактивных вод принята величина 3,5 М. Е. (по Грюнхуту) или 10 эм. В бальнеологии принято следующее деление радоновых вод: 1) сильно радиоактивные, более 300 эм (главным образом для внутреннего употребления); 2) средней радиоактивности—от 100 до 300 эм (для ванн и внутреннего употребления); 3) слабо радиоактивные, 35—100 эм. (для эманаториев и ванн).

Однако на целом ряде курортов с успехом используется для лечения радиоактивная вода с содержанием Rn 10—35 эм. Некоторые исследователи отмечают, что даже небольшие количества радона оказывают определенное воздействие на организм, которое исчезает при удалении радона из воды.

Воды, содержащие растворенные соли радия, попадают обычно в одну из вышеприведенных групп, а содержание радия является их добавочной спецификой.

Вод, содержащих растворенный радий, в количестве достаточном для лечебного применения, немного. За нижний предел содержания солей радия в воде, заслуживающего быть отмеченным, можно принять стократную величину от нормального распространения радия в пресных водах ( $1 \times 10^{-12}$  в 1 л).

Можно предложить следующее деление радиевых вод по степени содержания в них радия: 1) слабые радиевые воды с содержанием  $\text{Ra} = 10^{-11} - 10^{-10}$  в 1 л; 2) радиевые воды средней силы с содержанием  $\text{Ra} = 10^{-10} - 10^{-9}$  в 1 л; 3) сильные радиевые воды с содержанием  $\text{Ra} > 10^{-9}$  в 1 л.

Радиевые воды обычно содержат изотоп радия—мезоторий I.

Воды, содержащие одновременно радий и мезоторий, следует называть „радие-мезоториевыми водами“. Содержание прочих радиоэлементов (уран, торий и его изотопы) в водах вообще незначительно, и аналитический материал по ним почти отсутствует.

## § 3. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ВОД

Радиоактивные воды являются одним из наиболее своеобразных и сложных типов подземных вод. Участки их формирования расположены в зонах различной складчатости, как альпийской, так и верхнепалеозойской, причем обязательным для их образования является наличие кислых интрузивов, содержащих рассеянные радиоактивные элементы. Поэтому поиски подобных вод должны быть направлены в районы, где возможно предполагать

наличие кислых массивов или продуктов их разрушения; в последних происходит вторичное обогащение радиоэлементами. Большое значение для аккумуляции радия имеют биохимические процессы, и не случайно воды, богатые солями радия, приурочены к районам нефтяных месторождений.

Родоначальник радиоактивного ряда — уран — относится к группе редких и рассеянных элементов, его количество в земной коре (до 16 км глубины) измеряется величинами порядка  $10^{14}$  —  $10^{15}$  т. Количество промышленных месторождений урана на земном шаре в настоящее время невелико. Наиболее крупные промышленные месторождения его связаны с гидротермальной деятельностью, причем он выпадает в двух фазах: при температурах порядка 300—350° и на границе средних и низкотемпературных терм (вероятно порядка 100—150°). Уран выпадает в виде урановой смоляной руды (настурана).

В первом случае уран входит в комплекс высокотемпературных месторождений (олова, вольфрама, висмута, мышьяка и др.), во втором же он выпадает одновременно с сульфидами висмута, с серебром, кобальтом и др.

Преобладающим жильным минералом для высокотемпературных месторождений урановых руд является кварц, а для низкотемпературных — карбонаты и барит. Геохимические условия гидротермальных месторождений весьма сложны, не менее сложны процессы циркуляции радионосных растворов и вторичных изменений в коре выветривания.

Урановые соединения типа  $m$   $UO_2$  и  $n$   $UO_3$ , переходя в растворы, коллоиды и во вторичные минералы, частично выносятся из месторождений в виде разведенных растворов в грунтовых водах, частично же переотлагаются в новых местах, поэтому урановые соединения могут быть обнаружены и на некотором отдалении от места нахождения их первичной руды. Это указывает на необходимость производства палеогеогеологического анализа, позволяющего восстанавливать условия циркуляции растворов для того периода, когда происходит усиленный вынос радиоэлементов и их выпадение. Здесь необходимо отметить переоценку роли „ювенильных“ вод, якобы поднимающихся из больших глубин и непосредственно связанных с магматическими очагами. В действительности мы имеем менее глубокую зону циркуляции, связанную с нормальным кругооборотом воды в природе. Во многих случаях удается установить области питания, напора и разгрузки термальных вод даже там, где они прекратили свое существование.

И. Е. Старик обращает внимание на необходимость строгого разграничения процессов выщелачивания и растворения. При выщелачивании происходит извлечение какого-либо элемента из минерала без нарушения его кристаллической решетки. При растворении же кристалл полностью разрушается.

Миграция урана происходит в большей мере вследствие растворения природными водами минералов и горных пород. Пере-

ход в раствор урана определяется: а) минералогическим составом породы, б) химическим составом воды и в) температурными условиями.

Радий же переходит в раствор не только при растворении ураносодержащих минералов, но и благодаря его способности выщелачиваться.

В природе существует определенная направленность процесса — обеднение радием (по отношению к содержанию урана) горных пород и обогащением подземных вод. Последнее доказывается присутствием радия как в поверхностных, так и в подземных водах.

Согласно экспериментальным данным И. Е. Старика и его сотрудников, ряд катионов ( $Ba^{++}$ ,  $Ca^{++}$ ,  $K^{+}$ ) вызывает усиленное действие на выщелачиваемость радия и одновременно оказывается безразличным по отношению к урану. Радий, по И. Е. Старику, обычно не входит в кристаллическую решетку ураносодержащих минералов, а находится в капиллярах; уран же входит в кристаллическую решетку, чем и объясняется их различное поведение.

Уран незначительно мигрирует даже из вторичных урановых минералов; отсутствие в них радиоактивного равновесия объясняется преимущественно миграцией радия.

Опыты по изучению адсорбции радия породами указывают на то, что миграция его ограничена сравнительно небольшим протяжением. Выщелачивающийся из вторичных урановых минералов радий не мигрирует на значительное расстояние вследствие адсорбции его окружающими породами. В случае отсутствия на каком-либо месторождении пород, способных адсорбировать радий, можно ожидать значительного увеличения путей его миграции и участка формирования радоновых вод.

Во вторичных урановых минералах обычно отсутствует радиоактивное равновесие вследствие миграции радия и молодости самих минералов. Количество радия в них меньше того, которое необходимо для радиоактивного равновесия и не соответствует наличному количеству урана.

Эманация радия (радон) поступает в воду из пород, по которым циркулирует вода; причем возможны случаи смешивания вод различной радиоактивности и перемещения радона с газовыми струями.

Чтобы связать количественно радиоактивность пород и концентрацию радона в водах, по ним протекающих, рассмотрим два отдельных случая: когда вода протекает по цилиндрическому каналу или трещине в породе и когда вода пропитывает слой или пласт пористой породы.

Если вода протекает сначала по радиоактивной породе, а затем по нерадиоактивной, при постоянном отношении поверхности к объему по всей длине канала  $a$ , то концентрация радона в воде, вытекающей из породы, будет равна:

$$Q = \frac{a \cdot E}{k} \left( 1 - e^{-\frac{s_1 l_1}{\omega} \cdot i} \right) e^{-\frac{s_2 l_2}{\omega} \cdot i}$$

где  $\lambda$  — константа распада,

$E$  — количество Rn, выделяемое 1 см<sup>2</sup> поверхности канала в активной породе в 1 сек.,

$s_1$  — площадь поперечного сечения канала в активной породе,

$s_2$  — площадь поперечного сечения канала в неактивной породе,

$\omega$  — расход воды,

$l_1$  — длина канала в радиоактивной породе,

$l_2$  — длина канала в нерадиоактивной породе.

$e$  — основание натуральных логарифмов.

Рассмотрим следующие крайние случаи:

1. Вода вытекает прямо из активного слоя очень большой мощности. Полагая  $l_2 = 0$ ,  $l_1 = \infty$ , находим:

$$Q = \frac{a \cdot E}{\lambda}$$

т. е. радиоактивность воды не зависит от дебита.

2. Вода вытекает из мощного слоя активной породы ( $l_1 = \infty$ ),

прикрытой слоем неактивной. Полагая  $0 < e^{-\frac{s_2 l_2}{\omega} \cdot \lambda} < 1$

имеем:

$$Q = \frac{a \cdot E}{\lambda} e^{-\frac{s_2 l_2}{\omega} \cdot \lambda}$$

т. е. радиоактивность воды растет с увеличением дебита.

3. Вода вытекает непосредственно из активного слоя конечной мощности:  $e^{-\frac{s_2 l_2}{\omega} \cdot \lambda} = 1$ ;  $0 \leq e^{-\frac{s_1 l_1}{\omega} \cdot \lambda} < 1$

тогда:

$$Q = \frac{a \cdot E}{\lambda} \left(1 - e^{-\frac{s_1 l_1}{\omega} \cdot \lambda}\right)$$

т. е. радиоактивность воды падает с увеличением дебита.

Если вода движется в слое породы, пропитывая его целиком, то полагая, что вода проходит последовательно слой радиоактивной породы, толщиной  $l_1$ , и нерадиоактивной — толщиной  $l_2$ , найдем для концентрации Rn в воде выражение:

$$Q = \frac{E}{P_1 \lambda} \left(1 - e^{-\frac{P_1 l_1}{\omega} \cdot \lambda}\right) e^{-\frac{P_2 l_2}{\omega} \cdot \lambda}$$

где  $E$  — количество Rn, выделяемого в 1 сек. 1 см<sup>3</sup> породы,

$P_1$  — пористость радиоактивной породы (объем воды в 1 куб. см),

$P_2$  — пористость нерадиоактивной породы,

$\omega$  — количество воды, протекающей в 1 сек. через 1 кв. см породы.

В этом случае характер зависимости радиоактивности от дебита будет такой же, как и в предыдущем.

Чтобы подсчитать максимальное содержание радона в воде, пропитывающей горную породу, для примера можно положить содержание Ra в 1 г породы =  $2,5 \cdot 10^{-12}$  г; коэффициент пористости  $P = 0,20$ ; плотность породы = 2,0; эманирование (доля от всего

образующегося в породе Rn, переходящего в поры породы) = 0,4. При этих предположениях получим:

$$Q = \frac{2,5 \cdot 10^{-12} \cdot 2 \cdot 0,4}{0,2} \cdot 10^3 = 100 \text{ эм} = 27,5 \text{ М. Е.}$$

Отсюда можно сделать вывод, что вода, пропитывающая изверженные породы, может приобретать радиоактивность в несколько десятков единиц Махе, даже без наличия скоплений радиоэлементов. В то же время вода при движении по наиболее выветрелым породам, обладающим повышенной эманлирующей способностью и часто обогащенным радиоэлементами, может приобрести еще большую радиоактивность.

Вообще радиоактивность вод, как правило, повышена в районах повышенной радиоактивности пород, по прямой пропорциональности между радиоактивностью пород и вод, через них протекающих, ожидать нельзя, так как степень эманирования пород меняется в зависимости от степени их выветривания. Кроме того, существенное значение имеют форма каналов, по которым движется вода, смешивание вод, последовательность залегания пород и т. д. Особенно больших значений достигает радиоактивность рудничных вод некоторых месторождений.

Значительно реже на поверхности встречаются воды с повышенным содержанием растворенных солей радия и других радиоэлементов. Это объясняется как малым содержанием радиоэлементов в породах, так и малой выщелачиваемостью.

