

А. Н. ТОКАРЕВ, А. В. ЦЕРБАКОВ

РАДИОГИДРОГЕОЛОГИЯ

ГОСГЕОЛТЕХИЗДАТ

А. Н. ТОКАРЕВ и А. В. ЩЕРБАКОВ

РАДИОГИДРОГЕОЛОГИЯ



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1956

«В противоположность торию уран проникает в жидкие массы, природные воды и находится в растворе, можно думать, в каждой природной воде, впрочем, в состоянии крайнего разжижения. Всякая природная вода радиоактивна, и эту радиоактивность следует вследствие упомянутого выше чрезвычайного распространения в биосфере легко растворимых природных урановых соединений исследовать не только на радий и радон, но и на уран...».

В. И. Вернадский

ВВЕДЕНИЕ

Открытие в 1896 г. явления радиоактивного распада некоторых элементов положило начало систематическому изучению радиоактивности природных образований: горных пород, минералов и вод.

В 1902—1904 гг. в водах некоторых минеральных источников было обнаружено присутствие эманации радия — радона, и воды с повышенным содержанием его получили название радиоактивных. В дальнейшем этот термин был распространен на воды с повышенным содержанием не только радона, но и других радиоактивных элементов. Благоприятное воздействие вод, обогащенных радоном, на организм человека послужило причиной организации исследований на радиоактивность многих лечебных минеральных источников как на территории СССР, так и за границей.

В 30-х годах нашего столетия в сильно минерализованных водах ряда нефтяных месторождений было обнаружено присутствие значительных количеств радия и его изотопов $MsThI$ и ThX , в некоторых случаях в концентрациях, представляющих промышленный интерес; в связи с этим воды с повышенным содержанием радия были выделены в особую группу радиоактивных вод, называемых радиеносными, или радиевыми, в отличие от вод с повышенным содержанием эманации радия — радоновых. Проведенными в 1930—1940 гг. на территории СССР многочисленными исследованиями установлено, что повышенным содержанием радия отличаются не только воды нефтяных месторождений, но и все высокоминерализованные воды хлоридно-натриево-кальциевого типа, имеющие широкое распространение на территории СССР.

До недавнего времени исследования радиоактивности вод велись только в целях бальнеологии (радоновые воды минеральных источников) или в целях использования их для радиевой промышленности (радиеносные воды). Исследований по содержанию в природных водах урана — родоначальника наиболее важного ряда радиоактивных элементов — не производилось (за

единичными исключениями) вследствие слабой разработанности методики определения его малых количеств.

Исследования радиохимического состава подземных вод в районах главнейших урановых месторождений, произведенные в последние годы с помощью более чувствительных методов анализа, показали возможность вести поиски месторождений урана по радиохимическому составу подземных вод. Результаты этих исследований позволили наметить условия обогащения природных вод радиоактивными элементами, предложить схему классификации и зональности радиоактивных вод, разработать методику радиогидрогеологических исследований, наметить основные радиогидрогеологические критерии и подойти к вопросу о гидрогеологических условиях формирования и разрушения месторождений урана.

Настоящая книга составлена по материалам многолетней работы авторов по исследованию радиоактивности природных вод с использованием ряда работ по радиогидрогеологическому изучению территории СССР. Сведения по минералогии и геохимии радиоактивных элементов заимствованы из работ В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана, Д. И. Щербакова, А. Г. Бетехтина, В. Г. Мелкова, А. А. Саукова, В. В. Щербины и др.

Книга «Радиогидрогеология» является первой попыткой освещения условий формирования радиоактивных вод, их роли в жизни месторождений радиоактивных элементов и методики их исследования. Она может служить методическим руководством для инженерно-технических работников, занимающихся поисками и разведкой месторождений радиоактивных элементов, и учебным пособием по курсу «Радиогидрогеология» для студентов горно-геологических вузов.

Главы I и II первой части («Основы радиогидрогеологии») написаны А. Н. Токаревым, глава III — А. В. Щербаковым; вторая часть («Методика радиогидрогеологических исследований») написана в основном А. В. Щербаковым. В составлении главы III принимал участие А. Н. Токарев; раздел «Интерпретация данных радиогидрогеологического опробования» в главе III составлен А. И. Германовым, раздел «Радиогидрогеологическое районирование» в главе VI — А. А. Маккавеевым.

Авторы выражают глубокую благодарность научному редактору книги проф. Д. И. Щеголеву и д-ру геолого-минералогических наук В. В. Щербине за ценные замечания, которые были ими сделаны при просмотре рукописи. За все критические замечания авторы будут весьма признательны. Замечания можно направлять в Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр.

Часть первая
ОСНОВЫ РАДИОГИДРОГЕОЛОГИИ

Глава I

УСЛОВИЯ ОБОГАЩЕНИЯ ПРИРОДНЫХ ВОД РАДИОАКТИВНЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТАХ

Условия обогащения природных вод радиоактивными элементами и условия формирования природных радиоактивных вод весьма разнообразны и сложны. Распространение, состав и генезис различных типов радиоактивных вод определяются сложным комплексом геологических, гидрогеологических и физико-химических условий. Эти вопросы можно выяснить только изучив процессы миграции радиоактивных элементов в подземных водах и условия концентрации и рассеяния радиоактивных элементов в горных породах.

Исключительно большая роль подземных вод в миграции радиоактивных элементов устанавливается в настоящее время достаточно отчетливо. При этом, с одной стороны, подземные воды влияют на содержание радиоактивных элементов в горных породах, а с другой — содержание радиоактивных элементов в подземных водах само определяется формой нахождения и концентрацией радиоактивных элементов в горных породах и рудах. Между содержанием радиоактивных элементов в горных породах и содержанием их в соприкасающихся с этими породами водах существует динамическое равновесие, которое при движении подземных вод постоянно нарушается как в результате радиоактивного распада, так и в результате некоторых процессов взаимодействия подземных вод с горными породами: выщелачивания, растворения, окисления, адсорбции, осаждения, эманирования и т. д.

Среди разнообразных природных вод литосферы радиоактивные воды представляют собой весьма интересную и сложную по генезису группу природных вод. Различные условия перехода радиоактивных элементов из горных пород в подземные воды,

весьма разнообразные процессы их миграции, концентрации и рассеяния приводят к образованию разных типов радиоактивных вод.

В верхней термодинамической зоне (зоне выветривания) земной коры подземным водам принадлежит решающая роль в миграции радиоактивных элементов. Именно деятельностью подземных вод в первую очередь определяются вынос радиоактивных элементов из горных пород и руд и их рассеяние, а также образование всех вторичных концентраций радиоактивных элементов. В одних физико-химических условиях подземные воды обуславливают формирование рудных скоплений радиоактивных элементов, в других — приводят к интенсивному разрушению уже существующих месторождений радиоактивных руд. Концентрация радиоактивных элементов в подземных водах в определенных гидрохимических условиях может достигать весьма значительных величин и представлять промышленный интерес или служить поисковым признаком.

Все это определяет важность изучения основных закономерностей формирования и распространения различных типов радиоактивных вод.

Условия обогащения природных вод радиоактивными элементами и условия формирования различных типов радиоактивных вод определяются следующими основными факторами:

- 1) физико-химическими свойствами радиоактивных элементов;
- 2) содержанием и формой нахождения радиоактивных элементов в горных породах;
- 3) гидрогеологическими условиями;
- 4) химическим составом подземных вод;
- 5) физическими свойствами горных пород и подземных вод.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Радиоактивностью называется свойство некоторых элементов самопроизвольно распадаться с выделением определенного количества энергии. Радиоактивными являются все химические элементы, имеющие атомный номер более 83 (атомный номер висмута, см. табл. 1). Однако слабая радиоактивность обнаружена и у более легких элементов (калий, самарий и рубидий). В настоящее время известно несколько сот радиоактивных элементов, но, за исключением урана, тория и радия, все они получены в очень малых количествах.

Атомы радиоактивных элементов неустойчивы и постепенно разрушаются, образуя новые атомы, новые химические элементы, отличные по своим свойствам от материнских элементов. Теория радиоактивного распада основана на том, что каждый отдельный атом распадается независимо от других атомов. Всякий радиоактивный распад сопровождается выделением каких-либо лучей

(выбросом частиц) — так называемых альфа-лучей, бета-лучей или гамма-лучей, которые оказывают на материю различное воздействие: физическое, химическое и биологическое. В результате

Таблица 1
Периодическая система элементов Д. И. Менделеева

Г р у п п ы э л е м е н т о в									
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	0
1	H 1,0080 водород								He 4,003 гелий
2	Li 6,940 литий	Be 9,013 бериллий	B 10,82 бор	C 12,010 углерод	N 14,006 азот	O 16,000 кислород	F 19,00 фтор	Ne 20,183 неон	
3	Na 22,997 натрий	Mg 24,32 магний	Al 26,97 алюминий	Si 28,06 кремний	P 30,96 фосфор	S 32,06 сера	Cl 35,457 хлор	Ar 39,944 аргон	
4	K 39,096 калий	Ca 40,08 кальций	Sc 45,10 скандий	Ti 47,90 титан	V 50,95 ванадий	Cr 52,01 хром	Mn 54,93 марганец	Fe 55,85 железо	Co 58,94 кобальт
5	Rb 85,48 рубидий	Sr 87,63 стронций	Y 88,92 иттрий	Zr 91,22 цирконий	Nb 92,91 ниобий	Mo 95,95 молибден	Tc 99 технеций	Ru 101,7 рутений	Rh 102,91 родий
6	Cs 132,91 цезий	Ba 137,36 барий	La 138,92 лантан	Hf 178,6 гафний	Ta 180,88 тантал	W 183,92 вольфрам	Re 186,31 рений	Os 190,2 осмий	Ir 192,31 иридий
7	Fr 223 франций	Ra 226,05 радий	Ac 227 актиний	Th 232,12 торий	Pa 231 протактиний	U 238,07 уран	Po 210 полоний	At 211 астатин	Em 222 эманация

* Л а н т а н и д ы

Ce 140,11 церий	Pr 140,92 прасодимий	Nd 144,27 неодимий	Pm 147 прометий	Sm 150,3 самарий	Eu 152,0 европий	Gd 157,0 гадолиний	Tb 159,2 тербий	Dy 162,46 диспрозий	Ho 164,94 гольмий	Er 167,2 эрбий	Tm 169,4 тмий	Yb 173,04 ytterбий	Lu 174,99 лютеций
-----------------------	----------------------------	--------------------------	-----------------------	------------------------	------------------------	--------------------------	-----------------------	---------------------------	-------------------------	----------------------	---------------------	--------------------------	-------------------------

** А к т и н и д ы

Am 243 америций	Cm 247 куриум	Bk 247 берклий	Cf 251 кальфорний	Es 252 эйнштейний	Fm 257 фермий	Mn 288 манганец	La 262 лавандий	Ac 227 актиний	Pa 231 протактиний	Th 232 торий	U 238 уран	Np 237 нептуний	Pu 244 плутоний	Am 243 америций	Cm 247 куриум	Bk 247 берклий	Cf 251 кальфорний	Es 252 эйнштейний	Fm 257 фермий	Mn 288 манганец
-----------------------	---------------------	----------------------	-------------------------	-------------------------	---------------------	-----------------------	-----------------------	----------------------	--------------------------	--------------------	------------------	-----------------------	-----------------------	-----------------------	---------------------	----------------------	-------------------------	-------------------------	---------------------	-----------------------

взаимодействия с материей они способны вызывать возникновение вторичных лучей — дельта-лучей и вторичных бета- и гамма-лучей.

Альфа-лучи представляют собой поток положительно заряженных атомов гелия, движущихся со скоростью $1,4 \cdot 10^8$ —

$2,06 \cdot 10^3$ км/сек. Каждая α -частица несет заряд, равный двум элементарным зарядам, и имеет массу, равную учетверенной массе атома водорода. Величина пробега α -частиц в воздухе равна 2,5—9 см, в твердых и жидких телах она сильно уменьшается. При своем движении α -частицы чрезвычайно сильно ионизируют воздух, образуя на своем пути до $1,16 \cdot 10^5$ пар ионов на каждую α -частицу

Бета-лучи представляют собой поток быстро движущихся электронов с зарядом, равным одному элементарному заряду, и массой, равной $\frac{1}{1840}$ массы атома водорода. Скорость β -частиц равна $1 \cdot 10^4$ — $3 \cdot 10^4$ км/сек. Бета-лучи обладают значительно большей проникающей способностью, чем α -лучи, но ионизирующая способность их меньше. На своем пути β -частица образует от $1 \cdot 10^3$ до $2,7 \cdot 10^3$ пар ионов.

Гамма-лучи, подобные рентгеновским лучам, представляют собой электромагнитные колебания, но с более короткой длиной волны — до $1,5 \cdot 10^{-11}$ см. Гамма-лучи обладают наибольшей проникающей способностью (они способны проходить через несколько десятков сантиметров металла) и наименьшей ионизирующей способностью.

Поглощение α -, β - и γ -лучей происходит по закону

$$I = I_0 e^{-\mu x},$$

где I_0 — интенсивность начального излучения;

I — интенсивность излучения после прохождения слоя толщиной x ;

μ — коэффициент поглощения в данном веществе.

Способность радиоактивных излучений ионизировать газы, т. е. отщеплять от нейтральных молекул электроны, является наиболее важным их свойством, которое используется при измерении количества радиоактивных элементов.

Таким образом, распад атомов элементов сопровождается выбрасыванием α - или β -частиц, количество которых соответствует числу распадающихся атомов. Однако радиоактивные превращения совершаются не только путем радиоактивного излучения, но и путем захвата ядром атома электронов, находящихся на внешних орбитах (K -захват); как первый, так и второй процессы приводят к изменению суммарного заряда ядра атома.