Отложение на стенках водовыводящих путей (трещин, каверн и т. д.) вторичных соединений радия (например, нерастворимой соли  $\text{RaSO}_4$ ) может создавать, как это доказано в последнее время, мощные эманлирующие коллекторы, обуславливающие накопление в водах эманации радия в количествах до тысяч единиц Махе на литр воды.

Именно такие условия привели к образованию наиболее радиоактивных в мире вод Обершлема (Hindenburgquelle) с содержанием Rn до 13500 М. Е., источников Брамбах (Wettinquelle), с содержанием до 2000 М. Е. и одних из наиболее радиоактивных мест в СССР — Джеты-Огузских источников, с содержанием Rn в 340 М. Е.

Значительное накопление Ra в отложениях радиоактивных источников подтверждается многочисленными данными опытных измерений. Некоторые из них приведены в нижеследующей таблице 5.

Следовательно, определение содержания радона в водах и в почвенном воздухе может указать на пути возможной миграции урана и радия. Но, как уже было отмечено ранее, следует учитывать, что повышенное содержание радона может объясняться большой эманлирующей способностью пород, а не каким-либо огромным скоплением урановых минералов. Для образования вторичного урано-ванадиевого месторождения не обязательно наличие первичной урановой смоляной руды, так как для формирования



его может быть достаточно даже количество урана, находящегося в рассеянном состоянии в окружающих породах.

Большое значение в обогащении природных растворов ураном имеет объем жидкой фазы, находящейся в соприкосновении с данной породой или минералом.

Таблица 5

Содержание радия в воде и отложениях минеральных источников

Название источника	Содержание Ra в воде (в ‰)	Содержание Ra в отложениях (в ‰)	Характер отложений
1. Источник Обершема	$0,58 \cdot 10^{-11}$	$283,0 \cdot 10^{-8}$	Глинистый налет
2. Молоковка (Забайкалье)	$0,74 \cdot 10^{-11}$	$15,5 \cdot 10^{-8}$	Охристый осадок
3. Славяновский источник (Железноводск)	$1,45 \cdot 10^{-11}$	$6,0 \cdot 10^{-8}$	Осадок из воды
4. Пятигорск (район Кабардинки)	—	$41,0 \cdot 10^{-8}$	Марганцовистая порода в травертине
5. Ухта (скв. № 1)	$74,8 \cdot 10^{-11}$	$40,0 \cdot 10^{-8}$	Железистый осадок
6. Дузлак (Дагестан)	$4,5 \cdot 10^{-11}$	$15,5 \cdot 10^{-8}$	Травертин
7. Скв. № 2 Азнефти	$9,0 \cdot 10^{-11}$	$0,78 \cdot 10^{-8}$	Железистый осадок
8. Нанкэнский источник (Чукотский полуостров)	$3,2 \cdot 10^{-11}$	$0,14 \cdot 10^{-8}$	—

Проф. И. Е. Старик<sup>1</sup> на основе радиологического изучения кавказских минеральных вод в 1939—1940 гг. предложил разбить радоновые воды по происхождению на три группы:

1. Воды, обогащенные радоном благодаря наличию очень высокой концентрации радия в породе или в самой воде. Эти воды встречаются только в месторождениях радиевых руд.

2. Воды, обогащенные радоном при относительно нормальном содержании радия, вследствие очень высокого коэффициента эманулирующей способности (в тектонически нарушенных зонах).

3. Воды, обогащенные радоном при несколько повышенном содержании радия в породе (порядка  $10^{-11}$  г на 1 г породы) с относительно хорошей эманулирующей способностью и при наличии благоприятных гидрогеологических условий (скорость, температура, влагоемкость). Эта группа связана главным образом с вторичными радиевыми образованиями.

В группировке проф. И. Е. Старика, которая подлежит еще дальнейшей разработке, предусмотрены гидрогеологические условия образования радоновых вод.

<sup>1</sup> Изв. АН СССР. Отд. хим. наук, № 6, 1943.

#### § 4. ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЕЙШИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАДИОАКТИВНЫХ ВОД

Геолог-разведчик ставит своей задачей найти месторождение радиоактивных руд. Гидрогеолог же прежде всего должен обратить внимание на поиски месторождения радиоактивных вод и на установление генетического типа месторождения. Если первое может практически считаться статическим, представляя определенный минералого-петрографический комплекс, то второе является динамическим, меняющимся во времени и в пространстве. Взаимоотношение того и другого весьма сложное, и простая фиксация повышенной радиоактивности воды еще не может свидетельствовать о наличии именно в данном пункте коренных месторождений радиоэлементов; пути же миграции последних довольно прихотливы.

Под месторождением радиоактивной воды следует понимать своеобразное динамическое тело, заключенное в пределах той или иной геологической структуры и характеризующееся присущими ему чертами как в отношении геотермических, гидрохимических и газовых условий, так и в отношении динамики и режима. Необходимо ясно представлять форму месторождения, которая должна быть оконтурена, и его генетический тип, обусловленный всей геологической историей данного района.

Повышенная радиоактивность участков с различным геологическим строением может быть объяснена наличием первичных или вторичных радиоактивных минералов. Для участков с первичными минералами необходимо установить, зависит ли повышенная радиоактивность: а) от наличия гидротермальных месторождений с радиоактивными минералами, б) от наличия пегматитов, содержащих радиоактивные минералы, редкоземельные элементы, уран и торий, в) от развития кислых изверженных пород, содержащих акцессорные минералы с небольшим количеством урана и тория (например ортит), г) от наличия урана и тория в сильно рассеянном состоянии (индивидуализированных радиоактивных минералов не наблюдается).

Участки с вторичными минералами модифицируются следующим образом: а) месторождения вторичных урановых минералов, связанных с процессами разложения первичных урановых минералов в верхних частях месторождения, б) скопления вторичных урановых минералов в осадочных породах, в) районы, имеющие нефтяные воды с растворенными в них солями радия.

Большую промышленную ценность в мировом балансе радиевой промышленности представляют первичные жильные месторождения урана, второе место занимают скопления вторичных урановых минералов различных типов и, наконец, крупное значение приобрели воды, содержащие растворенный радий и мезоторий (изотоп радия<sup>1</sup>).

<sup>1</sup> Ю. М. Голубкова правильно заметила: «Выявление вод, богатых радием, равносильно открытию нового радиевого месторождения» (1937 г.).

Во всех типах месторождений большую роль играли процессы циркуляции подземных вод, что же касается вторичных минералов урано-ванадиевой группы в осадочных породах, то здесь достаточно отчетливо вырисовывается связь этих месторождений с осадочными битуминозными и нефтяными водами.

Следовательно, рациональная классификация месторождений радиоактивных вод должна быть увязана с выделением различных типов участков с повышенной радиоактивностью пород и представлять единый генетический ряд, начиная от вод первичных месторождений урана и кончая современными подземными водами.

При классифицировании различных типов радиоактивных вод, естественно, прежде всего, необходимо определить вид воды — является ли она радиевой (с солями радия) или радоновой (с газообразной эманиацией радия) и каково соотношение радиоэлементов в воде.

Радиевые воды представляют собой или рудничные воды первичных месторождений урано-радиевых руд (Иоакхимсталь), локализованные в зонах оруденения и одновременно являющиеся радоновыми, или погребенные древние метаморфизованные воды морского типа (хлоридно-натриево-кальциевые) на участках нефтяных структур, соприкасающиеся с массивами интрузивных пород, содержащих радиоэлементы (Ухта, Гейдельберг).

Радиоактивные радоновые воды представляют: а) небольшие линзообразные динамические залежи грунтовых вод коры выветривания гранитных массивов, имеющих трещины, обогащенные вторичными урано-радиевыми минералами (Сунгуль, Обершлема и др.), б) динамические штокообразные тела в напорных водах деформированных зон гранитных массивов (или в контактирующих породах), выклинивающиеся с глубиной (Белокуриха, Брамбах); линзообразные залежи весьма неправильной формы, приуроченные к местам вторичного скопления радиоэлементов в делювиальных и аллювиальных отложениях, а также при наличии дериватных вод в травертинах (Пятигорск, Цхалтубо).

Месторождение Тюя-Муюн служит наглядным примером того, что даже при отсутствии выхода радиоактивных вод на поверхность нельзя отрицать возможность наличия месторождения урано-радиевых руд, если вся геологическая и геохимическая обстановка и палеогеогеологический анализ приводят к положительному выводу.

## § 5. ПРИМЕРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАДИОАКТИВНЫХ ВОД

Приведем несколько примеров, характеризующих главные типы месторождений радиоактивных вод.

В первую очередь рассмотрим радоновые воды зон тектонических деформаций коренных (гранитных) массивов и их коры выветривания.

1. Сунгульские радоновые воды (Урал). Примером холодных радиоактивных грунтовых вод являются воды района

Вишневых гор на южном Урале (Челябинская область). Впервые радиоактивность сунгульских вод была установлена в 1938 г. Т. М. Курбатовым, который определил содержание радиоэлементов в естественных источниках, равное 2,75—12,3 М. Е. Далее путем расчистки были обнаружены воды с активностью до 22—25 М. Е. В 1939 г. экспедицией Центрального института курортологии (радиолог А. П. Новицкая) в отдельных шурфах была получена активность до 36 М. Е., а позднее физико-химической лабораторией курорта в шурфе была встречена вода с небольшим притоком активностью до 58 М. Е.

В 1940 г. институт курортологии одновременно с разведочными работами производил эманиационную и геологическую съемку (В. В. Иванов, А. И. Зарубина, А. П. Новицкая при консультации В. И. Баранова и Н. Н. Славянова).

Полуостров Мендарка на озере Сунгуль сложен метаморфическими и интрузивными породами палеозойского возраста, принадлежащими к комплексу Ильменского заповедника, в состав которого входят миаскиты и щелочные сиениты ильменского типа и инъекционная серия гранито-гнейсов, гнейсов и сланцев, с включенными в нее массивами змеевиков, прослоями амфиболитов и кварцитов. Простираение пород почти меридиональное, падение крутое, к западу.

Радиоактивными минералами являются циркон и ортит. Радиоактивность пород обычно не превышает нормальной средней радиоактивности, равной  $0,2-5,7 \cdot 10^{-12}$  г на 1 г породы.

Наибольшее содержание радия наблюдается в гранито-гнейсах ильменского типа и миаскитах ( $0,81-5,7 \cdot 10^{-12}$  г на 1 г породы). Содержание тория в породах колеблется от 0,38 до  $6,1 \cdot 10^{-5}$  г на 1 г. Во всех породах отношение тория к урану, за исключением миаскитов, несколько повышено по сравнению с обычным (около 3) и равно 3,4—28,8 (в среднем 10,5). Коэффициент эманирования по радону изменяется от 11% до 55%, и лишь для миаскитов он равен 1%—9%.

Концентрация радона в почвенном воздухе п-ва Мендарки колеблется в довольно широких пределах—от 0,3 до 46 М. Е. Наибольшая активность почвенного воздуха отмечена в области распространения гранито-гнейсов ильменского типа, особенно на участках радоновых вод.

Участки радоновых вод приурочены к меридиональным зонам, совпадающим с простираем и рассланцованностью пород. Слабая нарушенность и небольшая глубина коры выветривания обусловили весьма небольшую глубину (не более 2—3 м) развития радоновых вод. С увеличением водообильности уменьшается радиоактивность. Грунтовые радоновые воды питаются за счет местных атмосферных осадков, и уровень их тесно связан с уровнем воды в озере.