Известно, что место элемента в периодической системе Д. И. Менделеева определяет атомный номер элемента; следовательно, и его физико-химические свойства определяются величиной заряда ядра, выраженной в элементарных единицах заряда. После испускания ядром заряженной частицы суммарный заряд ядра изменяется, и элемент занимает иное место в периодической системе: он превращается в другой элемент с новыми физико-химическими свойствами. Таким образом, выяснение сущ-

СХЕМА РАДИАКТИВНОГО РАСПАДА

1 СЕМЕЙСТВО УРАНА

III	Cm	96							
III	Am	95							
VI	Pu	94							
VI	Np	93							
VI	U	92	^{238}U , III (уран I) 4 51 10 ⁹ лет		^{234}U , II (уран II) 2 33 10 ⁵ лет				
V	Ra	91	$\downarrow \alpha$ $\nearrow \beta$	$\text{Ra}^{234}\text{UX}_2$ 114 мин Ra^{234}U 6 7 часа (0,15%)	$\nearrow \beta$ 99 85% $\downarrow \alpha$				
IV	Th	90	$\text{Th}^{234}\text{UX}_1$ (уран X ₁) 245 дня		Th^{230}Jo (ионий) 83 10 ⁴ лет				
III	Ac	89			$\downarrow \alpha$				
II	Ra	88			Ra^{226}Ra (радий) 1590 лет				
I	Fr	87			$\downarrow \alpha$				
0	Em	86			Em^{222}Rn (радон) 3 825 дня				
VII	At	85			$\downarrow \alpha$	At^{218} несколько секунд			
VI	Po	84			$\text{Po}^{218}\text{RaA}$ (радий A) 3 05 мин	$\nearrow \beta$ (0 03%) $\downarrow \alpha$	$\text{Po}^{214}\text{RaC'}$ (радий C') 16 · 10 ⁻⁴ сек	$\text{Po}^{210}\text{RaF}$ (полоний) 138 дней	
V	Bi	83			$\downarrow \alpha$ (99 97%)	$\text{Bi}^{214}\text{RaC}$ (радий C) 19 7 мин	$\nearrow \beta$ 99 96% $\downarrow \alpha$	$\text{Bi}^{210}\text{RaE}$ (радий E) 5 0 дней	$\nearrow \beta$ (~100%) $\downarrow \alpha$
IV	Pb	82			$\text{Pb}^{214}\text{RaB}$ (радий B) 26 8 мин	$\downarrow \alpha$ (0 04%) $\nearrow \beta$	$\text{Pb}^{210}\text{RaD}$ (радий D) 22 года	$\downarrow \alpha$ (5 10 ⁻⁵ %) $\nearrow \beta$	$\text{Pb}^{206}\text{RaG}$ (свинец)
III	Tl	81				$\text{Tl}^{210}\text{RaC'}$ (радий C') 1 32 мин	$\nearrow \beta$	$\text{Tl}^{206}\text{RaE'}$ (радий E') 4 23 мин	

2 СЕМЕЙСТВО ТОРИЯ

Таблица 2

III	Cm	96							
III	Am	95							
VI	Pu	94							
VI	Np	93							
VI	U	92							
V	Ra	91							
IV	Th	90	Th^{232}Th (торий) 1 39 10 ¹⁰ лет		$\text{Th}^{228}\text{RaTh}$ (радиторий) 1 90 года				
III	Ac	89	$\downarrow \alpha$	$\text{Ac}^{228}\text{MsThII}$ (мезоторий II) 6,13 часа	$\downarrow \alpha$				
II	Ra	88	$\text{Ra}^{228}\text{MsThI}$ (мезоторий I) 6 7 года	$\nearrow \beta$	$\text{Ra}^{224}\text{ThX}$ (торий X) 3 64 дня	$\downarrow \alpha$			
II	Fr	87		Fr^{224} (франций)	$\nearrow \beta$	$\downarrow \alpha$			
0	Em	86			Em^{220}Th (торон) 54 5 сек				
VII	At	85			$\downarrow \alpha$	At^{216} (астатин) 3 10 ⁻⁴ сек			
VI	Po	84			$\text{Po}^{216}\text{ThA}$ (торий A) 0 158 сек	$\nearrow \beta$ (0 013%) $\downarrow \alpha$	$\text{Po}^{212}\text{ThC'}$ (торий C') 3 · 10 ⁻⁷ сек		
V	Bi	83			$\downarrow \alpha$ (~100%)	$\text{Bi}^{212}\text{ThC}$ (торий C) 60 5 мин	$\nearrow \beta$ (66 3%) $\downarrow \alpha$		
IV	Pb	82			$\text{Pb}^{212}\text{ThB}$ (торий B) 10 6 часа	$\nearrow \beta$	$\downarrow \alpha$ (33 7%) $\nearrow \beta$	$\text{Pb}^{208}\text{ThD}$ (свинец)	
III	Tl	81				$\text{Tl}^{208}\text{ThC'}$ (торий C') 3 1 мин	$\nearrow \beta$		

3 СЕМЕЙСТВО АКТИНΙΑ

III	Cm	96					
III	Am	95					
VI	Pu	94					
VI	Np	93					
VI	U	92	$U^{235}, Ac\ II$ (актиноуран) $7.07 \cdot 10^8$ лет				
V	Ra	91	$\downarrow a$	Ra^{231}, Pa (протактиний) $3.2 \cdot 10^4$ лет			
IV	Th	90	$Th^{231}, U\ U$ (уран У) 25.6 часа	$\downarrow a$	$Th^{227}, Rn\ Ac$ (радиоактиний) 18.9 дня		
III	Ac	89		Ac^{227}, Ac (актиний) 21.7 года	$\downarrow \beta$ (98.8%)		
II	Ra	88		$\downarrow a$ (1.2%)	$Ra^{223}, Ac\ X$ (актиний Х) 11.2 дня		
I	Fr	87		$Fr^{223}, Ac\ K$ (актиний К) 21 мин	$\downarrow a$		
0	Em	86			Ac^{219} (актинон) 3.92 сек		
VII	At	85			$\downarrow a$	At^{215}	
VI	Po	84			$Po^{215}, Ac\ A$ (актиний А) $1.63 \cdot 10^{-3}$ сек	$\downarrow \beta$ ($5 \cdot 10^{-4}\%$)	$Po^{211}, Ac\ C'$ (актиний С') 0.52 сек
V	Bi	83			$\downarrow a$ (~100%)	$Bi^{211}, Ac\ C$ (актиний С) 2.16 мин	$\downarrow \beta$ (0.32%)
VI	Pb	82			$Pb^{211}, Ac\ B$ (актиний В) 36.1 мин	$\downarrow a$ (99.68%)	$Pb^{207}, Ac\ D$ (свинец)
III	Tl	81				$Tl^{207}, Ac\ C''$ (актиний С'') 4.76 мин	

4. СЕМЕЙСТВО НЕПТУНИЙ

Продолжение таблицы 2

III	Cm	96				$\left[\text{Cm}^{241} \right]$ 53 дней		
III	Am	95			Am^{241} (амерций) 475 лет	\swarrow К		
VI	Pu	94	Pu^{241} ~ 10 лет	\swarrow β	\downarrow α	$\left[\text{Pu}^{237} \right]$ (~ 40 дней)		
VI	Np	93			Np^{237} (нептуний) 2 25 10 ⁶ лет	\swarrow К		
VI	U	92	$\left[\text{U}^{237} \right]$ 68 дня	\swarrow β	\downarrow α	U^{233} 1 63 10 ⁵ лет		
V	Pa	91			Pa^{233} 27 4 дня	\swarrow β	\downarrow α	$\left[\text{Pa}^{229} \right]$ 1 4 дня
IV	Th	90	$\left[\text{Th}^{233} \right]$ 23 мин	\swarrow β		Th^{229} 7 10 ³ лет	\swarrow К(?)	\downarrow α
III	Ac	89				\downarrow α	Ac^{225} 10 0 дня	
II	Ra	88				Ra^{225} 1 48 дня	\swarrow β	\downarrow α
I	Fr	87					Fr^{221} 4 8 мин	
0	Em	86					\downarrow α	
VII	At	85					At^{217} 0 020 сек	
VI	Po	84					\downarrow α	Po^{213} 4 2 10 ⁶ сек
V	Bi	83				Bi^{213} 47 мин	\swarrow β (98 %)	\downarrow α
IV	Pb	82					\downarrow α	Pb^{209} 3 3 часа
III	Tl	81					\swarrow β	Bi^{209} (висмут)
						Tl^{209} < 1 часа		

ности радиоактивных явлений приводит к выводу, что один элемент путем распада может превратиться в другой элемент, тот — в следующий, и так далее до тех пор, пока не получится элемент, не способный распадаться. Совокупность всех продуктов распада данного элемента получила название радиоактивного ряда или семейства.

Радиоактивные превращения подчиняются следующим правилам смещения.

1. После испускания α -частицы элемент передвигается на два места влево в периодической системе. Атомный вес при этом уменьшается на 4 единицы.

2. После испускания β -частицы элемент передвигается на одно место вправо в периодической системе. Атомный вес остается без изменения.

3. При «К-захвате» элемент передвигается на одно место влево в периодической системе. Атомный вес остается без изменения.

Эти правила позволили установить взаимную связь всех радиоактивных элементов и расположить их в периодической системе. Оказалось, что ряд элементов, отличающихся по атомному весу и радиоактивным свойствам, имеет одинаковый заряд ядра и, следовательно, занимает одно и то же место в периодической системе элементов. Это явление носит название изотопии. Оно свойственно не только радиоактивным, но и нерадиоактивным элементам.

Все известные в настоящее время радиоактивные элементы и их изотопы (в том числе и трансурановые) сведены в четыре семейства:

1) радиоактивное семейство тория, объединяемое уравнением: $A = 4n$, где A — массовое число элемента (атомный вес изотопа) и n — целое число;

2) радиоактивное семейство нептуния: $A = 4n + 1$;

3) радиоактивное семейство урана: $A = 4n + 2$;

4) радиоактивное семейство актиния: $A = 4n + 3$.

Как видно из табл. 2, элементы, входящие в эти радиоактивные семейства, чрезвычайно сложно связаны между собой, весьма многочисленны и зачастую имеют несколько родоначальных элементов.

Из большого количества известных в настоящее время радиоактивных элементов в природных водах обнаружены далеко не все; одни элементы не найдены потому, что они присутствуют в водах лишь в очень малых концентрациях, не обнаруживаемых применяемыми методами измерений, другие — потому, что для них вообще еще не разработаны методы определений.

Наиболее значительно содержание в водах элементов уранового ряда: урана (U), радия (Ra) и радона (Rn); из других радиоактивных элементов этого ряда в природных водах отмечено присутствие небольших количеств короткоживущих продук-

тов распада радона: радия А (RaA), радия В (RaB), радия С (RaC), радия D (RaD) и радия Е (RaE).

Из радиоактивных элементов ториевого ряда в некоторых типах вод в значительных количествах присутствуют торий X (ThX) и мезоторий I (MsThI), а в незначительных количествах также радиоторий (RaTh), торон (Tn) и короткоживущие продукты его распада: торий А (ThA), торий В (ThB) и торий С (ThC).

Из радиоактивных элементов актиниевого ряда в природных водах отмечено присутствие небольших количеств актиния (Ac), актиния X (AcX) и актинона (An).

Радиоактивные элементы нептуниевое ряда в природных водах не встречены.

В дальнейшем мы будем останавливаться на содержании в природных водах только радиоактивных элементов уранового ряда — урана, радия и радона, как наиболее изученных и имеющих наиболее важное применение в промышленности, медицине и технике поисково-разведочных работ, и ограничимся лишь приведением кратких сведений о содержании других радиоактивных элементов (ThX и MsThI).

Уран является последним элементом естественного ряда периодической системы Менделеева. Он обладает порядковым номером 92, атомным весом 238,07, располагается в VI группе периодической системы (ряд уранидов) и имеет переменную валентность (3, 4, 5, 6). Металлический уран характеризуется сталью-серым цветом с побежалостью буроватого цвета и имеет удельный вес 19,32. Температура плавления его 1689°, температура кипения 3500°. Высокий заряд и большая масса ядра атома урана обуславливают его неустойчивость, выражающуюся в радиоактивном распаде. Содержание урана в природных водах выражается в граммах на литр. Период полураспада урана равен $4,5 \cdot 10^9$ лет.

В горных породах и рудах в результате радиоактивного распада урана всегда имеется радий, содержащийся в ничтожных количествах по отношению к урану. Отношение $\frac{Ra}{U}$, или так называемое «радиоактивное равновесие», для первичных, не затронутых выветриванием руд и горных пород равно $3,4 \cdot 10^{-7}$. В случае смещения радиоактивного равновесия оно устанавливается вновь в течение нескольких десятков тысяч лет (при недостатке радия) или в течение 16 000 лет (при избытке радия).

Радий является одним из продуктов распада урана. Он располагается во второй группе периодической системы элементов, является аналогом щелочноземельных элементов (магния, кальция, бария), обладает резко выраженными основными свойствами и вследствие этого в свободном виде не встречается. В природе он находится в крайне рассеянном состоянии и минералов не образует. Радий имеет атомный номер 88 и атомный вес

226,05. Он представляет собой серебристый, быстро окисляющийся металл с температурой плавления 960° и температурой кипения 1140° .

Радий также является радиоактивным элементом и при своем распаде превращается в радон. Период полураспада радия равен 1590 лет. Содержание радия в природных водах выражается в граммах на литр.

Торий X и мезоторий I являются изотопами радия и представляют собой продукты распада тория. Физические и химические их свойства аналогичны свойствам радия. Содержание ThX и MsThI в природных водах выражается в граммах равновесного тория на литр. Период полураспада ThX равен 3,64 дня и MsThI — 6,7 года.