Водообильность коры выветривания гранито-гнейсов и прикрывающего их тонкого чехла четвертичных отложений с торфянистыми прослоями весьма незначительна и в отдельных шур-

фах производительность измеряется всего 0,1—0,2 л/сек. (8 540—17 280 л/сутки). Активность радоновых вод п-ва Мендарки колеблется в пределах от 3—5 до 60 М. Е. Температура воды в шурфах равна 5—10°.

По химическому составу сунгульские радоновые воды являются пресными хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатными кальциево-натриевыми или кальциево-магниевыми.

Формула химического состава этих вод по Курлову:



Авторы предполагают, что формирование сунгульских радоновых вод обуславливается медленной их циркуляцией по трещинам гранито-гнейсов, что способствует максимальному насыщению вод emanацией радия.

В пределах очагов максимальной радиоактивности в 1940 г. были заложены 4 временных каптажных сооружения, в которых можно получить при откачке до 150 000 л/сутки с активностью до 35—40 М. Е.

Можно полагать, что радоновые воды, подобные сунгульским, могут быть обнаружены и в других пунктах Урала со сходными геологическими условиями.

2. Рудные горы (Богемский массив). В районе находится знаменитое месторождение урано-радиевых руд Иохимсталь, откуда в 1898 г. М. Кюри добыла первый радий. Кроме радиоактивных рудничных вод Иохимсталья, здесь известны воды, с наибольшим в мире содержанием радона—Обершлема (в 32 км к северу от Иохимсталья) и углекислые радиоактивные воды Брамбаха (в 47 км к югу от Иохимсталья). Кроме того, в 16 км к югу от Иохимсталья находится знаменитый чешский курорт Карлови-Вари (Карлсбад) с горячими источниками, радиоактивность которых весьма невысока. Причина подобного распределения радиоактивности вод объясняется геологическими условиями района. Богемский массив входит в варисцийскую зону Западной Европы и находится в сфере воздействия альпийских движений и проявления молодого вулканизма. Рудные горы принадлежат к внешнему горному поясу этого массива. Они характеризуются сравнительно пологим падением древнего кристаллического доколя к северу в сторону Саксонии и крутым, оборваным, сбросом в сторону Чехословакии.

Древние, докембрийские отложения представлены сильно метаморфизованными гнейсами и гнейсово-сланцевыми сланцами, а выше филлитами и кварцитовыми сланцами. Серия прорезана кислыми гранитами и основными оливиновыми амфиболитами и габброидами. В Иохимстале рудные жилы залегают в контактовой зоне Эйбенштоцкого гранитного массива, прорывающего кембрийские сланцы. Главными жильными минералами являются: доломит, кальцит, кварц и роговики. Очень часто в жилах встречается флюорит. Первые содержат кобальт-никель-воль-

фрамовые руды, вторые—богаты серебром. Широко распространены мышьяковые руды (арсенопирит и другие сульфиды). Уран в виде следов был встречен на месторождении до глубины 100 м, ниже начали появляться богатые урановые руды. В настоящее время настуран добывается с глубины 700 м. Рудничные воды Иохимсталья в некоторых участках содержат радий до  $1,48 \cdot 10^{-9}$  г на 1 л. Содержание радона достигает более 2000 М. Е. На базе этих вод создан радиоактивный курорт.

Обершлема—курорт, использующий холодные пресные гидрокарбонатно-сульфатные неглубокие трещинные воды. Эти

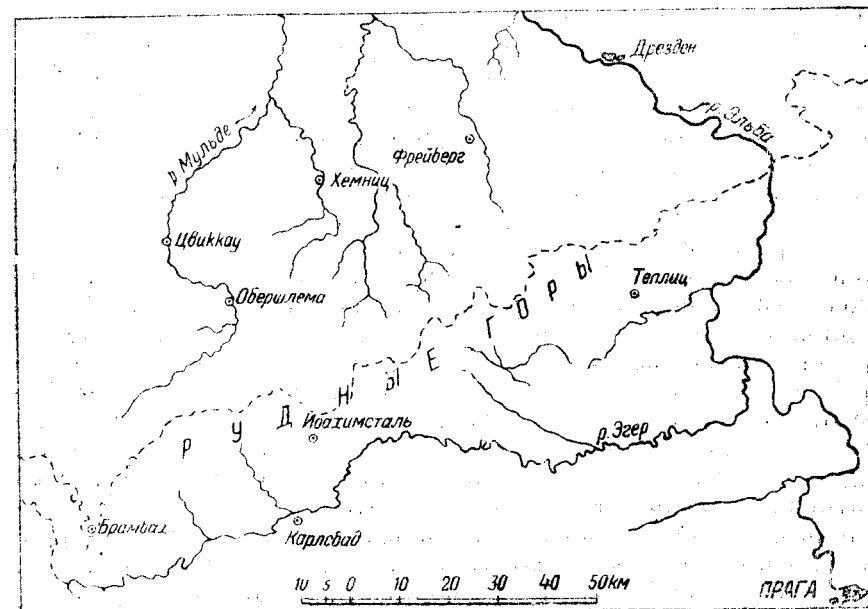


Рис. 1.

воды откачиваются из шахт в районе развития рудных жил, секущих кембрийские сланцы и более древние кварцевые филлиты, а также граниты Эйбенштоцкого массива. По данным Гензера, максимальную радиоактивность имеют воды источника Гинденбурга (13 500 М. Е.), далее идет источник Бисмарка (3 000 М. Е.) и др. Все они приурочены к штольне Макса Землера, где вскрыты скважинами и колодцами, заложенными в боковых штреках. Радиоактивные воды появляются в боковых рудных трещинах, в глинистом рыхлом материале, представляющем продукт разрушения кобальто-никеле-бисмутовых рудных жил с наличием урановой смоляной руды (в глинистой породе  $\text{U}_3\text{O}_8$ —5,8%, Ra  $2,83 \cdot 10^{-8}$  г на 1 г породы). Отношение урана к радю свидетельствует о вторичном обогащении радием стенок трещин.

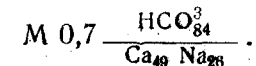
Все наиболее радиоактивные источники и колодцы дают малый приток воды.

Брамбах, в отличие от Обершлема, представляет углекисло-железистые гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые восходящие источники. Наибольшую активность имеет Веттинский источник (2000 М. Е.). Обычно же встречаются воды с содержанием радона в несколько сот единиц по Махе (Гренцбруннен—446 М. Е., источник Визен 170—180 М. Е.). В геологическом отношении Брамбах приурочен к зоне деформации северного края гранитного массива Пихтовых гор. Вблизи развиты третичные отложения и более молодые торфянистые образования Эгерских болот с наличием сульфатных минералов, оказывающих геохимическое влияние на выпадание радиоактивных элементов.

3. Кара-Мазар (Средняя Азия). В СССР сходные с Богемским массивом геологические условия наблюдаются в районе полиметаллических месторождений Кара-Мазара (западная часть Кураминского хребта). Здесь обнаружены высокордиоактивные шахтные воды на участке Табошар-Сарым-Саклы. Осевая водораздельная часть Кара-Мазара сложена гранитами и ограничена на северном и южном склонах тектоническими разрывами. Древнейшие породы Кара-Мазара представлены немymi метаморфическими сланцами, филлитами и песчаниками, относимыми предположительно к протерозою и силуру. Большую роль играют верхнепалеозойские эффузии и интрузии, развитые главным образом в юго-восточной части района. Мезозойские и третичные отложения выступают в периферических частях прилегающих депрессий. В стыке с палеозоем наблюдаются дислокации, свидетельствующие о надвигании жесткого фундамента гор на межгорные впадины. В этом фундаменте развиты зоны северо-восточных разломов, реже меридиональных, в которых и происходило образование руд полиметаллических и редких металлов. Наиболее крупный разрыв в осевой части хребта носит название „железного разлома“. Тектонические движения и поднятия в Кара-Мазаре отмечаются и сейчас.

Табошарское месторождение расположено в зоне разломов, проходящих в гранодиорите, но урановые руды наблюдаются и в эффузивной туфовой толще. Из рудных элементов в месторождении отмечены висмут, вольфрам, олово, молибден, сульфидные и окисленные соединения мышьяка, меди, серебра, свинца и цинка. Урановые соединения в виде фосфатов и арсенатов установлены в окисленной зоне до глубины 50 м, а в более глубоких участках (до 125 м) встречена урановая чернь. Несмотря на весьма рассеянное состояние радиоэлементов, общее количество урана и радия во вторичных рудах довольно значительно. Наиболее обогащены урановыми соединениями участки в осветленном (серицитизированном и каолинизированном) гранодиорите. Почвенный воздух месторождения отличается высокой радиоактивностью (до  $5,10^{-6}$  кюри на 1 л).

Высокую радиоактивность имеют трещинные грунтовые воды, откачиваемые из шахт. При разведке были встречены очаги с радиоактивностью до 3000 М. Е., или до  $1,1 \cdot 10^{-6}$  кюри на 1 л. Содержание радия в воде  $2 \cdot 10^{-10}$  г в 1 л. По составу воды довольно слабо минерализованы, почти пресные, с содержанием сульфатов до 300—400 мг на 1 л. Формула химического состава этих вод по Курлову:



При обследовании Табошар в 1926 и 1927 гг. отмечено, что вода просачивается из стенок в самом нижнем горизонте рудника и скапливается на дне забоя небольшой лужицей. При углублении выработок в зону насыщения были встречены весьма водообильные участки.

4. Белокуриха (Алтай). Наиболее известными радоновыми термами Сибири являются белокурихинские, расположенные в 67 км к югу от г. Бийска. Они появляются на правом берегу р. Большая Белокуриха, притока р. Песчаной, у южной окраины с. Малая Белокуриха Смоленского района Алтайского края, на высоте 250 м над уровнем моря.

Впервые радиоактивность этих вод была установлена В. С. Титовым в 1908 г. Геологическое обследование Белокурихи было произведено М. М. Васильевским в 1920 г., одновременно начались радиологические исследования, которые в основном велись осенью 1921 г. (Л. Н. Богоявленский). Тогда же был подробно изучен химический состав вод (А. С. Кобзева).

Большое значение для развития курорта имели гидрогеологические и буровые работы, которые осуществлялись Западно-Сибирским геологическим управлением под руководством проф. М. М. Кучина. Результаты этих работ опубликованы в 1939 г.

В геологическом отношении район сложен порфировидными гранитами, образующими вытянутую с северо-востока на юго-запад крупную интрузию. Граниты разбиты несколькими системами трещин, некоторые из которых заполнены аплитовыми и пегматитовыми жилами. Наблюдаются раздробленные зоны молодого тектонического возраста (киммерийского, альпийского). Одна такая зона проходит в долине р. Белокурихи у источников.

Белокурихинские термы представляют трещинно-напорные воды. М. И. Кучин допускает, что „трещинные воды глубоких участков гранитного массива приобретают радиоактивные свойства и повышенную температуру за счет радиоактивного распада минералов, находящихся в гранитах“ (вышеупомянутый автор указывает на калий, рубидий, циркон и сфен. В. О.). Направление путей восходящих термальных вод приурочено к зонам разлома широтного и северо-восточного простираний. В коре выветривания каналы распыляются, и „поэтому все попытки найти какое-либо преобладающее направление трещиноватости вблизи дневной поверхности оказались безуспешными“.

При разведке 1934—1936 гг. были заложены девять скважин, которыми выведена радоновая вода с радиоактивностью 25-40 М. Е. (на отдельных участках в буровых скважинах радиоактивность воды доходила до 110 М. Е.) и температурой 35—36°, с суммарным дебитом более 1500 000 л/сутки, что открыло большие перспективы дальнейшего роста курорта.