Радон, являющийся продуктом распада радия, представляет собой благородный газ с удельным весом $0,00996 \text{ г/см}^3$, с температурой плавления минус 71° и температурой кипения минус $61,8^{\circ}$. Растворимость его при 0° составляет 51 часть в 100 частях воды. Радон имеет атомный номер 86, атомный вес 222,0 и располагается в нулевой группе периодической системы элементов, являясь аналогом гелия, неона, ксенона и аргона. При своем распаде радон образует короткоживущие продукты распада: RaA, RaB, RaC и т. д. Период полураспада радона равен 3,8 дня.

За основную единицу измерения количества радона принято кюри — количество радона, находящееся в радиоактивном равновесии с 1 граммом радия. В качестве более мелких единиц употребляются: милликюри = $1 \cdot 10^{-3}$ кюри, микрокюри = $1 \cdot 10^{-6}$ кюри, миллимикрокюри = $1 \cdot 10^{-9}$ кюри, эман = $1 \cdot 10^{-10}$ кюри и производная единица — махе-единица. Содержание радона в воде измеряется в эманах на литр и реже в махе-единицах (М. Е.) на литр.

Указанные единицы связаны следующими соотношениями:

$$1 \text{ кюри/л} = 1 \cdot 10^{10} \text{ эман/л} = 2,75 \cdot 10^9 \text{ М. Е.}$$

$$1 \text{ эман/л} = 1 \cdot 10^{-10} \text{ кюри/л} = 0,275 \text{ М. Е.}$$

$$1 \text{ М. Е.} = 3,64 \cdot 10^{-10} \text{ кюри/л} = 3,64 \text{ эман/л.}$$

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Уран является родоначальником наиболее важного ряда радиоактивных элементов. Основные черты геохимии урана определяются его положением в периодической системе элементов:

1. Большая масса ядра атома урана, характеризующаяся его атомным весом 238,07, обуславливает неустойчивость атома урана, т. е. его радиоактивный распад.

2. Элементы с высокими порядковыми номерами и атомными весами являются в земной коре более редкими, чем легкие элементы, однако четный порядковый номер урана (92) обуславли-

вае его бо́льшую распространенность по сравнению с соседними элементами, имеющими нечетные номера.

3 Чем выше номер группы периодической системы элементов, тем сильнее выражен кислотный характер элемента, однако чем больше порядковый номер и атомный вес, тем сильнее выражены его основные свойства.

4. Вследствие того что уран находится в шестой группе периодической системы (ряд уранидов), он имеет шесть валентных электронов, расположенных на нескольких орбитах. Это указывает на возможность нахождения урана в разных степенях окисления (3, 4, 5, 6), что значительно осложняет геохимию элемента, так как его ионы разной валентности ведут себя в природе различным образом и способны участвовать в окислительно-восстановительных реакциях.

5 С потерей всех валентных электронов уран образует ион, во внешней оболочке которого находится восемь электронов, т. е. ион, построенный по модели атомов инертных газов и относящийся к числу литофильных элементов. Это определяет:

а) присутствие урана в кислых силикатных горных породах,

б) нахождение урана в природе в форме кислородных соединений, а не в форме сульфидов, селенидов, арсенидов и антимонидов, вследствие их сильной гидролизуемости;

в) высокое сродство к кислороду, определяющее устойчивость окислов и отсутствие в природе самородного металлического урана;

г) слабое развитие поляризационных свойств иона шестивалентного урана, обуславливающее относительно легкую растворимость многих из его соединений.

Если в химии известны шести-, четырех- и трехвалентные соединения урана, то в природных соединениях он встречается только в виде четырех- и шестивалентных соединений. Четырехвалентными являются высокотемпературные минералы урана или его поверхностные соединения, образовавшиеся в сильно восстановительной среде. Большинство поверхностных образований является соединениями шестивалентного урана.

Природными шести- и четырехвалентными соединениями урана являются двуокись UO_2 , закись-окись U_3O_8 и трехокись UO_3 . В условиях глубинных процессов, протекающих без избытка свободного кислорода, устойчива двуокись урана — черные кубические кристаллы, плавящиеся при 2167° . Следует отметить присутствие в уранините (UO_3) некоторого избыточного количества кислорода, который неизбежно образуется в минерале в результате радиоактивного распада урана. С понижением температуры возможны также процессы эндогенного окисления U^{4+} до U^{6+} .

Трехокись урана UO_3 образуется при относительно невысоких (до 600°) температурах и атмосферном давлении и, в отличие от черной UO_2 и зеленовато-черной U_3O_8 , обладает характерной желтой окраской. Изучение ряда окислов урана показало своеоб-

разную особенность их, заключающуюся в способности растворять большие количества близкого по составу окисла урана без нарушения кристаллической решетки.

Геохимические свойства радия почти не изучены. В природе радий находится в крайне рассеянном состоянии и минералов не образует. Повидимому, соединения радия типа RaSO_4 (радиобариты и др.) в природных условиях существуют, но они недолговечны и встречаются только в очень дисперсном состоянии.

СОДЕРЖАНИЕ И ФОРМА НАХОЖДЕНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Все подземные воды обогащаются радиоактивными элементами в результате взаимодействия с горными породами, в которых они циркулируют. Поэтому абсолютное содержание, распределение и форма нахождения радиоактивных элементов в горных породах являются первым основным фактором, определяющим условия накопления радиоактивных элементов в подземных водах. Только породы с относительно повышенным содержанием радиоактивных элементов способствуют формированию радиоактивных вод.

Все горные породы по содержанию в них радиоактивных элементов могут быть разделены на две большие группы:

1) породы с нормальным рассеянным содержанием радиоактивных элементов;

2) породы с повышенными концентрациями радиоактивных элементов, в том числе:

а) породы с повышенным, но рассеянным содержанием радиоактивных элементов,

б) породы с рудными концентрациями урана и радия,

в) породы с вторичными концентрациями только радия.

В понятие «рудные концентрации», «рассеянное состояние» элемента мы вкладываем генетический, геохимический смысл, не связывая его с процентным, промышленным, кондиционным содержанием. В связи с этим под рудными концентрациями элемента мы подразумеваем скопления элемента в минералогически определенной форме, а под рассеянным содержанием (состоянием) элемента — его более или менее равномерное распределение по всей массе породы как в ионной форме (в изоморфной примеси к аксессуарным минералам), так и в виде субмикроскопических частиц соединений урана, сидящих вне углов кристаллической решетки породообразующих минералов. Это обстоятельство, конечно, не исключает определенной неравномерности, гнездообразности в распределении элемента. Рудные концентрации элемента всегда носят эпигенетический характер и имеют более или менее резкие контакты с вмещающими породами, в то время как рассеянное состояние элемента всегда носит сингенетический или сингенетично-эпигенетический характер.

ПОРОДЫ С НОРМАЛЬНЫМ РАССЕЯННЫМ СОДЕРЖАНИЕМ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

В эту группу входят все горные породы — изверженные, метаморфические и осадочные — с содержанием радиоактивных элементов, соответствующим их нормальному среднему содержанию (кларку) для того или иного типа горных пород. Данные о распространении радиоактивных элементов в горных породах земного шара приводятся в табл. 3 (по Холмсу).

Таблица 3

**Среднее содержание радиоактивных элементов
в породах (по Холмсу)**

Породы	Ra 10 ⁻¹⁰ %	U 10 ⁻⁴ %	Th 10 ⁻⁴ %
<i>Магматические</i>			
Кислые	3,01	9,10	20,50
Средние	2,57	6,20	16,40
Основные	1,28	3,20	5,60
<i>Осадочные</i>			
Песчаники	1,50	4,20	6,00
Глины	1,30	4,50	13,00
Известняки	0,50	2,70	0,50

Распределение радиоактивных элементов в различных частях земного шара весьма неравномерно. Это проявляется как в крупных масштабах, для структуры земли в целом, так и в малых масштабах, для отдельных массивов и участков горных пород.

Концентрация радиоактивных элементов в различных оболочках земли закономерно уменьшается от внешних оболочек к центральному ядру (табл. 4).

Таблица 4

**Содержание радиоактивных элементов в различных
оболочках земного шара (по Д. И. Щербакову)**

Оболочка	Мощность в км	Ra 10 ⁻¹⁴ %	U 10 ⁻⁷ %	Th 10 ⁻⁷ %
Гранитная	20	140,0	41,2	164,0
Базальтовая	40	28,0	8,2	33,0
Перидотитовая	1 540	22,0	6,9	23,5
Спорадических металлов	700	12,0	3,6	14,2
Спорадических силикатов	700	7,0	2,0	8,2
Центральное ядро	3 400	2,5	0,8	3,0

Из приведенных данных видно, что наибольшее содержание радиоактивных элементов наблюдается в кислых магматических породах, наименьшее — в известняках. Однако и в пределах группы кислых пород, создающих обычно наиболее благоприят-

ные условия для формирования многих радиоактивных вод, в разных районах и в отдельных массивах содержание радиоактивных элементов может испытывать довольно значительные колебания. Существуют районы повышенной радиоактивности, где все породы разного петрографического состава характеризуются повышенным содержанием радиоактивных элементов по сравнению со средним, и, наоборот, районы с пониженной радиоактивностью горных пород. Неравномерность распределения радиоактивных элементов в интрузивных породах наблюдается даже в петрографически близких разностях пород. Тесная связь радиоактивных элементов с кислыми породами, устанавливаемая в настоящее время вполне отчетливо, проявляется не только в повышенном рассеянном содержании в них радиоактивных элементов, но и в генетической связи с ними многих концентраций радиоактивных элементов — перматитовых и гидротермальных образований.

Для глубинных геохимических процессов характерно рассеянное состояние урана в магматических горных породах. В магмах кислого состава, в которых преобладает закисное железо и свободный кислород отсутствует, а роль окислителей играют CO_2 и H_2O , устойчивым является четырехвалентный уран, частично в виде изоморфной примеси входящий в кристаллическую решетку циркона $(\text{ZrU})\text{SiO}_4$, ксенотима $(\text{Y}, \text{U})\text{PO}_4$, монацита $(\text{Ce}, \text{La}, \text{Th}, \text{U}, \text{Zr})\text{PO}_4\text{SiO}_2$, ортита $(\text{Ca}, \text{Ce}, \text{La}, \text{Th}, \text{U}, \text{Y} \dots)_2(\text{Al}, \text{Fe})_3[\text{SiO}_4]_3$ и других акцессорных минералов (связанный уран), частично образующий редко встречающиеся самостоятельные минералы браннерит $(\text{U}, \text{Ca}, \text{Fe})\text{Ti}_2\text{O}_6$ и долоренцит $(\text{Y}, \text{U}, \text{Fe})\text{Ti}_2\text{O}_6$ (полусвязанный уран), а частично адсорбированный на стенках пустот породы (подвижной уран).

Самостоятельные минералы урана встречаются редко, потому что при высоких температурах уран, находящийся в породах в тысячных и десятитысячных долях процента, изоморфно рассеивается в кристаллически благоприятных для этого минералах.

Изоморфная смесимость, как известно, определяется общностью типа соединения, геометрическим подобием кристаллических решеток изоморфных соединений, близостью ионных радиусов изоморфных ионов, а также близостью их поляризационных свойств. Ионами, обладающими размерами, близкими к размеру U^{4+} , являются: Th^{4+} , Y^{3+} , Ca^{2+} , Pa^{5+} , TR^{3+} , Fe^{2+} , Zn^{4+} , Hf^{4+} , Mn^{2+} . Разная валентность этих ионов не мешает образованию изоморфных смесей, если при этом имеет место соответствующая компенсация зарядов ионов. Будучи менее распространен, чем некоторые из перечисленных ионов, четырехвалентный ион урана способен рассеиваться в минералах этих элементов, изоморфно их замещая.

При более низких температурах и при условии большей дифференциации уран выделяется и в виде собственных минералов.

Наиболее ранними высокотемпературными минералами являются минералы гранитных пегматитовых жил: урано-титано-ниобаты и уранинит $\text{UO}_2 \cdot n\text{UO}_3 \cdot m\text{ThO}_2 \cdot q\text{PbO}$, выделяющиеся при температурах 700 и 800°. Вследствие малой распространенности, эти минералы обычно практического значения не имеют. В силикатных расплавах уран, повидимому, находится в форме UO_2 . Для главной массы UO_2 в расплавах осадителями являются TiO_2 , Nb_2O_5 , Ta_2O_5 , в ассоциации с редкими землями приводящие к связыванию и осаждению урана в форме тантало-ниобатов. Изредка роль осадителя урана в пегматитах принадлежит углеводородам, подвергающимся пиролизу и связывающим уран в форме тухолита и карбурана. В некоторых гипогенных условиях осадителем урана являются также окислы железа.

В пегматитовых образованиях уран представлен как четырех- так и шестивалентными соединениями. В отличие от четырехвалентного, ион шестивалентного урана в свободном виде не существует, он всегда образует комплексный двухвалентный катион состава $[\text{UO}_2]^{2+}$. Образование комплексного катиона уранила является следствием его высокого заряда (U^{6+}) в сочетании с большим размером и поляризационными свойствами. Вследствие очень большого размера катион $[\text{UO}_2]^{2+}$, повидимому, не имеет изоморфных заместителей. Способность к рассеянию в результате изоморфизма у шестивалентного урана, таким образом, гораздо меньшая, чем у четырехвалентного.

Неравномерность распределения радиоактивных элементов в горных породах с нормальным их кларком определяется неравномерностью их первичного (сингенетического) распределения в породах. Разделение пород на фракции и изучение радиоактивности отдельных фракций показали, что большая часть радиоактивного вещества сосредоточена в небольшой части породы, обычно в ее тяжелой фракции, и связана с вполне определенными акцессорными минералами: ортитом, монацитом, торитом, цирконом и др. Содержание радиоактивных элементов в остальной части пород незначительно, и она является как бы «пустой» (табл. 5).

Содержание радиоактивных элементов в редкоземельных (акцессорных) минералах, особенно в пегматитовых жилах, достигает большой величины, что видно из табл. 6.

Распределение радиоактивных элементов в осадочных породах не изучено. Однако естественно предполагать, что в терригенных отложениях, возникших в результате разрушения магматических пород, характер распределения урана и радия должен быть таким же, как и в самих магматических породах. Что касается осадочных отложений химического происхождения, то накопление и распределение в них радиоактивных элементов должно определяться адсорбционным захватом их коллоидами, а также восстановительными реакциями под действием органи-

ческих веществ и должно быть более или менее равномерным. Особенно это относится к глинистым отложениям.

Таблица 5

Распределение радиоактивных элементов в магматических породах (по Махе и Бамбергеру)

Фракция	Состав фракции	Часть пробы в %	Содержание Ra в фракции в %
Вся порода	Гранито-гнейс	100	100
Легкая фракция (А)	Кварц, полевой шпат, кальцит, мусковит	95,4	1,8
Тяжелая фракция (В)	Биотит, эпидот, титанит, рутил, ортит, гранит, рудные минералы	4,6	98,2
Более легкая часть фракции В (В ₁)	Биотит, часть рудных минералов и эпидота	4,05	25,7
Более тяжелая часть фракции В (В ₂)	Эпидот, рудные минералы, гранат, титанит, рутил, ортит	0,55	74,3
Магнитная часть фракции В ₁	Ортит, гранат, часть рудных минералов и рутила	0,1	18,6
Немагнитная часть фракции В ₂	Ортит, эпидот, титанит, рутил	0,45	81,4

Таблица 6

Содержание радиоактивных элементов в редкоземельных минералах (в %)

Минералы	U	Th
Монацит	0,40	19,59
Малакон	0,93	13,47
Эшинит	0,09	11,26
Пирохлор	0,38	2,36
Уралортит	0,02	2,02
Циркон	0,01	0,05
Ортит	0,68	1,57
Самарскит	2,53	3,52

ПОРОДЫ С ПОВЫШЕННЫМ, НО РАССЕЯННЫМ СОДЕРЖАНИЕМ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

К этой группе относятся прежде всего породы, в которых уран и радий содержатся в повышенных количествах, но находятся в рассеянном состоянии и распределены более или менее равномерно, только иногда образуя заметные скопления. К таким породам следует отнести некоторые сланцы, бурые угли, известняки и песчаники, торфяники, железосиликатные породы. Накоп-

ление урана в них носит в основном сингенетический характер и обусловлено процессами адсорбции, катионного обмена, соосаждения и восстановления.

Основными процессами, вызывающими выпадение в осадок урановых соединений, являются:

1. Гидролиз и коагуляция гидроокислов урана. При большой близости значений pH для соединений $(\text{UO}_2)(\text{OH})_2$ и $\text{Al}(\text{OH})_3$, для которых pH равен соответственно 4,2 и 4,1, уран ассимилируется преимущественно глинистыми породами.

2. Адсорбционные процессы. Играть очень большую роль в концентрации урана в глинистых породах и особенно в углях и горючих сланцах без образования минералов. Однако, как правило, эти процессы не создают высоких концентраций урана.

3. Разрушение комплексных ионов, которые обусловили растворимость урановых соединений, с образованием простых, более трудно растворимых соединений. При этом в условиях соосаждения с карбонатами наиболее полное выпадение урана происходит при осаждении с сидеритом.

4. Восстановление шестивалентного урана до четырехвалентного и связанный с этим гидролиз соединений четырехвалентного урана.

5. Образование трудно растворимых солей — ванадатов, фосфатов, арсенатов, карбонатов и силикатов.

Содержание урана в осадочных и метаморфических породах с повышенным, но рассеянным содержанием радиоактивных элементов достигает $n \cdot 10^{-2}\%$ и радия — $n \cdot 10^{-9}\%$.

ПОРОДЫ С РУДНЫМИ КОНЦЕНТРАЦИЯМИ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

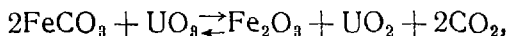
К этой группе пород относятся все основные рудные концентрации урана, и в первую очередь его гидротермальные и осадочные месторождения. Содержание урана в рудах колеблется от тысячных долей процента до целых процентов, в среднем составляя десятые доли процента; содержание радия колеблется от $n \cdot 10^{-10}$ до $n \cdot 10^{-7}\%$ и в среднем бывает равно $n \cdot 10^{-8}\%$.

К числу постмагматических и постпегматитовых образований должны быть отнесены ураноносные скарны, в которых уран находится либо в форме редких и необычных для него силикатных минералов, либо в виде изоморфной примеси в тех минералах, которые способны растворять в себе уран (некоторые гранаты, титанаты и т. п.), либо, наконец, в виде уранинита или настурана.

Наиболее многочисленны урановые выделения в гидротермальную фазу, однако единственным гипогенным урановым минералом, выделяющимся в эту фазу, является настуран. Но при соответствующей концентрации кислорода в эту фазу могут образовываться и такие минералы шестивалентного урана, как гум-

мит, некоторые ураносиликаты и уранофосфаты. Температура выделения всех гидротермальных минералов урана ниже 250°.

Поскольку температура образования главных промышленных типов настурановых месторождений была невысокой, ее изменением нельзя объяснить быстрое выделение окислов урана в коллоидной форме. По В. В. Щербине, наиболее вероятным фактором, обусловившим это явление, могло быть резкое падение давления, вызвавшее потерю летучих, в частности углекислоты, количество которой, как устанавливается из реакции



было очень велико (и соответственно велико было ее парциальное давление).

Наличие огромных количеств углекислоты могло способствовать переносу урана в гидротермальных растворах в форме растворимых урано-карбонатных комплексных солей — вероятно, в форме пентакарбонатов урана $[\text{U}^{4+}(\text{CO}_3)_5]^{6-}$. Естественно, что при раскрытии жил или при проникновении водных растворов в открытые полости трещин давление в растворах, обусловленное наличием газообразной фазы, резко падало, углекислота и перегретые пары воды удалялись и карбонатные комплексы урана разлагались, освобождая окислы урана (в большей или меньшей степени гидратированные).

Вторым возможным путем образования настурана является разложение растворимых в гидротермальных растворах урановых соединений под влиянием изменения pH водной среды в результате химических реакций с вмещающими породами (особенно с карбонатными).

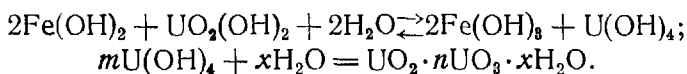
Третьим возможным способом отложения настурана является коагуляция урановых золь под действием различных факторов:

а) коагуляция урано-кремниевых золь растворами бикарбоната кальция с образованием часто встречающихся карбонатно-кварцево-настурановых жил;

б) коагуляция тех же золь сульфидами меди, приводящая к образованию халькопирито-настурановых месторождений;

в) коагуляция урановых золь пористыми породами (особенно песчаниками).

Наконец, четвертым возможным способом отложения настурана является, по данным В. Г. Мелкова, выпадение окислов урана из раствора в результате взаимодействия с железом и обусловленных этим окислительно-восстановительных реакций:



В отличие от настурана, гидротермальный уранинит образуется в результате кристаллизационных процессов, путем осаждения урана из слабо пересыщенных растворов в результате

уменьшения растворимости с понижением температуры. Относительная равномерность и закономерность распределения этого минерала в теле жилы позволяет говорить о постепенности выделения минерала; об этом же свидетельствует его кристаллическая структура.

В. В. Щербина, говоря об образовании гидротермальных месторождений урана, отмечает следующее:

1. Гидротермальные месторождения урана приурочены к зонам тектонических нарушений.

2. Перенос урана происходил в кремнекислых водных растворах с избыточной щелочностью и при наличии значительных количеств CO_2 .

3. Уран выносился как в четырехвалентной форме, в виде комплексных силикатно-карбонатных щелочных соединений, так и в шестивалентной форме, образующей ряд хорошо растворимых соединений.

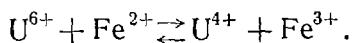
4. Полное отсутствие сульфидов урана, а также следов их гидролиза и коллоидный характер настурана указывают на коллоидный перенос урана в виде гидроокислов или в форме легко растворимых щелочно-карбонатных соединений.

5. Для осаждения урана необходимы:

а) падение давления, частичная потеря CO_2 и связанные с этим разрушение и гидролиз карбонатного комплекса;

б) изменение pH в результате взаимодействия с некоторыми вмещающими породами и связанное с этим разрушение золя с быстрым выпадением соединений четырехвалентного урана;

в) активное участие окислов железа как осадителей:



6. Выделение урановых минералов происходило независимо от сульфидов как в пространстве, так и во времени и характеризовалось многофазностью.

Из осадочных месторождений урана наибольшее промышленное значение имеют месторождения ураноносных углей, ураноносных сланцев и урано-ванадатов.

Образование ураноносных углей происходило в неглубоких пресноводных бассейнах, расположенных у подножья массивов кислых магматических пород. За счет вод, стекающих с этих массивов, и происходило питание бассейнов, характеризующихся замедленным водообменом и восстановительным характером среды. Как указывает В. В. Щербина, обогащение углей ураном происходило путем:

а) адсорбции растворенных солей урана органическими соединениями угля и торфа;

б) восстановления шестивалентных соединений урана до четырехвалентных, которые, гидролизуясь, дают урановую чернь;

в) выпадения в осадок трудно растворимых фосфатов и гуматов урана.

Очевидно, два последних процесса протекают одновременно, так как гуматы урана обладают восстановительной способностью. При изменении реакции среды кислой на щелочную эта способность возрастает с одновременным понижением окислительно-восстановительного потенциала урана. При благоприятных условиях соотношение потенциалов шестивалентного урана и гуматного аниона может достичь предела, при котором начнется восстановление урана до четырехвалентного. Уран при этом выпадает в форме урановой черни в ассоциации с гуматами, преимущественно в тонкодисперсном состоянии.

Образование ураноносных сланцев, например диктионемовых, происходило в обширных морских бассейнах, характеризующихся восстановительной обстановкой в придонной части. Обогащение сланцев ураном происходило путем:

а) восстановления урана до четырехвалентных соединений и их гидролиза;

б) адсорбции соединений урана глинистым и органическим веществом сланцев с возможным одновременным образованием органических соединений.

По М. Н. Альтгаузену, источником урана диктионемовых сланцев могла служить только морская вода, в которую уран попал с окружающих массивов кислых магматических пород.

В урано-ванадиевых месторождениях, по мнению ряда исследователей, первичное урано-ванадиевое рассеянное оруденение образовалось в прибрежной зоне неглубокого эпиконтинентального моря, в которое поступали растворы сульфатов, карбонатов и гидроокислов урана, железа и ванадия. Из этих растворов под влиянием процессов адсорбции и восстановления органическим веществом осадились урановая чернь, сульфид железа и ванадия $3\text{FeS} \cdot \text{V}_2\text{S}_3$, пирит и марказит. Образование же богатых урановых руд происходило уже после формирования геологических структур под влиянием перераспределения первичной рассеянной урановой минерализации подземными водами.

ПОРОДЫ С ВТОРИЧНЫМИ КОНЦЕНТРАЦИЯМИ ТОЛЬКО РАДИЯ

К данной группе пород относятся породы с вторичными концентрациями только радия. Обычно они представляют собой узко локальные образования, связанные с адсорбционными образованиями радия на стенках водопроводящих трещин, а также в глинистых делювиальных, известково-туфовых и железо-марганцевых отложениях.

ПЕРВИЧНАЯ МИГРАЦИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Различие в радиологических характеристиках и химических свойствах различных радиоактивных элементов приводит к различному положению их в породах. Вопрос о форме нахождения

радиоактивных элементов в горных породах был изучен И. Е. Стариком. Основные теоретические предпосылки, положенные в основу его работ, заключаются в следующем:

1. Три родоначальника радиоактивных рядов — уран, торий и актиний — обладают настолько большой продолжительностью жизни, что они могли присутствовать в магме или в растворах в момент образования минералов и пород и, следовательно, могли войти в кристаллическую решетку минералов.

2. Все остальные радиоактивные элементы, образующиеся из названных трех, обладают малой продолжительностью жизни с точки зрения масштабов геологического времени, и, следовательно, те атомы их, которые имеются в минералах и породах в настоящее время, образовались уже после их сформирования.

3. Образующиеся из урана, тория и актиния радиоактивные элементы отличны по своим кристаллохимическим свойствам от их родоначальников.

4. Радиоактивные элементы, особенно связанные с выбрасыванием из ядра α -частиц, могут «вытолкнуть» образующийся атом с того места, которое занимал в кристаллической решетке его предшественник (явление реактивной отдачи).

Логическим следствием этих положений явилось следующее заключение о возможной форме нахождения радиоактивных элементов в горных породах: если атомы родоначальных элементов — урана, тория и актиния, — повидимому, входят в кристаллическую решетку минералов, то атомы продуктов их распада, если они не являются изотопами первых трех, вероятно, не могут находиться в кристаллической решетке минералов и должны скапливаться в ее нарушениях — различного рода и происхождения пустотах, или так называемых «капиллярах»¹, очевидно заполненных водой.

Таково будет, повидимому, распределение урана и радия в структурах всех горных пород, за исключением тех случаев, когда радиоактивные элементы осадились из вод на стенках водопроницаемых пустот и трещин. В этих случаях не только радий, но и уран может находиться в адсорбированном, т. е. подвижном, состоянии.