В результате работ выяснилось, что внутри гранитного массива выделяется участок термальных вод с повышенной радиоактивностью в виде тела неправильной вытянутой формы, выклинивающегося с глубиной (аналогично рудному телу).

Белокурихинское месторождение радоновых вод относится к верхней зоне азотных термальных вод, и нет сомнения, что в коре выветривания гранитного массива происходит вторичное обогащение радиоэлементами и создание природного эманатория, как это имело место в других случаях.

5. Молоковка (Забайкалье). Источники расположены близ г. Читы в узкой, глубоко врезанной в гранитный массив долине р. Молоковки. От города до с. Ближней Молоковки 9 км, до Дальней Молоковки—15 км. Всего известно 3 источника, один у Ближней Молоковки (735 м над ур. м.) и два— „Желизистый“ и „Содистый“— у Дальней Молоковки (820 м над ур. м.). Источники были известны давно, но их радиоактивность (до 290 М. Е.) впервые была отмечена И. Багашевым в 1910 г. Летом 1926 г. радиоактивность источников Дальней Молоковки была определена В. И. Барановым. В 1928 г. геологические условия района курорта довольно обстоятельно изучались геологом Е. А. Пресняковым, который одновременно ориентировочно определял радиоактивность горных пород  $\alpha$ -электроскопом (прямо в штуфах).

В районе находится крупная Молоковская гранитная интрузия, в которой выделяются следующие разности гранита: а) биотитовые с полосами аплита и аплит-пегматита, б) биотитово-роговообманковые с темноцветными шлирами, в) порфиоровидные и г) кварцевые диориты. Последние развиты вдоль контакта с юрскими туфами, окружающими гранитный массив (особенно с севера). В краевой части гранита наблюдаются порфириновые жилы, которые секут и юрские туфы, что по мнению Преснякова, указывает на послепермский возраст гранитной интрузии. Об этом же свидетельствует и свежий вид гранита. Непосредственно у источников развиты наиболее легко разрушающиеся биотитовые граниты с подчиненными им аплитами и аплит-пегматитами. Из акцессорных минералов в гранитах присутствуют: титанистый магнетит, сфен, циркон, апатит. Аплиты образуют как бы шлировые выделения, ориентированные в меридиональном направлении. Окружающие гранит породы—типичные аггломератовые туфы; в обилии наблюдаются вулканические бомбы и обломки эффузивов с флюидальской структурой. Катакластические граниты развиты на небольшом участке в долине р. Ингоды.

В районе хорошо выделяются три группы трещин: 1—северо-западная с вертикальным падением, 2—северо-восточная (наибо-

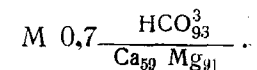
лее многочисленная, но менее выдержанная), 3—почти горизонтальные трещины отдельности, падающие то к северо-западу то к юго-востоку.

Наиболее активными оказались биотитовые граниты. Радиоактивность связана преимущественно с аплитами и аплит-пегматитами. Из минералов, давших большие цифры активности во всех штуфах, выделяется циркон, образующий плехроичные дворики в биотите.

В коре выветривания гранитов имеются грунтовые воды, дающие непостоянные сезонные источники на склонах долин, и трещинные напорные воды, обуславливающие появление восходящих источников. Последние имеют низкую температуру—от 0,5 до 1°. Они постоянны по своему положению, зимой на их месте образуются наледи.

По химическому составу молоковские радоновые источники являются почти пресными гидрокарбонатно-кальцево-магниевыми водами.

Формула химического состава их по Курлову:



Состав и температура вод свидетельствуют о неглубокой их циркуляции.

6. Пятигорские радоновые воды. (Северный Кавказ). Радоновые воды Пятигорска являются дериватами напорных термальных вод. Они приурочены к четвертичным делювиальным и аллювиальным отложениям, залегающим у подошвы южного склона горы Машук. Последняя представляет криптолакколлит, ядро которого, сложенное трахитовыми породами, не обнажено. Ранее был известен лишь один участок радоновых вод у юго-западной оконечности Горячей горы, сложенной травертинами.

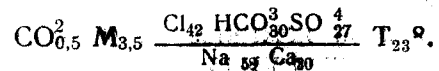
Разведочные буровые работы показали, что фокусы радиоактивных вод имеются на довольно большом протяжении надпойменной террасы к востоку от основного участка. После проведения радиологических работ был обнаружен еще один участок у Академической галереи (северный).

Радиоактивные источники, носящие название теплосерных<sup>1</sup>, были открыты в 1924 г. Конради, который примитивно закрепил естественные выходы воды (теплый с  $T=39,4^\circ$  и холодный с  $T=27,5^\circ$ ).

До 1913 г. о радиоактивности пятигорских вод не было известно, хотя больные и врачи обращали внимание на какое-то своеобразное лечебное действие теплосерных источников. Ни пониженная минерализация и температура, ни отсутствие сероводорода не могли объяснить причины их целебных свойств; и только обнаруженная радиоактивность сразу позволила понять их природу. По своему составу они представляют дегазирован-

<sup>1</sup> Хотя они не сероводородные и в большинстве—холодные.

ные, несколько разбавленные воды основного Пятигорского типа. Формула их химического состава по Курлову:



Теплосерные источники № 1 и 2 находятся в штольне, которая начинается у ванного здания и проходит на глубине 1,92—2,85 м от поверхности земли. Источник № 1 представляет открытый бассейн (3,2 × 0,8 м) глубиной 1,2 м, находящийся в самом конце штольни (в 1913 г. его радиоактивность была равна 49,6 М. Е. на 1 л). Источник № 2 захвачен небольшим бетонным колодезем (0,64 × 0,5 м) у изгиба штольни (радиоактивность его равна 56,3 М. Е.). Источник № 3 расположен вне штольни, около ее портала, и также представляет неглубокий кирпичный колодец глубиной 1,56 м. Радиоактивность воды в нем равна 41,5 М. Е.

Из других источников Пятигорска повышенная радиоактивность была отмечена для Тавиевского внутреннего источника 11,7 М. Е.

Дальнейшая разведка радоновых вод осуществлялась на небольшом участке надпойменной террасы р. Подкумка площадью 0,5 км<sup>2</sup>, где было заложено более 400 скважин глубиной 5—15 м.

На участке фокуса с наиболее высокой радиоактивностью — до 1000 М. Е., восточнее Теплосерных источников, в 1931 г. была проведена штольня с двумя галереями, вскрывшая 120—200 тыс. л в сутки радоновой воды с средней активностью 56 М. Е. В 1935—1938 гг. штольня эта переоборудовалась. Длина штольни 87 м, длина галереи № 1—57 м, длина галереи № 2—122 м. Штольня проведена в меридиональном направлении. Устьевая часть ее проходит в насыпном грунте, а дальше в делювиальном суглинке с крупнообломочным материалом. В 1931—1932 гг. на северной стенке галереи и на западной стенке штольни было заложено 64 мелких горизонтальных скважин (по 1,4—10 м), которые давали воды до 50 000 л/сутки. Всего с притоком в самой штольне и галерее суммарный дебит составлял 135—244 тыс. л/сутки.

7. Ухта (Тиман). Примером вод, содержащих соли радия, являются воды нефтяного месторождения Ярега, приуроченные к нефтеносной свите среднего девона (мощностью 250 м), залегающей непосредственно на древних метаморфических кварцевосерицитовых сланцах. Согласно работам Н. Н. Тихоновича, месторождение находится в осевой части крупного Ухтинского купола (горста). Девонские отложения залегают на метаморфических сланцах ингрессивно, причем в депрессиях, окружающих Тиман, наблюдается увеличение мощности девонских отложений. Древний цоколь Тимана, сложенный сланцами, прорванный гранитами и габброидами, по сравнению с вышележащими породами интенсивно дислоцирован. В нем отмечены следы первичной складчатости, широко развитый кливаж и сильная трещинова-

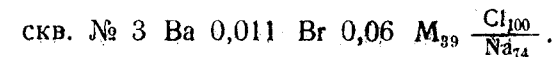
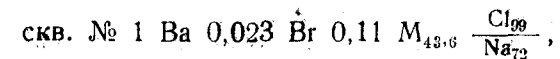
тость, а также крупные дизъюнктивные перемещения в основном более поздних фаз тектогенеза. В результате сланцевый массив разбит на ряд крупных блоков, испытавших горизонтальные и вертикальные движения.

Основной тиманский (Ухтинский) горст почти повсеместно опрокинут на юго-запад и ограничен глубоким погружением осадочных толщ, в которых преобладающее значение имеют отложения пермской и каменноугольной систем. Исключение составляет крупная структура Четласского камня, в которой на поверхности выходят не только девонские отложения, но и более древние метаморфические сланцы.

Серии куполообразных складок по северо-восточному склону Ижма-Печорской гомоклинали трактуются в последнее время как область развития вторичных структур, связанных отчасти с варисийскими движениями Тимана, отчасти же с более поздними киммерийскими фазами, широко проявившимися в Печорской области.

Все эти своеобразные отличия Тимана и объясняют появление радиеносных вод, связанных с аккумуляцией радиоактивных элементов в нефтеносных зонах, куда они мигрировали в результате циркуляции минерализованных вод в сфере воздействия герцинских гранитных интрузий, не вскрытых еще буровыми скважинами. Нефть в ухтинском девоне, по данным Н. Н. Тихоновича, должна быть первичной; вероятно, погребенными древними водами являются и радиеносные воды, но солями радия и мезотория они обогащаются сейчас.

По данным химических анализов, радиеносные воды являются бессульфатными хлоридно-натриевыми кальциевыми рассолами. Формулы их химического состава:



Газ, выделяющийся с водой, — преимущественно метан (90%), с наличием тяжелых углеводородов (1,8%), азота и редких газов (7%).

Радиоактивность вод была впервые обнаружена химиком А. Черепенниковым в 1926 г., и тогда же намечены способы определения солей радия, в дальнейшем значительно усовершенствованные. 28/VII 1928 г. содержание солей радия в воде скв. № 1 было определено в  $7,4 \cdot 10^{-9}$  г на 1 л. Температура воды 9° при средней температуре воздуха 1°, т. е. глубина циркуляции вполне определяется мощностью нефтеносной свиты и залеганием кровли метаморфической (скважина вошла в последнюю на глубине 250,4 м и углублена до 427 м).

В соседних скважинах было отмечено также наличие радиеносных вод ниже нефтяного горизонта с содержанием радия порядка  $10^{-9}$  (в скважине „Эксплоатационной“ —  $3,24 \cdot 10^{-9}$ , в Кар-



ловской— $2,88 \cdot 10^{-9}$  г на 1 л). Недостигшие второго нефтеносного горизонта скважины дают воду с содержанием радия порядка  $10^{-10}$  г на 1 л.

Количество эманации радия соответствует состоянию равновесия с находящимся в воде радием.  $RaEm$ — $1,35 \cdot 10^{-9}$  кюри на 1 л воды, радиоактивность газа  $4,10 \cdot 10^{-9}$  кюри на л.

## § 6. ХИМИЧЕСКИЙ И ГАЗОВЫЙ СОСТАВ РАДИОАКТИВНЫХ ВОД

Радиоактивность подземных вод нельзя изучать оторванно от изучения их основного химического и газового состава. Последний дает указания о генетическом типе вод и условиях их формирования. Химический состав радиоактивных вод представлен на графике-квадрате Толстихина и (рис. 2) в табл. 7.

Радиевые воды районов нефтяных месторождений представляют весьма характерный тип высокоминерализованных вод, свойственных мало промытым областям закрытых структур. Это воды или метановые (с наличием тяжелых углеводородов) бессульфатные хлоридно-натриевые, или хлоридно-натриево-кальциевые, несущие черты метаморфизованной погребенной морской воды с присущим ей талассогенным комплексом (Br, I, Ba, Sr и др.). В некоторых пунктах газовый состав приобретает смешанный характер—азотно-метановый и даже углекисло-азотно-метановый (как это имеет место в Гейдельбергской скважине). По мере усиления циркуляции воды и подмешивания поверхностных вод происходит уменьшение минерализации и увеличение роли сульфатов и гидрокарбонатов. Следовательно, при изучении химического состава радиевых вод требуется полный физико-химический анализ с определением редких элементов и растворенных газов. Поскольку в процессе метаморфизации воды большую роль играют микробы, желательны производство микробиологического анализа (включая количественный подсчет микробдесульфураторов, указывающих и степень законченности процесса восстановления сульфатов).

Радоновые воды районов развития гранитных интрузий и месторождений редких элементов (в том числе урано-радиевых) характеризуются разнообразным химическим составом. Однако они обладают одной общей отличительной чертой, свидетельствующей об условиях их происхождения в верхней окислительной зоне (в зоне активной циркуляции),—преобладанием гидрокарбонатов и иногда повышенным содержанием сульфатов. Другая характерная черта их—относительно невысокая минерализация, доходящая до величин, свойственных пресным водам. Можно обнаружить гамму переходных типов от хлоридно-натриево-кальциевых вод с содержанием солей радия к чисто радоновым гидрокарбонатным водам слабой минерализации. Воды, заключающие в себе радий и еще значительное количество эманации радия, часто обладают сложным химическим составом,

в котором имеются все шесть главных компонентов: хлор, сульфат, гидрокарбонат, натрий, кальций, магний. По газовому составу—это или азотные воды (с азотом воздушного происхождения), переходящие в практически безгазовые воды (типа грунтовых вод), или углекислые (с углекислотой метаморфического происхождения) в районах молодой вулканической деятельности

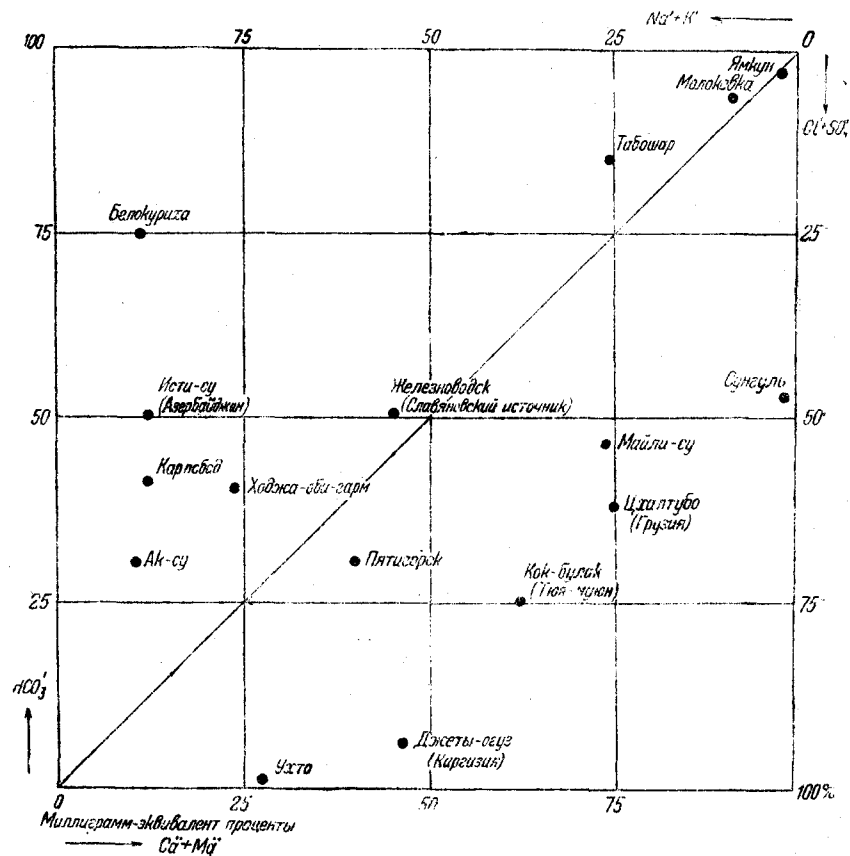


Рис. 2.

и неинтрузий. При изучении химического состава радоновых вод, особенно районов полиметаллических месторождений с повышенной концентрацией редких элементов, необходимо производство спектрального анализа. Очень важно проследить изменение соотношения газов, выделяемых в свободном состоянии из восходящих термальных источников и газов, находящихся в растворе даже в том случае, когда свободного выделения незаметно. Необходимо также определение редких газов.

При палеогидрогеологическом анализе следует прежде всего учитывать колебания химического состава вод под влиянием

изменений условий их циркуляции и возможную замену радиеносных терм, участвовавших в накоплении вторичных урановорадиевых руд, современными слабо радиоактивными водами, содержащими лишь небольшое количество газообразной эманации радия или почти нерадиоактивными пресными водами.

## § 7. МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЯ РАДИОАКТИВНОСТИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

При исследовании радиоактивности подземных вод приходится иметь дело с определением концентрации эманации радия (радона) в воде и газах источников, а также растворенных солей радия и других радиоэлементов.

Измерение содержания радона основано на извлечении его из определенного объема испытуемой воды путем кипячения, встряхивания воды с воздухом в замкнутом сосуде (причем большая часть радона переходит в воздух) или пропусканием тока воздуха через воду.

Затем измеряется ионизационный ток, вызванный  $Rn$ , выделенным в ионизационной камере, при помощи электрометра.

Для исследования радиоактивности источников на практике применяются два типа приборов. В первом типе (фонтатоскоп или фонтатометр) исследуемая вода наливается в количестве до 1 л в металлический жбан емкостью 2—10 л, который служит ионизационной камерой. Радон выделяется из воды, находящейся в закрытом жбане, путем энергичного встряхивания последнего. Ионизационный ток измеряется при помощи электрометра, надеваемого на жбан после встряхивания воды и снабженного электродом, входящим внутрь жбана.

Первоначально радиоактивность, измеренная на приборах этого типа, выражалась величиной ионизационного тока в электростатических единицах. Отсюда появилась широко распространенная единица Махе (М. Е.) равная, как указано выше, содержанию  $Rn$  в 1 л воды или газа, вызывающему в приборе при полном использовании  $\alpha$ -излучения ионизационный ток в 0,001 электростатической единицы.

В настоящее время, благодаря легкой доступности эталонных растворов, все приборы, служащие для исследования радиоактивности источников, рекомендуется эталонировать с нормальным раствором радия.

В приборах второго типа—приборе Шмидта и его аналогах, выделенный из воды встряхиванием  $Rn$  для измерения переводится в ионизационную камеру, надетую на электрометр. Перекачивание  $Rn$  производится в замкнутом токе резиновой грушей (или вакуумным методом). Очень удобны на практике приборы с большим числом сменных камер, позволяющие производить на одном электрометре одновременно серии в несколько определений. Приборы этого типа, как правило, эталонируются при помощи нормального раствора радия.

Измерение растворенного радия и продуктов ториевого ряда. Все исследования радиоактивности вод, применяемые в практике, основаны на эманационных измерениях. Содержание растворенного в воде радия также определяется по количеству им образуемого  $Rn$ .

Если же имеется раствор соли  $Ra$ , из которого кипячением или продуванием воздуха удалена эманация, то последняя с течением времени вновь накапливается в растворе, причем количество ее определяется следующим выражением:

$$Q = R(1 - e^{-\lambda t}),$$

где  $Q$  количество  $Rn$ , выделенное радием за промежуток времени  $t$ , а  $R$ —количество радия. Если  $R$  выражено в граммах, то  $Q$  получается в кюри. Величину  $e^{-\lambda t}$  для  $Rn$  берут из готовых таблиц.

Исследуемая вода в количестве около 400 куб. см помещается в промывалку Дрекслея емкостью около 800 куб. см или в специально изготовленные стеклянные промывалки. Далее продуванием воздуха выгоняют  $Rn$ , герметически закрывают промывалку и оставляют на несколько дней для накопления  $Rn$ . Затем накопившийся  $Rn$  перегоняют в ионизационную камеру и измеряют его количество. Для сравнения такой же опыт производят с раствором известного количества  $Ra$  (эталон).

При очень малой радиоактивности воды перед измерением на  $Ra$  ее концентрируют выпариванием. Существенно важно, чтобы  $Ra$  не выпадал из раствора в осадок, так как выделение  $Rn$  твердым осадком не может быть полным и данные анализа получаются неверные.

Для вод, содержащих в растворе очень малое количество  $Ra$ , применяют также метод концентрации последнего путем высаживания вместе с  $BaSO_4$  из большого объема воды. Сульфат бария затем переводится в хлорид; содержание же  $Ra$  определяется обычным путем из раствора  $BaCl_2$  в маленькой промывалке.

Продукты тория измеряются также по эманации, образуемой изотопом радия— $ThX$ . Ввиду малой продолжительности жизни эманации тория (торона), имеющего период полураспада  $T = 54,5$  сек., измерение производится в непрерывном токе воздуха, увлекающем  $Tn$  из исследуемого раствора в ионизационную камеру электрометра.

Результаты измерения сравниваются с эталонным раствором  $Th$  и выражаются в весовых единицах последнего. Для большей полноты выделения  $Tn$  из воды при ее продувании целесообразно пользоваться промывалкой с пористой стеклянной пластинкой.

Чтобы из найденного содержания  $ThX$  в воде получить содержание более долговечных продуктов ториевого ряда ( $Ra$ ,  $Th$ ,  $Ms$ ,  $Th$ ,  $I$ , которые в воде не находятся в состоянии радиоактивного равновесия) пользуются законами радиоактивных превращений. Во взятой пробе воды периодически измеряют количества  $ThX$  в тече-



ние длительного промежутка времени (несколько месяцев) и затем вычисляют содержание Ra Th и Ms Th I.

Измерение Rn в газе источников производится путем введения известного объема собранного газа через осушитель в ионизационную камеру и измерения ионизационного тока. При этом следует иметь в виду, что для газа нужно специальное эталонирование прибора, так как объемы, в которых распределяется измеряемый Rn в случае воды и газа, могут быть различны.

В случае равновесия концентраций Rn в воде и газе распределение его определяется законом растворимости:

$$\frac{E_1}{E_2} = \alpha \frac{V_1}{V_2} \text{ или } \frac{C_1}{C_2} = \alpha,$$

где  $E_1$ —содержание Rn в воде;  
 $E_2$ —содержание Rn в воздухе;  
 $V_1$ —объем воды;  
 $V_2$ —объем воздуха;  
 $\alpha$ —коэффициент растворимости;  
 $C_1$ —концентрация Rn в воде;  
 $C_2$ —концентрация Rn в воздухе.

Таблица 6

Температура (в °С)	$\alpha$	Температура (в °С)	$\alpha$
0	0,51	50	0,14
5	0,42	60	0,12
10	0,35	70	0,12
20	0,25	80	0,11
30	0,20	90	0,11
40	0,16	100	0,10

Величина коэффициента  $\alpha$  изменяется с температурой, уменьшается с увеличением солености воды и зависит от состава воды и газа.