Вследствие того что уран, торий и актиний, а также, возможно, их изотопы обычно находятся в кристаллической решетке минералов, переход их из пород в воду, называемый И. Е. Стариком миграцией I рода, связан с явлением растворения минералов. Следовательно, на переход урана из пород в воду должны влиять все те факторы, которые вообще влияют на растворимость: химический состав и кислотность раствора, количество свободного кислорода, температура и т. д.

¹ Под «капиллярами» мы понимаем различного рода пустоты в горной породе, не обязательно капиллярного характера.

Продукты распада трех указанных радиоактивных элементов (радон, радий и их изотопы) находятся в «капиллярах» породы, повидимому, частично в растворе, а частично в адсорбированном состоянии на стенках «капилляров». Поэтому переход их из пород в воду, называемый миграцией II рода, может быть не связан с растворением минералов. Миграция изотопов эманаций определяется процессом эманирования, т. е. выделением породами радиоактивных эманаций, образующихся в породах из заключенных в них родоначальных элементов.

Переход радия и его изотопов из пород в воду происходит в результате выщелачивания пород. Сущность процесса выщелачивания состоит в переходе элемента из минерала в раствор без нарушения целостности кристаллической решетки.

Выщелачивание — явление распространенное, причем обычно с ним связан целый ряд других природных явлений. Вследствие выщелачивания происходит нарушение радиоактивного равновесия. Радий мигрирует из урановых минералов, и в этих минералах возникает недостача радия. Особенно сильно сказывается процесс выщелачивания на вторичных урановых минералах, из которых радий может мигрировать в значительных количествах; при этом остающийся в минералах радий часто составляет лишь 10—15% от того количества, которое должно находиться в них при радиоактивном равновесии с ураном.

Можно считать, что процесс выщелачивания состоит из трех стадий:

1) радий и его изотопы в результате реактивной отдачи скапливаются в «капиллярах» породы, заполненных водой;

2) устанавливается адсорбционное равновесие между радием в растворе и радием на стенках «капилляров»;

3) благодаря диффузии устанавливается равновесие:

Ra в «капиллярной» воде $\rightleftharpoons Ra$ в гравитационной воде.

Диффузия радия из «капилляров» в гравитационную воду происходит крайне медленно. Об этом свидетельствует понижение его выщелачиваемости при повторных выщелачиваниях; даже через год диффузное равновесие не успевает установиться (табл. 7).

Таблица 7

Извлечение радия из породы при повторных выщелачиваниях

№ п/п	Промежуток времени между повторениями опыта	Количество выщелоченного радия в %
1	В начале опыта	0,0150
2	Через 13 дней	0,0088
3	" 26 "	0,0040
4	" 15 мес.	0,0073

Скорость диффузии радия из «капилляров» в гравитационную воду сильно зависит от удельной поверхности частиц породы. Чем более тонкодисперсны частицы породы, тем больше скорость диффузии радия, тем большее количество радия переходит из пород в раствор (табл. 8).

Таблица 8

Зависимость выщелачиваемости радия от дисперсности породы

Удельная поверхность частиц в см ² /г	0,54	0,96	1,33	2,73
Количество выщелочен- ного радия в %	0,0025	0,0037	0,0080	0,0150

Все процессы перехода радиоактивных элементов из пород в капельно-жидкую (гравитационную) воду, как-то: окисление, выщелачивание, растворение, диффузию, эманирование, принято объединять под общим названием «первичной миграции», в отличие от «вторичной миграции», под которой понимаются все процессы, протекающие при движении радиоактивных элементов по породам вместе с гравитационной водой, например осаждение, адсорбция, дезэманирование и т. д.

Совокупность всех этих процессов приводит к нарушению радиоактивного равновесия между радиоактивными элементами как в водах, так и в породах и рудах, к их раздельной миграции, к формированию различных типов радиоактивных вод.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ ВОД

Особая роль в формировании радиоактивных вод принадлежит гидрогеологическим условиям. Радиоактивные воды встречаются среди весьма различных групп природных вод, их типы характеризуются весьма разнообразными условиями питания, циркуляции, выхода на поверхность и образуют месторождения различной величины и формы.

Обогащение вод теми или иными радиоактивными элементами происходит только в определенных климатических зонах, определенных гидрогеологических структурах, при определенных гидродинамических условиях циркуляции подземных вод. Характер водообмена, интенсивность циркуляции подземных вод, длительность соприкосновения вод с породами — все это определяет условия перехода радиоактивных элементов из пород в воды.

ЗНАЧЕНИЕ КЛИМАТА РАЙОНА

Роль климата как фактора, определяющего характер и ход процессов выветривания горных пород в поверхностных частях земли, огромна.

Колебания температуры воздуха приводят к физическому выветриванию пород, т. е. к их дезинтеграции. Основными факторами физического выветривания являются сезонные и суточные колебания температуры и связанные с ними процессы периодического замерзания и оттаивания пород. Физическое выветривание способствует обогащению подземных вод радоном и радием (увеличение коэффициента эманирования пород и степени выщелачивания радия).

Атмосферные осадки, насыщенные кислородом и углекислотой воздуха, попадая в земную кору, повышают интенсивность разложения горных пород (химическое выветривание), а также интенсивность окисления рудных тел; тем самым они способствуют переходу в раствор многочисленных элементов, в том числе и радиоактивных. Как установлено, общее количество радиоактивных элементов, выносимых из пород, оказывается значительно больше при больших дебитах (и, следовательно, при относительно малой концентрации их в растворе), чем при малых дебитах (и при большей концентрации их в растворе); таким образом, большие дебиты воды должны резко понижать содержание радиоактивных элементов в породе, из которой происходит их вынос. В природных условиях большое количество атмосферных осадков способствует разрушению уранового оруденения, интенсивному выносу радиоактивных элементов из пределов месторождения и обеднению ими подземных вод.

В областях с сухим жарким климатом очень большое значение имеет испарение. Здесь в результате интенсивного испарения очень часто наблюдаются концентрация радиоактивных элементов (особенно урана) в подземных и поверхностных водах и даже выпадение их из раствора. Особенно велика роль испарения в обогащении ураном поверхностных водоемов.

ЗНАЧЕНИЕ ГИДРОГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ СТРАТИСФЕРЫ

Геолого-структурные и фациально-литологические особенности территории наряду с комплексом физико-географических условий создают природную обстановку, определяющую направление гидрогеологических процессов. Сами по себе геолого-структурные и фациально-литологические условия зачастую не могут объяснить наблюдаемое распределение и формирование известных в настоящее время типов радиоактивных вод.

Чтобы понять условия формирования и характер распределения подземных радиоактивных вод в том или ином районе, необходимо особое внимание обратить на динамичность подземных вод. Гидрогеологический анализ, проводимый с учетом геологических, физико-географических и прочих данных, должен:

- а) вскрыть характерные элементы динамики и режима радиоак-

тивных подземных вод и б) установить геохимические особенности в распределении различных типов радиоактивных вод.

В распределении радиоактивных подземных вод и их формировании наблюдаются определенные закономерности регионального характера, т. е. радиогидрогеологическая зональность.

Региональные изменения режима, динамики и радиохимического состава вод обычно зависят от структурного и гипсометрического положения водоносных комплексов, занимаемого ими в течение длительного отрезка геологического времени. Наиболее полно зональность в распределении подземных радиоактивных вод выражена в областях широкого и мощного развития осадочных образований платформ. Здесь чаще всего можно установить наличие пяти гидрогеологических зон, каждая из которых характеризуется определенной динамикой, режимом и радиохимическим составом подземных вод.

В формировании и распределении подземных вод, по Н. К. Игнатовичу, наблюдается горизонтальная зональность (закономерное изменение всех гидрогеологических факторов по падению пластов), которая выявляет ведущую роль поверхностных факторов для неглубоко залегающих водоносных комплексов, и вертикальная, в которой особенно четко видна роль динамики подземных вод.

Выделяются следующие вертикальные зоны:

1. *Зона аэрации* (зона временного просачивания вод). Эта зона расположена между поверхностью земли и уровнем грунтовых вод. Атмосферная вода, попадая в эту зону, становится энергичным агентом выветривания. Достаточно легко и быстро передвигаясь, вода, богатая кислородом и углекислотой, оказывает здесь механическое, физическое и химическое воздействие на породы и минералы (в том числе и урановые), приводя к их разрушению, выщелачиванию и растворению. Радиоактивные воды могут здесь образовываться лишь в период выпадения и просачивания атмосферных осадков. Мощность зоны аэрации весьма различна; она колеблется от нуля в заболоченных равнинных пространствах до многих десятков, а иногда и сотен метров в горных областях с сильно расчлененным рельефом.

2. *Зона колебания уровня подземных вод*. Колебание уровня подземных вод определяется соотношением между поступлением воды на поверхность водоносного горизонта и расходом ее при оттоке. Если количество просачивающейся воды больше, чем ее расход, то уровень подземных вод повышается и тем самым увеличивается мощность нижележащей зоны интенсивного водообмена; если испарение или подземный сток превышает инфильтрацию, то уровень подземных вод понижается и увеличивается мощность вышележащей зоны аэрации.

3. *Зона интенсивного водообмена*. Эта зона характеризуется весьма интенсивной циркуляцией подземных вод. Отдельные полости ее постоянно заполнены водой, пополняющейся за счет

атмосферных осадков. Здесь формируется подземный сток с крупными динамическими ресурсами. Воды этой зоны современного происхождения, богаты кислородом. По химическому составу они относятся преимущественно к слабо минерализованным гидрокарбонатным, иногда сульфатным, а в засушливых районах и сульфатно-хлоридным типам. К зоне интенсивного водообмена относятся не только грунтовые воды, но и те артезианские, которые вовлекаются в интенсивный водообмен и подземный сток. Это зона влияния дренажа речной сети. Распространяется она до глубины 300 м и более.

В пределах массивов осадочных горных пород с кларковым содержанием радиоактивных элементов в зоне интенсивного водообмена радиоактивные воды не образуются вследствие низкого содержания радиоактивных элементов и значительных скоростей движения воды.

В пределах месторождений урана в этой зоне происходит обогащение подземных вод всеми тремя главными радиоактивными элементами — ураном, радием и радоном (растворение), а в массивах осадочных и метаморфических горных пород, обогащенных рассеянным ураном, — только ураном (выщелачивание).

В пределах массивов кислых магматических пород в зоне интенсивного водообмена происходит обогащение вод радоном. Процесс обогащения подземных вод радоном целиком зависит от скорости и длины пути фильтрации воды.

Теория обогащения вод радоном была разработана еще в 1910 г. П. Махе, а затем А. Н. Огильви, И. Е. Стариком и В. И. Барановым. При движении подземных вод по трещиноватым породам обогащение вод радоном подчиняется следующей математической зависимости (по В. И. Баранову):

$$Q = \frac{E}{\lambda} \left(1 - e^{\frac{-S_1 l_1}{\omega} \lambda} \right) e^{\frac{-S_2 l_2}{\omega} \lambda}, \quad (2)$$

где Q — количество радона в воде;

E — количество радона, выделяемое 1 см² 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;

l_1 — длина канала в радиоактивной породе;

l_2 — длина канала в нерадиоактивной породе;

ω — количество воды, протекающей в 1 сек. через 1 см² канала;

λ — константа.

При движении подземных вод по пористым породам наблюдается следующая зависимость:

$$Q = \frac{E}{p_1 \lambda} \left(1 - e^{\frac{-p_1 l_1}{\omega}} \right) e^{\frac{-p_2 l_2}{\omega}}, \quad (3)$$

где Q — количество радона в воде;

E — количество радона, выделяемое в 1 сек. 1 см³ породы;

p_1 — пористость радиоактивной породы;

p_2 — пористость нерадиоактивной породы;

l_1 — длина пути фильтрации в радиоактивной породе;

l_2 — длина пути фильтрации в нерадиоактивной породе;

ω — количество воды, протекающей в 1 сек. через 1 см² породы;

λ — константа.

Анализируя эти формулы, получаем три случая зависимости радиоактивности воды от скорости ее фильтрации:

1) вода вытекает из активного слоя с очень большой длиной пути фильтрации — радиоактивность воды не зависит от скорости ее фильтрации;

2) вода вытекает из активного слоя с небольшой длиной пути фильтрации — радиоактивность воды уменьшается с увеличением скорости ее фильтрации;

3) вода вытекает из мощного слоя активной породы, прикрытой слоем неактивной, — радиоактивность воды увеличивается с увеличением скорости ее фильтрации.

Характерно, что увеличение скорости фильтрации воды (например, при откачках), омывающей рудное тело, приводит к резкому обогащению воды радоном, в то время как в водах, циркулирующих по безрудным породам, такого увеличения не наблюдается (табл. 9). Это обстоятельство наблюдается на всех урановых месторождениях и может служить поисковым признаком на урановое оруденение.

Таблица 9

Изменение радиоактивности воды при откачке

Водоносная порода	Содержание Rn в эманах	Водоносная порода	Содержание Rn в эманах
Граниты с вторичными минералами		Песчаники с карнитом	
До откачки	200	До откачки	35
После откачки	830	После откачки	120
Безрудные граниты		Безрудные песчаники	
До откачки	85	До откачки	2
После откачки	120	После откачки	5

4. *Зона затрудненного водообмена.* Эта зона характеризуется сравнительно замедленной циркуляцией подземных вод. Большой частью воды этой зоны восходящие, т. е. напорные, дренируемые эрозией сетью, но могут быть и нисходящие (на широких водораздельных пространствах). В осадочных породах воды имеют обычно повышенную минерализацию, особенно в слабо промытых структурах; по составу они относятся к переходному типу от сульфатных к хлоридным. Соответствующие гипсометрические и тектонические условия, в частности наличие крупных нарушений (горно-складчатые области), создают предпосылки для глубокого водообмена и приводят к тому, что здесь формируются весьма молодые воды щелочного типа, являющиеся иногда восходящими термами. На платформах эта зона развита до глубин 500—600 м, а в складчатых областях — до 1000—2000 м. Воды в этой зоне медленно обновляются, замещаясь более молодыми. Геохимически зона затрудненного водообмена часто характеризуется окислительно-восстановительной обстановкой.