Зависимость коэффициента  $\alpha$  от температуры для чистой воды дана в таблице 6.

Практические указания и технические подробности применения различных приборов и методов измерения радиоактивности вод приведены в специальных инструкциях и методических статьях<sup>1</sup>.

## § 8. ЭМАНАЦИОННАЯ СЪЕМКА В КОМПЛЕКСЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАБОТ

Как показали исследования в целом ряде районов, на поверхности часто не имеется видимых признаков радиоактивных вод, но они обнаруживаются даже неглубокими зондировками. Можно также привести примеры, когда естественные источники имели незначительную радиоактивность (несколько единиц М. Е.), а при разведочных работах на небольшой глубине были вскрыты воды с содержанием радона в несколько десятков, сотен и даже более 1000 единиц по Махе (Пятигорск, Цхалтубо, Обершлема и др.).

<sup>1</sup> См. в списке литературы №№ 9, 11, 20, 22, 26, 45, 49, 58, 59.

Это указывает на необходимость тщательного анализа участков, где могло происходить накопление радиоэлементов и где циркулируют воды, не имеющие разгрузки на поверхность в данном месте. Таким образом, отсутствие радиоактивных источников на поверхности еще не свидетельствует об отсутствии радиоактивных вод, если вся геологическая и геохимическая обстановка говорит за возможность их наличия. Обнаружить месторождения радиоактивных вод может помочь эманационная радиометрическая съемка, основанная на изучении радиоактивности почвенного воздуха в зоне аэрации выше уровня грунтовых вод. В сочетании с неглубокой гидрогеологической разведкой грунтовых вод можно получить весьма ценные данные о путях миграции и аккумуляции радиоэлементов.

Почвенный воздух на участке месторождения урано-радиевых руд отличается высоким содержанием радона, достигающим в отдельных пунктах  $5 \cdot 10^{-6}$  кюри на 1 л, при среднем нормальном содержании его  $2 \cdot 10^{-10}$  кюри на 1 л или  $2 \cdot 10^{-13}$  кюри на 1 куб. см. По данным Космат, содержание радона в почвенном воздухе составляет  $0,85 \cdot 10^{-10}$  кюри на 1 л. В атмосферном воздухе над почвенным слоем содержание Rn во много раз меньше,

В Пятигорске путем эманационной съемки удалось обнаружить с Академической галереи новый участок радоновых вод (RaEm до 300 М. Е.) на основе установления пунктов с содержанием радона в почвенном воздухе до  $10^{-7}$  кюри на 1 л.

Концентрация радона в почвенном воздухе зависит от содержания радиоактивных элементов на данном участке, коэффициента эманирования и пористости породы. Точность результатов эманационной съемки зависит от мощности и характера четвертичных отложений, гидрогеологических условий, величины концентрации радиоэлементов, а также от чувствительности применяемой аппаратуры.

Концентрация радона в почвенном воздухе равна  $N = \frac{\alpha A d}{P} 10^8$

кюри на 1 л, где  $\alpha$ —коэффициент эманирования,  $A$ —концентрация радия в граммах на 1 г породы,  $d$ —плотность породы,  $P$ —пористость породы.

Содержание радия в породах колеблется в пределах от  $10^{-13}$  до  $10^{-11}$  г Ra на 1 г пород. Плотность пород меняется незначительно. Коэффициент же эманирования изменяется в широких пределах от 1 до 100%. Пористость пород также колеблется весьма значительно. Обычно породы с большой пористостью обладают при прочих равных условиях и большей эманлирующей способностью. Различные сочетания эманлирующей способности пород и концентрации в них радиоэлементов вызывают различную радиоактивность воздуха. Так, например, при коэффициенте эманирования около 100%, при содержании радия, равном  $10^{-13}$  г на грамм породы, концентрация радона в почвенном воздухе может быть того же порядка, что и при содержании радия  $10^{-11}$  г на 1 г пород с эманлирующей способностью в несколько процен-

тов. При различной нарушенности породы и наиболее разбитых участках эманационная способность породы увеличивается и в пределах развития одной и той же породы активность почвенного воздуха может быть различной.

Эманация распространяется в почвенном слое путем диффузии. Коэффициент диффузии эманации радия в породах зависит от структуры породы, влажности и колеблется от  $7 \cdot 10^{-3}$  кв. см./сек.<sup>-1</sup> в сухих песках и рыхлых почво-грунтах до  $7 \cdot 10^{-4}$  кв. см./сек.<sup>-1</sup> в компактных малоизмененных породах. Увеличение влажности уменьшает коэффициент диффузии.

Глубина эманационной съемки определяется величиной коэффициента диффузии эманации в породе и продолжительностью жизни эманации. В рыхлых почво-грунтах и разрушенных горных породах глубина эманационной съемки имеет несколько метров (4—12 м), а в плотных породах и увлажненных болотистых участках она уменьшается до нескольких десятков сантиметров.

Грунтовые воды, залегающие над активными породами, затрудняют распространение радона, но, попадая в раствор, он может переноситься по течению грунтовых вод и обуславливать повышение активности почвенного воздуха даже над участками неактивных или малоактивных пород.

Процесс эманационной съемки заключается в следующем<sup>1</sup>. Участок рассекается линиями профилей. В каждом профиле на расстоянии 20—30 м друг от друга закладываются неглубокие скважины (от 0,5 до 1,1 м). На участках с повышенной радиоактивностью расстояния между скважинами учащаются до 5—10 м и даже до 1 м. Бурение можно производить ложкой ( $d = 2''$ ) или даже простым ломом с кувалдой. В скважину вставляется металлическая трубка с внутренним диаметром примерно в 10 мм; на дно скважины для предохранения от закупорки трубки насыпается немного сухого крупнозернистого кварцевого песка или гальки. Для лучшей изоляции забоя от атмосферного воздуха на нижней конец трубки (перед спуском в скважину) на расстоянии 5—10 см от конца наматывается плотно пакля или тряпка. Пространство между металлической трубкой и стенками скважины наполняется глиной и песком. На верхний конец трубы надевается резиновая трубка с зажимом, которая оставляется на 1—3 дня для установления равновесия концентрации радона в воздухе трубки и в окружающей породе.

Проба почвенного воздуха отбирается непосредственно в эманационную камеру вакуумным методом. Предварительно в лаборатории определяется натуральное рассеяние прибора. Для взятия пробы эманационная камера через трубку с хлористым кальцием присоединяется к металлической трубке, и воздух из скважины переходит в эманационную камеру в количестве, равном объему последней. Для проверки вакуума к другому отверстию эманационной камеры перед взятием пробы присоединяется ма-

<sup>1</sup> По опыту работ А. П. Новицкой и В. В. Иванова на Урале.

нометр. Измерение ионизационного тока производится в лаборатории с помощью электрометра через 2—3 часа после взятия пробы. Результаты измерения выражаются в единицах кюри или в единицах Махе на 1 л воздуха.

При обработке материала съемки необходимо выяснить причину повышенной активности тех пород, над которыми наблюдалась высокая радиоактивность почвенного воздуха. Необходимо установить, имеется ли в данном месте высокая концентрация радиоэлементов или это только повышенная эманационная способность породы. Для этого требуется изучить образцы горных пород.

Определение эманационной способности пород производится в лаборатории. Порода измельчается, просеивается через сито  $d = 0,2$  мм и далее помещается в стеклянную трубку с оттянутыми с обеих сторон концами. Для измерения выделяющейся из породы эманации радия трубки с породой запаиваются, и накопившийся (в течение 5—7 суток) радон переводят в предварительно откаченную эманационную камеру. Торон (Tn) определяется в токе воздуха, полученные результаты сравниваются с эталонами тория.

Измерение радона и торона производится при малых их концентрациях на чувствительных компенсационных установках со струнным электрометром (системы Люти-Эдельмана и др.) с чувствительностью порядка 20 делений на 1 вольт.

При определении эманационной способности радия и тория, часть наиболее интересных образцов пород необходимо перевести в раствор и определить в нем абсолютное содержание этих элементов.

При более глубокой разведке в процессе бурения скважин любым способом (ударно-вращательным, крелиусом, роторным и др.) необходимо стремиться получить все необходимые данные по радиоактивности пород, воды и газа, применяя предусмотренные специальными инструкциями методы. Измерение содержания эманации радия следует делать непосредственно на месте, а для определения солей его должны брать пробы воды. Пробы на газ при глубоком роторном бурении берутся по способу В. П. Савченко.

## § 9. РЕЖИМ РАДИОАКТИВНЫХ ВОД

Радиоактивные воды имеют режим, свойственный данному генетическому типу подземной воды. Если грунтовые воды залегают вблизи поверхности, они характеризуются непостоянным режимом, тесной связью с атмосферными осадками и поверхностными водами, быстрыми колебаниями уровня и расхода. Состав их также непостоянный. Особенности режима будут определяться общими климатическими условиями той зоны, в которой формируются радиоактивные воды (избыточное увлажнение северных районов, недостаток влаги в засушливых районах).

Более постоянный режим имеют восходящие напорные воды, к числу которых относятся азотные или углекислые радиоактивные термы.

Изменение содержания радона зависит от искусственных и естественных факторов. В первом случае, например, может произойти уменьшение радона при глубоком захвате воды колодцем или скважиной и интенсивной откачке воды, если повышенная радиоактивность естественного источника была связана с обогащением воды в самых поверхностных слоях. Во втором случае может происходить закономерное увеличение или уменьшение радиоактивности в зависимости от гидрометеорологических и гидрогеологических факторов. Эта закономерность устанавливается в течение годового цикла; при этом в некоторых водах происходит увеличение концентрации радона одновременно с увеличением дебита воды; в тех же водах, где подтекает большое количество пресных вод, не успевающих насытиться наличным содержанием эманации радия, при увеличении дебита происходит уменьшение радиоактивности. В большинстве случаев воды с наиболее высокой радиоактивностью обладают ничтожным дебитом.

Суточное или часовое количество выносимой эманации радия называется общей радиоактивностью. Необходимо учитывать, что процесс накопления эманации одновременно сопровождается процессом распада. Для учета количества эманации радия было предложено определять величину радиоактивной мощности источника. Под этим термином понимают массу радия (в мг), способную дать такое количество эманации, как источник в то же самое время. Между часовой радиоактивностью и радиоактивной мощностью существует простое соотношение. Один миллиграмм радия выделяет в один час 7500 миллимикрорюри эманации; если источник обладает дебитом  $D$  л/час, а радиоактивность воды равна  $R$  миллимикрорюри в 1 л, то часовая радиоактивность ( $H$ ) будет определяться из формулы:

$$H = DR \text{ миллимикрорюри.}$$

Часовая радиоактивность эквивалентна массе радия. Масса радия

$$M_R = \frac{H}{7500} = \frac{DR}{7500} \text{ мг радия. Величина } M_R \text{ является радиоактивной}$$

мощностью источника, и из нее приходится исходить при оценке его радиоактивности. Очевидно, источники с большим дебитом, даже с относительно невысокой радиоактивностью, имеют большую бальнеологическую ценность. С другой стороны, небольшие источники с высокой радиоактивностью могут отчетливо указывать на места вторичного скопления радиоэлементов.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Гидрогеология радиоактивных вод как поисковый критерий на месторождения урано-радиевых вод до настоящего времени по существу не привлекалась.

Простое измерение радиоактивности воды и газа, хотя и может фиксировать места повышенного скопления радиоэлементов, но еще не дает в руки исследователя надежных показателей наличия месторождения. В целом ряде случаев при наличии богатых урановых руд радиоактивность протекающих вблизи вод ничтожна (например Тюя-Муюн), с другой стороны, воды высокой радиоактивности появляются в местах местного неглубокого вторичного скопления радиоэлементов (не имеющего практического значения как промышленное месторождение), например Пятигорск. В целом ряде пунктов выходы радиоактивных вод на поверхность отсутствуют, но неглубокими выработками были вскрыты очаги повышенной радиоактивности.

2. Для использования данных по подземным водам в качестве поискового критерия необходим полноценный тщательный гидрогеологический анализ района возможного или фактически доказанного месторождения, который должен выяснить пути миграции радиоэлементов. Последние бывают весьма сложными и запутанными, но во всех случаях установимы.

Огромное значение имеет выяснение палеогидрогеологических условий, так как все заслуживающие внимания месторождения имеют или гидротермальное происхождение или представляют результат концентрирования неглубоких сравнительно холодных подземных вод. „Ювенильные“ воды здесь, повидимому, никакой роли не играют. Радиеносные воды практического значения относятся к типичным водам нефтяных месторождений.

3. Геологические закономерности формирования и распространения радиоактивных вод намечаются достаточно отчетливо. Необходимы следующие условия: а) наличие гранитного интрузива или другой кислой изверженной породы (гранодиорит, трахит и др.), содержащей урано-радиевые элементы в рассеянном состоянии, б) наличие зон тектонических деформаций, дающих возможность циркулировать подземным водам. Большое значение имеют повторные тектонические движения, вызывающие раскол древних массивов на блоки, внедрение более молодых изверженных пород (особенно кислых) и циркуляция рудоносных растворов. Чаще всего высокорadioактивные воды появляются в пограничных зонах складчатости различного возраста. Отмечена приуроченность большинства из них к зонам верхнепалеозойской складчатости в сфере воздействия альпийских движений, в) наличие древней и современной коры выветривания гранитных массивов с глубоко протекавшими и протекающими гипергенными процессами, г) биогеохимическая миграция и скопление радиоэлементов.

Обращает внимание большая геохимическая роль наложения более молодых, часто битуминозных, свит на древние породы (третичных на палеозойские или протерозойские, девонских на докембрийские и т. д.).

4. Месторождения радиоактивных вод среди вод подземной гидросферы имеют вполне ограниченные контуры, изменчивые

во времени и пространстве, поэтому установление типа месторождения представляет одну из важнейших задач для гидрогеолога. Одновременно следует определить тип воды: радоновый (с эманацией радия) или радиевый (с солями радия) и соотношение радиоэлементов в воде. Желательно определение в водах урана.

Радоновые воды представляют: 1) Небольшие линзообразные динамические залежи в коре выветривания гранитных массивов на участках обогащения вторичными урано-радиевыми минералами по боковым трещинам (Сунгуль, Обершлема и др.); по гидрогеологическим условиям—это локальные грунтовые воды. 2) Своеобразные штокообразные динамические тела в деформированных зонах гранитных массивов (или других пород), выклинивающиеся с глубиной (Брамбах, Белокуриха и др.). Воды напорные—восходящие, газирующие азотом или углекислотой. 3) Линзообразные залежи весьма неправильной формы, приуроченные к местам скопления радиоэлементов в делювиальных, аллювиальных отложениях и травертинах (Пятигорск, Цхалтубо). Воды представляют дериваты коренных восходящих вод, разбавленных грунтовыми водами.

Радиевые воды представляют собой или рудничные воды первичных месторождений урано-радиевых руд (Иоакимсталль, Кара-Мазар), локализованных в зонах оруденения, или погребенные древние метаморфизованные воды морского типа на участках нефтяных структур (при условии, если подстилающая или контактирующая толща включает массивы интрузивных пород с радиоэлементами, как, например, Ухта, Гейдельберг и др.).

Особый тип угасших радиоактивных терм наблюдается в зонах карста известняковых массивов (Тюя-Муюн), где урано-ванадиевые руды выполняют уже готовые каналы и полости карста и где в результате изменения условий циркуляции вод произошла замена терм водами современной активной циркуляции без видимого наличия радиоэлементов (Кок-Булак). Здесь хорошо видна аккумулялирующая роль воды, извлекающей радиоэлементы из окружающих известняковых массивов пород<sup>1</sup>.

5. Таким образом, по условиям циркуляции радиеносные воды представляют собой напорные термальные воды артезианской системы, в которых можно выделить все элементы (область питания, напора, разгрузки). В зонах деформации гранитных массивов радиевые и радоновые воды представляют собой трещинные термальные напорные воды; в коре выветривания они приобретают характер трещинных пластовых локальных грунтовых вод.

В четвертичных, делювиальных и аллювиальных отложениях радоновые воды являются или грунтовыми холодными водами или дериватами восходящих напорных вод, теряющими свой

напор, охлаждающимися, но зато обогащающимися радиоэлементами в локальных участках.

6. По своему физико-химическому составу радиоактивные воды принадлежат к различным типам, которые могут быть сведены в несколько групп.

По газовому составу они являются или кислородно-азотными или азотными (воздушного происхождения), метановыми (биохимического происхождения), или углекислыми (метаморфического происхождения). Характерно то, что наиболее высокорadioактивными водами являются грунтовые воды (в зоне аэрации). Большинство радоновых терм обычно азотные, реже углекислые. Радиеносные воды нефтеносных месторождений—метановые (с наличием тяжелых углеводородов). Гейдельбергская скважина с радиеносной водой дает смешанный азотно-метаново-углекислый тип.

Воды неглубокой циркуляции (Табошар, Молоковка и др.) дают гидрокарбонатно-кальциевый тип, близкий к поверхностным пресным водам, с минерализацией меньше 1 г/л, с тем или иным содержанием сульфатов.

Обращает внимание сложный состав большинства радоновых вод—сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатно-кальциево-натриевый (Пятигорск, Цхалтубо и др.). Роль сульфатов здесь значительно возрастает.

Наконец, радиевыми могут быть метаморфизованные воды морского типа и бессульфатные хлоридно-натриевые рассолы, содержащие довольно большой процент хлористого кальция и бария.

Основные компоненты химического состава радиоактивных вод, в зависимости от местных условий, сопровождаются микроэлементами, требующими специального изучения (никель, кобальт, медь, железо, иод, бром и др.).

7. Все вышеизложенное показывает, что радиоактивные воды как поисковый критерий месторождений могут быть использованы с большим эффектом при условии, если: а) произведен тщательный геолого-структурный и минералогический анализ района; б) выяснены современные и древние гидрогеологические условия; в) установлен генетический тип подземных вод; г) произведено полное определение не только радиоактивности воды и газа, но и основного химического состава и микроэлементов, а также соотношение ионов; без гидрогеохимической интерпретации полноценных выводов сделать невозможно; д) произведены небольшие разведочные работы в местах естественных и возможных выходов подземных радиоактивных вод, сопровождаемые соответствующими гидрогеологическими наблюдениями; е) выяснен режим радиоактивных вод.

Хороший результат может быть получен при комбинировании эманационной съемки с гидрогеологической разведкой.

<sup>1</sup> Анализ источника Кок-Булакдон в таблице 7 (см. стр. 38—39).

Химические анализы типичных пред

Источник	Сунгуль (Урал) № 1			Белокуриха		
	С. С. Крапивина—1940 г.			Лаборатория Зап. Сиб. геол. управл. 1935 г.		
В 1 литре	грамм	милли-экв.	м-э %	грамм	милли-экв.	м-э %
Калий К	0,0007	0,02	0,63	0,0897	3,90	88,8
Натрий Na	0,0198	0,86	27,04			
Кальций Са	0,0318	1,58	49,68	0,0064	0,32	7,2
Магний Mg	0,0088	0,72	22,65	0,0021	0,18	4,0
Сумма		3,18	100%		4,40	100%
Хлор Cl	0,0446	1,26	39,62	0,0156	0,44	9,7
Сульфат SO <sub>4</sub>	0,0401	0,83	26,10	0,0362	0,75	16,5
Гидрокарбонат HCO <sub>3</sub>	0,0669	1,09	34,28	0,1569	3,35	73,8
				(плюс карбонат CO <sub>3</sub> )		
Сумма		3,18	100%		4,54	100%
Кремнекислота SiO <sub>2</sub>	0,22	—	—	0,049	—	—
Углекислота CO <sub>2</sub>				0,258		
Сухой остат.	0,228					
Характеристика по Пальмеру						
первая соленость S <sub>1</sub>			27,7		9,7	
вторая соленость S <sub>2</sub>			38,0		—	
первая щелочность A <sub>1</sub>			—		79,4	
вторая щелочность A <sub>2</sub>			34,3		11,2	
Сумма			100%		100%	
Формула химического состава по Курлову	$M_{0,22} \frac{Cl_{40} HCO_{3,24} SO_{4,26}}{Ca_{50} Na_{27} \cdot Mg_{23}} T_{6}^{\circ}$			$N_{2} M_{0,2} \frac{HCO_{3,40} CO_{3,24} SO_{4,17}}{Na_{39}} T_{32}^{\circ}$		
pH					8,4	
Радиоактивность	20—45 М. Е.			до 40 М. Е.		

Таблица 7

ставителей радиоактивных вод СССР

Молоковка (Дальняя) „железистый источник“			Пятигорск (источник № 2)			Родник Кок-Булак (Тюя-Муюн)		
Е. П. Муликовская—1929 г.			Э. Э. Карстенс—1932 г.			А. С. Уклонский—1925 г. В. А. Новиков		
грамм	милли-экв.	м-э %	грамм	милли-экв.	м-э %	грамм	милли-экв.	м-э %
0,0047	0,12	1,06	0,0602	1,54	3,0	0,0103	0,264	1,9
0,0214	0,93	8,26	0,6761	29,33	57,8	0,1125	4,894	36,3
0,1340	6,69	59,48	0,3014	15,07	29,8	0,1021	5,095	37,7
0,427	3,51	31,20	0,0582	4,78	9,4	0,0395	3,247	24,1
	11,25	100%		50,72	100,0%		13,500	100%
0,0023	0,06	0,50	0,7624	21,47	42,6	0,1404	3,959	29,3
0,0356	0,74	6,50	0,6673	13,89	27,5	0,2975	6,188	45,9
0,638	10,45	93,00	0,9921	15,12	29,9	0,2043	3,251	24,8
	11,24			50,48	100,0%		13,498	100,0%
0,036			0,053			0,013		
0,659			0,578			0,87		
0,592			3,14					
	7,0			60,8			38,2	
	—			3,9			37,0	
	2,3%			—			—	
	90,7%			29,9			24,8	
	100,0%			100,0%			100,0%	
$CO_{0,06}^2 M_{0,6} \frac{HCO_{3,93}}{Ca_{53} Mg_{31}} T_{0,6}^{\circ}$			$CO_{0,0}^2 M_{3,5} \frac{Cl_{43} HCO_{3,3} SO_{4,27}}{Na_{38} Ca_{30} Mg_{10}} T_{32,16}^{\circ}$			$M_{0,9} \frac{SO_{4,46} \cdot Cl_{29} HCO_{3,25}}{Ca_{33} Na_{36} Mg_{24}} T_{23}^{\circ}$		
	5,8			—			—	
352,9 М. Е.			56,3 М. Е.			0 М. Е.		