В пределах массивов осадочных горных пород с кларковым содержанием радиоактивных элементов в зоне затрудненного водообмена радиоактивные воды не образуются по тем же причинам, что и в зоне интенсивного водообмена.

В пределах месторождений урана в зоне затрудненного водообмена вследствие растворения урановых соединений, а также осаждения их из растворов воды могут обогащаться ураном, радием и радоном или же только радием и радоном.

В пределах массивов осадочных и метаморфических горных пород, обогащенных рассеянным ураном, в результате процессов выщелачивания воды обогащаются ураном и радием.

В пределах массивов кислых магматических пород, состоящих из горно-складчатых сооружений, происходит обогащение радоном вод глубоких тектонических трещин.

5. *Зона весьма затрудненного водообмена.* Отличительными особенностями этой зоны являются весьма затрудненное движение вод, восстановительная геохимическая обстановка и относительная стабильность химического и газового состава вод на отдельных участках. В горно-складчатых областях эта зона отсутствует. В платформенных условиях почти полное отсутствие водообмена на глубинах приводит к тому, что в силу гравитации, испарения, диффузии, катионного обмена и других физико-химических процессов здесь формируются воды, обогащенные радием, хлоридно-натриево-кальциевого состава, с высокой минерализацией (иногда до предельного насыщения солями). Подземный сток в этой зоне проявляется в масштабе геологического времени, вследствие чего воды могут иметь древний возраст.

Теория обогащения вод радием была разработана Е. С. Щепотьевой. Согласно ее взглядам, обогащение вод изотопами радия, а следовательно, и предел этого обогащения обусловлены

тем, что при соприкосновении вод с радиоактивными породами возникают два потока радиоэлементов. Как уже указывалось, каждая порода имеет сеть внутренних «капилляров», заполненных водой. Радиоэлементы в горных породах распределены крайне неравномерно, поэтому до соприкосновения с гравитационной водой часть из этих «капилляров», расположенная в радиоактивных акцессорных минералах или вблизи от них, будет содержать изотопы радия, другая же часть, находящаяся в «пустой» породе, практически не будет их содержать. При соприкосновении породы с гравитационной водой, ранее не содержавшей изотопов радия, начинается диффузия этих элементов из тех «капилляров», где они находятся, в гравитационную воду, а оттуда — в воду «капилляров», прежде не содержавших изотопов радия. Концентрация радия и его изотопов в гравитационной воде определяется величиной и характером изменения в пространстве и во времени этих двух потоков. Вследствие того что диффузия происходит крайне медленно, застойный режим вод при высокой минерализации их способствует обогащению этих вод радием.

Указанная вертикальная зональность (закономерная смена зоны интенсивного водообмена зоной затрудненного и далее зоной весьма затрудненного водообмена) наиболее отчетливо проявляется в области Русской платформы. В предгорных областях обычно наблюдается обратная закономерность: зона весьма затрудненного водообмена находится выше, чем зона интенсивного водообмена. Наконец, в горных областях наблюдается развитие только зоны интенсивного водообмена и лишь в глубоких частях тектонических нарушений — зоны затрудненного водообмена.

СТЕПЕНЬ РАСКРЫТОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР

По Н. К. Игнатовичу, структурные элементы в гидрогеологическом отношении классифицируются по степени раскрытости; при этом выделяются структуры или элементы структур: раскрытые, частично раскрытые и закрытые. По степени проточности (протекаемости) выделяются структуры или элементы структур: проточные, частично проточные, или слабо проточные, и непроточные; по степени промываемости — промытые, частично промытые, или промывающиеся, и непромытые, или засоляющиеся.

Степень раскрытости и промытости геологических структур или их элементов имеет огромное значение для обогащения подземных вод радиоактивными компонентами.

Раскрытые структуры или их элементы объединяют комплексы пород, характеризующиеся:

а) залеганием выше местного базиса эрозии;

б) выходами на земную поверхность или перекрытием водопроницаемыми породами;

в) высоким гипсометрическим положением;

г) значительной эродированностью.

В гидрогеологическом отношении раскрытые структуры характеризуются развитием преимущественно зоны интенсивного водообмена. Формирование подземного стока происходит за счет атмосферных осадков. На площади этих структур, длительное время выветривающихся, формируются в основном слабо минерализованные воды с значительными динамическими ресурсами. Статические запасы вод этих структурных элементов часто ограничены.

Типичным примером раскрытых структур являются кристаллические массивы (Балтийский щит, Украинский массив и др.) и центральные части горно-складчатых сооружений (Кавказ, Урал, Тянь-Шань, Алтай, Саяны и др.). Если рассматривать крупный геоструктурный регион, можно убедиться, что раскрытые структуры чаще всего слагаются наиболее древними образованиями.

Частично раскрытые (полузакрытые) структуры или их элементы объединяют комплексы пород, характеризующиеся:

а) залеганием между местным и региональным базисами эрозии или на брахиантиклиналях и куполовидных поднятиях;

б) глубоким залеганием (части пород) от поверхности земли и плохой фильтрующей способностью пород;

в) наличием тектонических нарушений.

Частично раскрытые структуры обнимают весьма обширную группу периферических частей крупных тектонических прогибов, депрессий или склонов поднятий, валов. Эти структуры характеризуются наличием не только зоны интенсивного водообмена, но и зоны затрудненного, а нередко — зоны весьма затрудненного водообмена, которым соответствует определенный геохимический профиль подземных вод.

Местами эти структуры бывают менее эродированными и разрушенными. Кроме того, в местах перекрытия древних пород молодыми осадками такие структуры могут оказаться менее выщелоченными и, следовательно, при прочих равных условиях относительно более перспективными на уран. Поэтому воды, приуроченные к частично раскрытым структурам, будут обогащаться преимущественно радоном и радием и в меньшей степени ураном.

Закрытые структуры или их элементы объединяют комплексы пород, отличающиеся:

а) залеганием ниже регионального базиса эрозии;

б) сплошным перекрытием водоупорными (непроницаемыми) породами.

Типичным примером закрытых структур являются тектонические депрессии (Подмосковная котловина, Ферганская котловина и др.). В гидрогеологическом отношении они характеризуются развитием зоны затрудненного, а в нижних частях разреза — весьма затрудненного водообмена. Здесь формируются воды повышенной и высокой минерализации, обогащенные радием. Эти структуры обладают большими статическими и относительно небольшими динамическими запасами вод. В то же время кристаллические породы закрытых структур могут находиться в условиях безводного или маловодного режима, что особенно благоприятствует сохранению ураноносных залежей. В этом случае радиоактивные воды часто не образуются.

Проточность (протекаемость) структур или отдельных их элементов обуславливается наличием регионального подземного стока, направленного от структурно и гипсометрически приподнятых районов к структурным депрессиям и морским океаническим впадинам. Если рассматривать структуры в масштабе геологического времени, то все они в той или иной степени будут проточными. Практически степень проточности в одной и той же структуре неодинакова для различных комплексов пород; кроме того, проточность структур изменяется во времени.

Эпейрогенические колебания изменяют соотношение областей питания и подземного стока: возникающие тектонические нарушения вызывают миграцию подземных вод по преобладающим направлениям; в то же время древние пути циркуляции подземных вод часто постепенно закрываются в силу выпадения по трещинам геохимических осадков. Отсюда можно сделать вывод, что в настоящее время в зонах альпийской складчатости и трещиноватости проточность структур и комплексов пород достигает более значительных глубин и является более интенсивной, чем в зонах варисской или другой, более древней складчатости. В общем случае раскрытые структуры наиболее проточны, а закрытые — наименее.

Проточность структур или их элементов обуславливает их промываемость, но, разумеется, «проточная» структура не значит «промытая», лишенная легко растворимых солей или рудной минерализации. Наиболее промытыми являются раскрытые проточные структуры, особенно когда в их строении большое участие принимают магматические и метаморфические породы. Закрытые и полузакрытые структуры промываются крайне медленно, и изменения, возникающие в результате промывания, фиксируются зачастую только в масштабах геологического времени. Но эти структуры в определенных условиях (например, в предгорьях, где развита миграция подземных вод от гор в зоны депрессий) получают локальную проточность по отдельным направлениям. Результатом такой проточности является промываемость пород, которая приводит к тому, что часто под минерализованными водами без заметного водоупора залегают сла-

бо минерализованные. Полураскрытая проточная структура может быть также и непромытой. В платформенных условиях, наоборот, вышележащие комплексы бывают обычно значительно промытыми, тогда как комплексы, лежащие глубже, являются непромытыми и могут заключать в себе рассолы.

Промытость пород определяет обогащение подземных вод радиоактивными элементами и сохранение или разрушение урановых концентраций. В промытых породах урановая концентрация обычно разрушена и подземные воды бедны радиоактивными элементами, а в непромытых — наоборот.

Подводя итог всему изложенному, можно сделать следующие выводы

1. В зоне интенсивного водообмена в породах благоприятного петрографического состава с нормальным содержанием радиоактивных элементов может происходить накопление только радона. Поэтому типичные радоновые воды характерны только для открытых, хорошо промытых гидрогеологических структур. При этом накопление в водах радона сильно зависит от скорости движения подземных вод, а также от размеров водоносных трещин. Между дебитом вод и содержанием в водах радона в некоторых районах наблюдается довольно хорошо выдержанная обратная зависимость.

2. В зоне весьма затрудненного водообмена при длительном (вековом) соприкосновении с породами в определенной физико-химической обстановке создаются условия для значительного обогащения вод радием. Такие условия наблюдаются только в закрытых, непромытых структурах осадочных пород, либо в древних, глубоко залегающих платформенных отложениях, либо в нефтяных структурах. Господствующая в таких условиях восстановительная среда не создает предпосылок для обогащения вод ураном.

3. Не менее заметно может проявляться значение гидрогеологических условий в случае резкой смены гидродинамической обстановки при проникновении радиоактивных вод из одной гидрогеологической структуры в другую. В определенных условиях это может привести к изменению самого типа радиоактивных вод. Так, например, при смене «застойного» водного режима условиями интенсивной циркуляции обогащенные радием воды могут в результате начавшихся адсорбционных процессов обусловить создание интенсивно эманулирующих коллекторов и образование вод, обогащенных не только радием, но и радоном.

4. Еще большее значение имеют современные и палеогидрогеологические условия при формировании радиоактивных вод в породах с концентрациями урана. В зависимости от степени разрушенности пород и руд, их промытости, длительности выщелачивания радиоактивных элементов подземными водами

первоначально содержащиеся в рудах уран и радий могут быть в той или иной мере выщелочены и вынесены за пределы месторождения.

В зависимости от гидрогеологической структуры месторождения процессы выщелачивания могут захватывать месторождение на ту или иную глубину, в результате чего современные процессы образования радиоактивных вод могут наблюдаться только в отдельных, не полностью выщелоченных зонах месторождения.

Условия циркуляции подземных вод (глубина уровня, положение базиса эрозии, интенсивность водообмена, трещиноватость пород и ее характер) определяют создание в рудных месторождениях и породах с повышенным по сравнению с кларком содержанием урана определенной радиогидрогеохимической зональности, обуславливающей различные условия миграции урана, радия и радона и формирование различных типов радиоактивных вод.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД И ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Из физических свойств горных пород и подземных вод наибольшее значение для обогащения подземных вод радиоактивными элементами имеют эманулирующая способность горных пород, их адсорбционные свойства и температура подземных вод.

ЭМАНИРУЮЩАЯ СПОСОБНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Эманирование горных пород есть процесс миграции изотопов эманаций, главным образом радона. Так как радон является благородным газом и адсорбция его на породах ничтожно мала, процесс эманирования определяется в основном диффузией радона из капилляров горной породы в окружающую газовую и жидкую фазу, подчиняется законам парциального давления и совершенно не зависит от химического состава подземных вод.

Вследствие ничтожно малой диффузии атомов радона в твердых породах он может выделяться из пород в окружающую среду в двух случаях:

1) когда радий, из которого образуется радон, расположен на поверхности породы, соприкасающейся с водой, а не в глубине капилляров, т. е. когда он адсорбирован на породе («эманулирующие коллекторы»);

2) когда радон образуется из радия, находящегося в глубине капилляров, но вся порода (а следовательно, и кристаллические решетки входящих в нее минералов) очень сильно разрушена.

Эманирование горных пород характеризуется или их эманирующей способностью, т. е. количеством радона, выделяемого 1 г породы за время, достаточное для установления радиоактивного равновесия, или коэффициентом эманирования — отношением количества радона, выделяющегося в течение времени, достаточного для установления радиоактивного равновесия, ко всему количеству радона, находящегося в равновесии с радием, содержащимся в 1 г породы. Количественно эманирующая способность выражается в грамах радия, находящегося в равновесии с выделяющимся радием, а коэффициент эманирования — в процентах; численно он равен отношению эманирующей способности к содержанию радия в породе.

На эманирующую способность пород влияет целый ряд факторов:

1. Степень сохранности породы. По данным И. Е. Старика, изменение удельной поверхности существенной роли при этом не играет, так как эманирование — процесс, связанный с диффузией (изменение удельной поверхности хлопинита в 458 раз дало увеличение коэффициента эманирования только в 2,5 раза).

2. Температура воды или воздуха. При повышении температуры эманирующая способность пород резко возрастает. По данным И. Е. Старика, эманирование торбернита при 20° составляло 60%, а при 60° достигало 100%.

3. Влажность породы. Чем более влажна порода, тем меньше ее эманирование.

4. Давление воздуха. Чем больше давление воздуха, тем меньше эманирование породы.