## ЛИТЕРАТУРА

1. Александров С. П. Радий и его руды. Сб. «Нерудные ископаемые», т. IV. АН СССР, 1929.
2. Баранов В. И. К теории аспирационного прибора для исследования геологических коллекций на радиоактивность. Тр. Восточ. Геол. к-та № 4, Л., 1925.
3. Баранов В. И. Радиоактивность Ижевского минерального источника. Курортное дело № 7, 1926.
4. Баранов В. И. и Курбатов И. Д. О содержании активных элементов в источниках и его отложениях курорта «Дальняя Молоковка», близ Читы. Матер. по геологии и полезн. ископаем. Вост. Сибири, вып. № 3, Иркутск, 1930.
5. Баранов В. И. и Курбатов Л. М. К вопросу о содержании радия в нефтяных водах Грозненского района. ДАН № 7, 1931.
6. Баранов В. И. и Грачева Е. Т. К теории emanационной разведки. Тр. Гос. Радиового ин-та, т. II, 1933.
7. Баранов В. И. и Курбатов И. Д. О содержании радиоэлементов в воде и ее отложениях казенной буровой скважины № 1 Ухтинского р-на. Тр. Гос. Радиового ин-та, т. II, 1933.
8. Баранов В. И., Иванов В. В., Новицкая А. П. Обзор радиоактивных (радоновых) вод СССР. Фонды Центр. ин-та курортологии. М., 1938.
9. Баранов В. И. Универсальный прибор и его применение для определения радиоактивности пород, вод и газов. Госгеолыздат, 1944.
10. Богоявленский Л. Н. Ухтинское месторождение радия. ДАН № 14 — 15, 1928.
11. Богоявленский Л. Н. Краткий курс радиометрии. НКТП, Геол.-развед. издат., 1933.
12. Бурксер Е. С. Радиоактивность минеральных вод и лечебных грязей. Основы курортологии, т. 1, Госмедиздат, 1932.
13. Бутов П. И. и Зайцев И. К. О гидрогеологии и карсте Тюя-Муяна. Зап. Всеросс. минералог. о-ва, 2-я серия, ч. 64, № 1, 1935.
14. Васильевский М. М., Богоявленский Л. Н., Кобзева А. С. Белокурихинские горячие источники на Алтае. Мат. по общей и прикл. геологии, вып. 46, Л., 1926.
15. Вернадский В. И. и Хлопин В. Г. Об исследованиях на радий нефтяных месторождений Союза. ДАН № 3, 1932.
16. Голубкова Ю. М. К вопросу о радиоактивности источников Ходжа-об-и-Гарм. Ср.-Аз. геол. упр., бюллет. № 2, сентябрь, Ташкент, 1930.
17. Голубкова Ю. М. Новые данные о радиоактивности минералов Киргизского хребта. «За недра Средней Азии», 1935.
18. Голубкова Ю. М. Исследование содержания радия в нефтяных источниках Чангырташ и Майли-Су. Геол. Ср. Аз., сб. № 1, 1935.
19. Граммаков А. Г. О влиянии некоторых факторов на распространение радиоактивных emanаций в природных условиях. Журн. геофизики, т. VI, вып. 2 — 3, 1936.
20. Егоров Б. Д. Инструкция по радиологическим определениям содержания радия и тория в природных водах. Сб. методических инструкций для гидрогеологических работ при глубоком роторном бурении, Госгеолыздат, 1941.
21. Иванов В. В., Новицкая А. П., Зарубин А. И. Сунгульские радоновые воды. Фонды Центр. ин-та курортологии, М., 1941.
22. Баранов В. И., Огильви А. Н., Соколов А. П., Бурксер Е. С. Инструкция к измерению радиоактивности минеральных источников. Изд. Кур. упр. НКЗ РСФСР, 1930.
23. Кириков А. П. Тюя-Муяновское месторождение радия. Тр. Геологич. комитета, нов. серия, Л., 1929.
24. Кириков А. П., Тверской П. П., Граммаков И. Г. К вопросу об emanационном методе поисков радиоактивных объектов. Изв. ВГРО, вып. 84, 1932.
25. Кириков А. П., Богословская Т. Н. и Горшков Г. В. Emanирующая способность руд и горных пород Табошарского урано-радиевого месторождения. Изв. ВГРО, вып. 84, 1932.
26. Кириков А. П., Тверской П. П., Граммаков А. Г., Горшков Г. В., Айдаркин В. С. Радиоактивные геофизические методы в приложении к геологии. ОНТИ — Горгеонефтеиздат, 1934.
27. Комлев Л. Б. и Прокопенко Н. М. Основные геохимические черты современных термальных процессов Среднего Тянь-Шаня. СОПС. АН СССР. Тр. Киргизской экспед., т. 1, 1935.
28. Комлев Л., Мятелкин П. и Савченко В. Радиометрическое обследование пластовых вод нефтяных месторождений Дагестана, Кубани и Азербайджана (Отчет по экспедиции 1931 г.). Тр. Гос. Радиового ин-та, т. II Л., Госхимтехиздат, 1933.
29. Курбатов Л. М. Радиоактивность нефтяных и буровых вод Нефтедага и Челекма. ДАН № 7, 1931.
30. Кучин М. И. Белокурихинские радиоактивные термы. Мат. по геологии Зап. Сибири № 8(50), 1939.
31. Кучин М. И. Подземные воды Обь-Иртышского бассейна. «Гидрогеология СССР», вып. XVI. Спецгео — Госолтехиздат, 1940.
32. Мир Али-Кашкай. Геолого-петрографический очерк района Исти-су и геохимия источников. Изд. Аз. ФАН, Баку, 1939.
33. Наследов В. Н., Баранов В. И. и Соколов. Опыт методики и разведки месторождений радиоактивных руд в Кармазарском районе Узбекистана. Тр. Всес. геол. разв. объедин., вып. 248, 1933.
34. Наследов В. Н. Кара-Мазар. Геология Узбекской ССР, т. 1, ОНТИ, 1937.
35. Никитина Б. А. и Комлев Л. В. Содержание радия в буровых водах Бакинского нефтяного района и Дагестанской области. Тр. Гос. Радиового ин-та, т. 1, стр. 157 — 171, 1930.
36. Никитин Б. Содержание радия в буровых водах нефтепромыслов Ферганской области. ДАН, № 1, 1932.
37. Огильви А. Н. О каптаже радиоактивности вод и колебаниях их радиоактивности в зависимости от дебита. Изд. БИ КМВ, Пятигорск, 1928.
38. Огильви А. Н. и Щепотьев Е. С. Опыт изучения короткоживущих продуктов распада emanации радия в Цхалтубских минеральных водах и процессов их осаждения на кожу при купании в ваннах и бассейнах. Тр. Ин-та курортологии и физиотерапии, Главкурупр НКЗдрава ССР Грузии, 1935.
39. Огильви А. Н. Краткий предварительный отчет о гидрогеологических работах по изучению радиоактивных вод Пятигорска. Мат. по общ. и прикладной геологии, вып. 96, Геол. к-т, Л., 1929.
40. Огильви А. Н. К вопросу об оценке радиоактивности источников с точки зрения их бальнеологического использования. Сб. 5, Тр. 1-го Всес. гидрогеол. съезда в Л-де, ОНТИ, 1934.
41. Огильви А. Н. Инж. гидрогеолог. К вопросу о радиоактивности Цхалтубских минеральных вод. Сб. тр. Ин-та курорт. Главкурупр. НКЗ Грузинск. ССР, Тбилиси, 1938.
42. Пресняков Е. А. Геологический очерк окрестностей курорта Молоковка близ Читы. Материалы геологии и полезн. ископаемых Вост. Сибири, вып. 3, Иркутск, 1930.
43. Прокопенко Н. М. Термальные источники средн. и восточного Тянь-Шаня. Мат. по геол. и геохим. Тянь-Шаня, ч. 1 — Мат. комиссии эксп. исслед. вып. 30, АН СССР, 1930.

44. Прочухан Д. П. Ак-Суйский и Джеты-Огузские термальные источники (Киргизия). Матер. по геологии и геохимии Тянь-Шаня, ч. V, АН СССР, СОПС.

45. Савченко В. П. Инструкция по исследованию газоносности подземных вод при глубоком роторном бурении. Сб. методических инструкций для гидрогеологических работ при глубоком роторном бурении, Госгеолгиздат, 1941.

46. Ситковский И. Н. К вопросу геохимии радиоактивных минералов Кавказа. Мат. по геолог. и полезн. ископаемым., сб. II, Аз.-Черн. геол. трест, 1938.

47. Славянов Н. Н., Грюше П. А., Машковцев С. Ф. и др. Термы и газы Тянь-Шаня. АН СССР, 1938.

48. Старик И. Е. и Смагина А. С. Эманионное определение радия в горных породах и минералах. Тр. Гос. Рад. ин-та, т. II, 1933.

49. Старик И. Е. Радиохимический анализ. Сб. «Анализ минерального сырья», ОНТИ, 1936.

50. Старик И. Е. Радиоактивные методы определения геологического времени, ОНТИ, 1938.

51. Старик И. Е. Вопросы геохимии урана и радия. Сборник, посвящен. 50-летию научной и педагогической деятельности акад. В. И. Вернадского, АН СССР, 1936.

52. Тагеев Н. В. и Старик И. Е. Содержание радия в нефтяных водах о. Челекена, ДАН № 7, 1931. А

52. Ферсман А. Е. К морфологии и геохимии Тюя-Муюн. Труды по изучению радия и радиоактивных руд, т. III, АН СССР, Л., 1928.

54. Ферсман А. Е. Геохимич. и минералогические методы поисков полезных ископаемых. АН СССР, 1939.

55. Хлопин В. Г. Радий и его получение из русского сырья. Тр. по изуч. радия и радиоактивных руд, т. I, АН СССР, Л., 1924.

56. Цитович Э. П. Опыт радиологического исследования Псекупских минеральных вод. Тр. ГГРУ, вып. 102, 1932.

57. Черепенников А. Проявления радиоактивности в Ухтинском районе. Вестн. Геол. к-та № 4, 1928.

58. Щепотьева Е. С. К методике измерений радиоактивности. Вакуумный метод измерения содержания радона в водах и газах. Докл. АН СССР, т. 41, № 4, 1943.

59. Щепотьева Е. С. К методике измерений радиоактивности и новый тип компенсационных установок для измерения ионизационных токов. Докл. АН СССР, т. 42, № 4, стр. 189, 1944.

60. Щепотьева Е. С. Об условиях обогащения природных вод радием и его изотопами. Докл. АН СССР, т. 43, № 7.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие . . . . .	3
§ 1. Общие основы физики радиоактивных вод . . . . .	4
§ 2. Классификация радиоактивных вод . . . . .	8
§ 3. Условия формирования радиоактивных вод . . . . .	9
§ 4. Характеристика главнейших типов месторождений радиоактивных вод . . . . .	15
§ 5. Примеры месторождений радиоактивных вод . . . . .	16
§ 6. Химический и газовый состав радиоактивных вод . . . . .	26
§ 7. Методика измерений радиоактивности подземных вод . . . . .	28
§ 8. Эманионная съемка в комплексе гидрогеологических работ . . . . .	30
§ 9. Режим радиоактивных вод . . . . .	33
Заключение . . . . .	34
Литература . . . . .	40

Ответственный редактор *Н. Н. Славянов.*

Сдано в набор 30/1-46 г  
Печ. лист. 2<sup>3</sup>/<sub>4</sub>

Подписано к печати 13/III-46 г.  
M000 967

Тираж 3000 экз.  
Заказ 111

Типография Картфабрики Госгеолиздата