Максимальное количество радона, выделяющегося из породы, может быть приблизительно определено по формуле

$$Q = \frac{kqr}{d} \cdot 10^3 \text{ кюри/л}, \quad (4)$$

где k — коэффициент эманирования;

q — содержание радия в 1 г породы;

d — плотность породы;

r — пористость породы.

Характерно, что, несмотря на значительное колебание значений коэффициента эманирования для отдельных образцов горных пород и руд (от 0,01 до 100%), средняя величина эманирования является довольно постоянной величиной. Так, для кислых магматических пород средний коэффициент эманирования колеблется от 15 до 30%, а для осадочных и метаморфических пород — от 10 до 25%. Более высокий коэффициент эманирования (32—91%) наблюдается, повидимому, только в рудных образованиях. Как правило, осадочные и супергенные ура-

новые минералы обладают более рыхлым строением и вследствие этого имеют более высокий коэффициент эманирования, чем гипогенные (табл. 10).

Таблица 10

Эманирование горных пород и руд

Порода или руда	Число образцов	Коэффициент эманирования		
		мин.	макс.	средн.
Магматические горные породы				
Гнейсы и гранито-гнейсы	13	20,0	26,5	22,0
Граниты и гранодиориты	11	5,0	24,1	17,0
Гранитные пегматиты	2	—	—	28,0
Кварцевые порфиры	2	4,0	5,0	4,5
Трахипариты	27	5,6	—	15,1
Осадочные горные породы				
Кварциты	8	13,0	30,0	20,6
Песчаники	14	0,9	12,2	10,7
Аргиллиты	5	—	—	21,5
Мергели	4	—	—	12,7
Известняки	19	0,9	25,0	11,2
Углистые сланцы	—	—	—	17,7
Урановые руды и минералы				
Хлопниит	—	—	—	0,17
Циркон	16	3,5	92,3	0,07
Гранит с торбернитом	16	3,5	92,3	43,8
Гранит с отенитом	5	0,2	20,0	14,4
Гранит с чернью	6	22,0	70,0	44,2
Ураноносный лимонит	104	2,4	70,0	15,7
Сидерит с настураном	17	1,1	32,2	8,0
Диктионемовый сланец	15	—	—	24,0
Известняк с кариотитом	22	1,5	74,1	34,0
Известняк с чернью	7	2,1	62,5	26,3
Кариотитовый песчаник	20	1,7	59,2	34,4
Ураноносный уголь	5	36,8	91,2	75,6

АДСОРБЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ

В зоне гипергенеза исключительное развитие приобретают коллоиды, широко распространенные в верхней оболочке земной коры и образующиеся за счет разложения гипогенных минералов. Сложные физико-химические взаимоотношения твердой, жидкой и газообразной фаз, обусловленные изменчивостью основных факторов миграции элементов, создают в этой зоне особенно благоприятные условия для образования высокодисперсных форм вещества.

Два свойства коллоидальных частиц имеют особенно большое геохимическое значение: заряд частиц и большая величина поверхности по сравнению с объемом.

Заряды всех частиц одного и того же коллоида в данной среде одинаковы. Знак заряда коллоидальных частиц может меняться при переходе от одного растворителя к другому, а также при изменении кислой среды в щелочную и обратно. В табл. 11 приводятся положительные и отрицательные коллоиды, наиболее распространенные в земной коре.

Таблица 11

Наиболее распространенные коллоиды земной коры

Положительные коллоиды	Отрицательные коллоиды
$\text{Fe}(\text{OH})_3$; $\text{Al}(\text{OH})_3$; $\text{Cr}(\text{OH})_3$; $\text{Ti}(\text{OH})_4$; $\text{Zr}(\text{OH})_4$; $\text{Ce}(\text{OH})_4$; $\text{Cd}(\text{OH})_2$	Глинистые коллоиды Гумусовые вещества SiO_2 ; MnO_2 ; SnO_2 ; V_2O_5 ; Sb_2S_3 ; PbS ; As_2S_3 и др. сульфиды; Au ; Ag ; Pt

Наиболее распространенные в зоне гипергенеза коллоиды, за исключением $\text{Fe}(\text{OH})_3$ и $\text{Al}(\text{OH})_3$, имеют отрицательные заряды и поэтому способны сорбировать из растворов катионы.

Коллоиды имеют чрезвычайно большую удельную поверхность, которая, как известно, сильно возрастает с повышением дисперсности вещества (табл. 12).

Таблица 12

Зависимость удельной поверхности вещества от степени его дисперсности

Ребро кубика в см	Число кубиков	Общая поверхность в см ²
1	1	6
$1 \cdot 10^{-1}$	10^3	$6 \cdot 10$
$1 \cdot 10^{-2}$	10^6	$6 \cdot 10^2$
$1 \cdot 10^{-3}$	10^9	$6 \cdot 10^3$
$1 \cdot 10^{-4}$	10^{12}	$6 \cdot 10^4$
$1 \cdot 10^{-5}$	10^{15}	$6 \cdot 10^5$
$1 \cdot 10^{-6}$	10^{18}	$6 \cdot 10^6$

Следовательно, в случае коллоидов мы должны ожидать особенно резкого проявления поверхностных сил. В отличие от грубодисперсных кристаллических систем, где только ничтожная часть ионов находится в поверхностном слое и которые вследствие этого являются не вполне уравновешенными, в коллоидных системах число таких ионов сильно возрастает и их

особенности проявляются настолько резко, что легко могут быть обнаружены.

Действию поверхностных сил следует приписать прежде всего явления адсорбции, т. е. поглощения коллоидальным веществом из раствора тех веществ, которые уменьшают поверхностную энергию коллоида, и абсорбции, т. е. поглощения веществ всей массой коллоида, а не только его поверхностью. Оба эти явления носят общее название сорбции. Причина сорбции заключается в ненасыщенности электростатических связей ионов. Закон адсорбции был сформулирован О. Ханом: «Данный ион при любом разведении будет адсорбироваться осадком, если заряд поверхности противоположен по знаку заряду адсорбируемого иона и если адсорбированное соединение трудно растворимо в данном растворителе».

Радиоактивные элементы (уран и радий), находящиеся в природных водах в малых концентрациях (особенно радий), интенсивно адсорбируются различными коллоидами.

Радий хорошо адсорбируется глинистыми и органическими веществами (глины, торф, уголь), а также железисто-марганцевыми отложениями. На это указывают резкое обогащение радием осадков, отлагаемых рядом радиоактивных источников, и избыточное содержание радия в породах ряда месторождений урана (табл. 13).

Таблица 13

Содержание радия в воде и отложениях минеральных источников (по А. М. Овчинникову)

Источник	Характер отложений	Ra в воде 10 ⁻¹⁰ %	Ra в отложениях 10 ⁻⁸ %	Ra отл. Ra воды
Малаковка	Железистый осадок	0,07	15,3	21 000
Ямкун	Травертин	0,01	1,4	14 000
Железноводск	Травертин	0,21	0,46	220
"	Железистый осадок	0,15	6,0	4 000
Пятигорск	Травертин	0,003	0,18	6 000
"	Марганцевый осадок	0,003	41,00	1 350 000
"	Железистый "	0,003	8,1	270 000
Обершлем	Глинистый "	0,06	283,0	471 700
Вишневогорск	Торф	0,001	0,2	20 000
Баку	Железистый осадок	0,9	0,78	87
Ухта	" "	7,48	40,00	240

К процессам адсорбции весьма близко примыкают процессы соосаждения, характерные для элементов с близкими ионными радиусами. По данным О. Хана, среди большого числа изучавшихся неорганических и органических солей бария не было найдено ни одной, которая не захватывала бы с собой аналогичного соединения радия. Более того, неизвестно ни одного слу-

чая, когда радиевая соль не входила бы в соответствующую бариевую соль. Это позволяет сделать важный вывод о том, что при выпадении из подземных вод бариевых соединений (например, в виде $BaSO_4$) неминуемо обеднение вод радием в результате осаждения его на поверхности водопроводящих трещин.

Вторым явлением, весьма важным с точки зрения образования радиоактивных вод, является процесс соосаждения малых количеств радия с карбонатами кальция. Естественно допустить, что именно этим объясняется обычно наблюдаемое обогащение осадков углекислых источников — травертинов — радием, приводящее в ряде случаев к образованию высокоактивных радонных вод.

Необходимо вместе с тем отметить, что, в противоположность указанным процессам, карбонатом кальция не захватывается в осадок уран, так же как при осаждении гипса и галоидов щелочных металлов не происходит соосаждения радия.

Не только радий, но и уран могут интенсивно адсорбироваться глинистым и органическим веществом, а также гидроокислами железа и марганца. На это указывает образование месторождений ураноносных углей и сланцев, ураноносных «железных шляп», в которых уран минералогически не выражен.

Адсорбционные процессы способствуют удалению радиоактивных элементов из растворов, нарушению радиоактивного равновесия между радием и ураном как в породах, так и в водах. В случае адсорбции радия создаются «эманлирующие коллекторы», дополнительно обогащающие подземные воды радоном.

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ВОД

Температура подземных вод оказывает большое влияние, с одной стороны, на растворимость урановых минералов и тем самым на поступление в воду урана и радия, а с другой стороны, на распределение радона между жидкой и газообразной фазами.

Вопрос о влиянии температуры на растворимость урановых минералов изучен в настоящее время недостаточно. Произведенные И. Е. Стариком опыты по растворению торбернита при различных температурах показали, что в нейтральной и слабо щелочной среде повышение температуры воды вызывает усиление перехода в раствор главным образом урана; радий выщелачивается незначительно. Повышение температуры кислой среды значительно увеличивает ее агрессивное воздействие на окружающие породы, в результате чего происходит интенсивный переход в раствор как урана, так и радия (табл. 14).

Таблица 14

**Интенсивность перехода урана и радия из торбернита
в раствор в зависимости от температуры (по И. Е. Старичу)**

Температура в °С	Среда	Количество радиоактивных элементов, перешедших в раствор, в % от навески		$\frac{Ra}{U}$
		Ra	U	
15	H ₂ O	1,22	0,13	9,4
60	H ₂ O	1,81	0,67	2,7
15	0,1-н. HCl	2,15	1,43	1,5
60	0,1-н. HCl	7,50	2,78	2,7

На увеличение перехода урана в раствор с повышением температуры указывают также опыты над образцами урановых слюдок и черней (табл. 15).

Таблица 15

Зависимость перехода урана в раствор от температуры воды

Руда	Содержание урана в растворе в г/л при температуре	
	20°	70°
Урановые слюдки . . .	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$
Урановые черни . . .	$4,5 \cdot 10^{-2}$	$7,4 \cdot 10^{-2}$

Значительно лучше выяснено влияние температуры на обогащение подземных вод радоном. Ввиду того что радон является газом, повышение температуры подземных вод приводит к более усиленной дегазации источников, в связи с чем коэффициент распределения радона между водой и воздухом (коэффициент растворимости радона в воде) уменьшается. Теоретические значения коэффициента распределения радона $\alpha = \frac{c_{Rn \text{ воды}}}{c_{Rn \text{ воздуха}}}$ при различных температурах воды видны из табл. 16.

Таблица 16

**Зависимость коэффициента растворимости
радона α от температуры воды**

Температура воды в °С	α	Температура воды в °С	α	Температура воды в °С	α
0	0,510	30	0,200	70	0,118
5	0,420	40	0,160	80	0,112
10	0,350	50	0,140	90	0,109
20	0,225	60	0,127	100	0,107

Как показали многочисленные исследования, теоретические значения коэффициента α довольно близки к тем, которые наблюдаются в природе.

В табл. 17 приводится содержание радона в воде и газе некоторых радиоактивных источников.

Таблица 17

Содержание радона в воде и газе радиоактивных источников

Источник	Температура воды в °C	Содержание Rn в М. Е.		Значение α	
		в воде	в газе	факт.	теор.
Шивия (Забайкалье) . .	0,1	16,2	39,6	0,40	0,51
Аршан-Тункинский . .	8,8	2,4	3,3	0,73	0,36
Кисловодск	13,6	4,7	7,0	0,67	0,31
Уч-Кайнарский (Сев. Киргизия)	21,0	5,0	18,5	0,29	0,25
Агура, скв. № 6, глубина 300 м	29,6	3,5	10,2	0,34	0,20
Новая Магеста, скв. № 9, глубина 500 м	30,9	0,7	2,4	0,29	0,20
Цхалтубо	34,0	4,3	13,6	0,23	0,18

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Химический состав вод является одним из основных факторов, обуславливающих переход радиоактивных элементов в раствор, их перенос и отложение. В свою очередь химический состав вод определяется в основном следующими факторами: солевым составом воды и ее минерализацией, газовым составом воды и электрохимическими свойствами воды.

СОЛЕВОЙ СОСТАВ ВОДЫ¹

Подземные воды играют огромную роль в жизни земной коры. Солевой состав подземных вод отображает взаимодействие между подземными водами и вмещающими их породами, в то же время солевой состав подземных вод является одним из самых чутких индикаторов жизни подземных вод.

Солевой состав подземных вод формируется в верхней термодинамической зоне земной коры, где развиты подземные воды и связанные с их деятельностью воднорастворимые соли. Процесс формирования солевого состава подземных вод протекает в условиях движения подземных вод по порам и пустотам в породах, т. е. в условиях соприкосновения воды с породами.

¹ Раздел составлен по материалам А. А. Бродского

Формирование солевого состава вод происходит главным образом за счет воднорастворимых солей, входящих в состав водонесной породы. Воднорастворимые соли, образующиеся в процессе выветривания, выщелачиваются подземными водами, результатом чего является накопление их в воде.

Растворимость наиболее распространенных природных солей, обуславливающих наличие основных компонентов минерализации подземных вод, различна (табл. 18).

Таблица 18

Растворимость главнейших воднорастворимых солей

Соль	Растворимость в г/л	Соль	Растворимость в г/л
CaCO_3	0,013	MgSO_4	262,0
$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$	0,385	Na_2SO_4	340,0
MgCO_3	2,2	K_2SO_4	100,3
Na_2CO_3	178,0	NaCl	263,9
K_2CO_3	215,0	KCl	255,0
CaSO_4	2,02	MgCl_2	353,0
		CaCl_2	427,0

Поэтому, с одной стороны, по мере движения и увеличения минерализации вода теряет способность к растворению тех или иных солей, а с другой стороны, там, где вода имеет еще способность растворять какие-то соли, порода постепенно обедняется этими солями.

Взаимодействием этих двух факторов — движущейся воды и вмещающей ее породы — и определяется процесс формирования солевого состава подземных вод. Схема последовательности соленакопления подземных вод приведена в табл. 19.

В этой схеме принята во внимание только растворимость основных солей. В природе процесс формирования солевого состава вод происходит значительно сложнее и связан не только с явлением растворимости, но и с явлениями адсорбции и диффузионного обмена между движущейся гравитационной водой и пленками, окружающими частицы породы, явлением гравитации ионов, подземным испарением, скоростью движения воды и т. п.

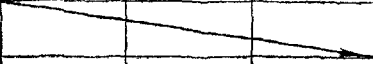
Однако для выявления основных положений формирования солевого состава подземных вод процесс растворения солей можно принять за основу.

Из табл. 19 видно, что одновременно с увеличением степени минерализации происходит перегруппировка удельного значения анионов, что и обуславливает зональность минерализации. Эту зональность можно проследить и в горизонтальном и в вертикальном направлениях. Она существует в любом движущемся потоке воды, начиная от реки (установлено Г. А. Максимовичем) и кончая глубокими межпластовыми водами (установлено Н. К. Игнатовичем).

Но в каждом потоке имеются качественные различия этой зональности. Они выражаются в различном соотношении разных зон минерализации, в изменении критических величин общей минерализации, в некоторых изменениях соотношений в катионном составе, в появлении и количественном изменении малых компо-

Таблица 19

Схема последовательности соленакпления подземных вод
(по А. А. Бродскому)

Зона минерализации	I	II	III
Направление движения подземных вод			
Ведущий анион минерализации воды	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-
Соли, растворимые в воде	CaCO_3 ; MgCO_3 ; CaSO_4 ; NaCl	CaSO_4 ; NaCl	NaCl
Доминирующие соли в водном комплексе породы	CaCO_3 ; MgCO_3	CaCO_3 ; MgCO_3 ; CaSO_4	CaCO_3 ; MgCO_3 ; CaSO_4 ; NaCl

нентов минерализации. Эти различия зависят: а) от изменения соотношений между породой и водой и б) от изменения степени влияния сфер, смежных с зоной выветривания.

Зональность минерализации подземных вод есть частный случай химической дифференциации, описанной в трудах Б. Б. Польнова и Л. В. Пустовалова. Следовательно, процесс общей минерализации подземных вод связан законом физико-химической наследственности с условиями образования и нахождения пород, в которых циркулируют эти воды. Подземные воды являются одним из мощных агентов химической дифференциации в зоне выветривания. В общем случае, в результате длительного взаимодействия породы и воды зоны минерализации подземных вод могут соответствовать зонам химической дифференциации пород.

Процесс общей минерализации может усложниться в результате несовпадения зон минерализации вод и пород или в результате смещения подземных вод, относящихся к различным зонам минерализации. Примером может служить формирование минерализации вод в результате соприкосновения вод первой зоны минерализации и пород третьей зоны минерализации или, наоборот, вод третьей зоны минерализации и пород первой зоны минерализации. В первом случае образуются щелочные гидрокарбонатно-натриевые воды, а во втором — высокоминерализованные хлоридно-натриево-кальциевые воды. Во всех случаях описанное соотношение анионов (см. табл. 19) остается типичным для процесса общей минерализации, катионное же соотношение изменяется.

Солевой состав вод является одним из основных факторов, способствующих миграции радиоактивных элементов в подземных

водах. Роль этого фактора несколько различна для разных радиоактивных элементов (вследствие несходства их кристаллохимических свойств) и при различных процессах миграции.

Основными условиями обогащения природных вод ураном и радием являются:

- 1) первоначальный переход элемента из магматогенных пород и гипогенных минералов в воду;
- 2) устойчивость элемента в растворе;
- 3) выпадение элемента из раствора и повторный переход элемента из вторичных минералов в воду.

Эти условия определяются величиной рН воды, анионным и катионным свойством воды и степенью ее минерализации.

ВЛИЯНИЕ рН ВОДЫ НА ПЕРЕХОД УРАНА И РАДИЯ В РАСТВОР И ИХ ВЫПАДЕНИЕ

Все магматические и осадочные горные породы, в которых уран находится в рассеянном состоянии, и гипогенные минералы урана (тантало-ниобаты, торо- и цирконосиликаты, титанаты и окислы) очень трудно растворимы в подземных водах, имеющих нормальный (соответствующий процессу общей минерализации) солевой состав. Следовательно, первоначальный переход урана и радия в раствор может происходить главным образом под влиянием вод с особым солевым составом (кислые и сильно щелочные воды с значительным содержанием свободного кислорода, способного перевести четырехвалентные соединения урана в шестивалентные).

В табл. 20 приводятся данные А. А. Саукова и др. о содержании подвижного урана в горных породах.

Таблица 20

Содержание (в % к навеске) подвижного урана в горных породах (по А. А. Саукову и др.)

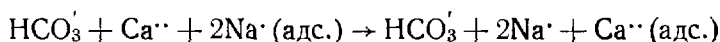
Порода	Количество образцов	Среда			
		2% HCl	0,75% HCl	0,5-н. NaHCO ₃	0,1-н. NaHCO ₃
Сиенит	1	$2,4 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	—	—
Кварцевый порфир . .	2	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	—	—
Гранодиорит	3	$3,3 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$	—	—
Гранит-порфир	2	—	$1,0 \cdot 10^{-5}$	—	—
Гранит	9	$4,4 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-5}$	—	—
Глина	6	$2,9 \cdot 10^{-4}$	—	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$
Песчаник	1	$1,0 \cdot 10^{-5}$	—	$1,0 \cdot 10^{-5}$	—

Таким образом, в природной обстановке может происходить вынос подвижного урана из горных пород.

Воды с низким рН образуются или при процессах почвообразования (гумусовые кислоты), или при насыщении воды свободной углекислотой, или, наконец, при окислении сульфидов в руд-

ных месторождениях. Первые два случая характерны в основном для перехода в раствор рассеянного урана, а растворение рудных концентраций урана происходит главным образом при действии кислых сульфатных растворов.

Широко распространены в природе также и щелочные воды, т. е. воды с $pH > 7$. Образование щелочных вод связано с так называемым процессом «рассоления», происходящим при воздействии мало минерализованных вод на сильно засоленные породы:



В природных условиях в региональных масштабах этот процесс чаще всего проявляется на контакте изверженных и засоленных осадочных пород или внутри массивов изверженных пород на участках интенсивного химического выветривания. Для щелочных вод характерно соотношение $\frac{rNa}{rCl+rSO_4} > 1$.

Из вторичных соединений урана в обычных водах хорошо растворимы немногие — главным образом соединения ураниловой группы. В табл. 21 показана растворимость соединения урана и радия в природных водах по данным В. В. Щербины.

Таблица 21

Растворимость соединений урана и радия в природных водах

Легко растворимые соединения		Трудно растворимые соединения	
Соединение	Растворимость в г/л	Соединение	Растворимость в г/л
$UO_2Cl_2 \cdot 3H_2O$	745,5	$UO_2 \cdot kUO_3 \cdot nH_2O$	$7,0 \cdot 10^{-3}$
$UO_2SO_4 \cdot 3H_2O$	148,2	$RaSO_4$	$1,4 \cdot 10^{-3}$
$U(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$	98,0	$M(UO_2)_2 V_2O_8$	$9,0 \cdot 10^{-4}$
UO_2CO_3	74,0	UO_2	$5,4 \cdot 10^{-4}$
$K_4UO_2(CO_3)_3$	74,0	$M(UO_2)_2 As_2O_8$	$5,0 \cdot 10^{-4}$
UCl_4	Хорошая	Силикаты U	Плохая
$RaCl_2$	"	UF_4	"
		$M_2O \cdot nUO_3$	"
		$M(UO_2)_2 P_2O_8$	"

Таким образом, за исключением хлоридов, сульфатов и карбонатов урана, все его природные соединения оказываются трудно растворимыми в воде и в значительных количествах переходят в раствор только при низких или высоких значениях pH. Наибольшее влияние понижение pH оказывает на растворимость черневых руд: в то время как растворимость настурана и слюдок увеличивается только в 2—3 раза, растворимость черней увеличивается в 10—80 раз (табл. 22). При постоянном pH раствора растворимость урановых руд в зависимости от вида руды характеризуется следующими цифрами (табл. 22).

Растворимость различных урановых руд

Руда	Содержание урана в H_2O		Содержание урана в растворе $H_2O + H_2SO_4$ (pH=4)	
	г/л	% от навески	г/л	% от навески
Кварцевый порфир с настураном	$5,4 \cdot 10^{-4}$	0,51	$1,1 \cdot 10^{-3}$	1,66
Кварцевый порфир со слюдой	$5,1 \cdot 10^{-4}$	1,20	$7,9 \cdot 10^{-3}$	1,78
Кварцевый порфир с чернью	$6,1 \cdot 10^{-3}$	5,10	$4,3 \cdot 10^{-2}$	35,40
Известняк с чернью	$4,3 \cdot 10^{-4}$	0,55	$4,0 \cdot 10^{-2}$	41,36

Как показали опыты И. Е. Старика, растворимость урана и радия повышается при увеличении кислотности или щелочности раствора (табл. 23 и 24).

Таблица 23

Зависимость растворимости урана и радия от кислотности среды

Среда	Содержание Ra в растворе в % от навески	Содержание U в растворе в % от навески	$\frac{Ra}{U}$
H_2O	0,018	?	?
0,001-н. HCl	0,28	0,05	5,6
0,01-н. HCl	0,49	0,30	2,0
0,1-н. HCl	1,50	1,18	1,3
1,0-н. HCl	4,19	4,16	1,0

Примечание. Опыты проводились над гранитом с торбернитом.

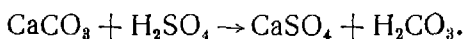
Таблица 24

Зависимость растворимости урана и радия от щелочности среды

Среда	Содержание Ra в растворе в % от навески	Содержание U в растворе в % от навески	$\frac{Ra}{U}$
H_2O	0,81	?	?
0,01-н. $NaHCO_3$	0,90	7,8	0,12
0,1-н. $NaHCO_3$	1,23	15,4	0,08
0,5-н. $NaHCO_3$	7,32	48,0	0,15

Воды с низким pH, энергично взаимодействуя с водовмещающими породами, очень скоро нейтрализуются, вследствие чего кислые сульфатные воды обычно бывают приурочены лишь к зоне, минерализованной сульфидами. Если нейтрализация про-

исходит в результате взаимодействия с некарбонатными породами, то уран в растворе остается уравновешенным ионами SO_4 . Как только pH раствора начинает повышаться, сульфаты урана гидролизуются и выпадают из раствора. Таким образом, уран в этих условиях может мигрировать лишь в пределах минерализованной зоны, точнее — в пределах окисленной ее части. Если же нейтрализация является следствием взаимодействия с карбонатными породами, то она происходит по реакции, подобной следующей:



Образовавшаяся углекислота, реагируя с карбонатными породами, переводит монокарбонаты в бикарбонаты с обогащением воды ионами HCO_3' , а ионы HCO_3' , как будет показано ниже, обуславливают устойчивость урана в водах. Следовательно в этом случае уран получает возможность мигрировать и дальше в воде, циркулирующей по боковым породам. На содержание в воде радия нейтрализация растворов влияния не оказывает.

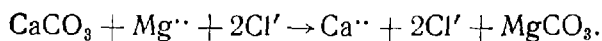
В табл. 25 приведена растворимость урана и радия в зависимости от pH среды и характера растворяемых руд.

ВЛИЯНИЕ ИОННОГО СОСТАВА ВОДЫ НА ПЕРЕХОД В РАСТВОР УРАНА И РАДИЯ

Как указывалось выше, из компонентов, присутствующих в подземных водах, наибольшее распространение имеют ионы HCO_3' , Cl' , SO_4'' , Ca^{++} , Mg^{++} и Na^+ .

Опыты показывают, что влияние катионного состава растворов на переход в них урана заметно проявляется только в карбонатных породах, причем по степени воздействия на растворение урановых минералов катионы можно расположить в следующий ряд: $\text{Mg}^{++} > \text{Ca}^{++} > \text{Na}^+$ (см. табл. 26).

При соприкосновении магнийсодержащих вод с карбонатными породами происходят обменные реакции:



Вследствие большей растворимости MgCO_3 по сравнению с CaCO_3 происходит растворение урановых минералов с образованием двойной соли типа $\text{MgCO}_3 \cdot n\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2$.

Более ярко проявляется влияние катионного состава вод на выщелачивание радия из пород и минералов (табл. 27). Чем больше химическое сродство элемента к радия, чем ближе его ионный радиус к ионному радиусу радия, тем сильнее он вытесняет радий из минералов и пород.

Содержание урана и ратия в растворах CaSO_3 и $\text{CaSO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4$

Руда	CaSO_3		$\text{CaSO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4$	
	pH до опыта	Содержание Ra в г/л	pH до опыта	Содержание Ra в г/л
Гранодиорит с черной	6,1	$2,6 \cdot 10^{-11}$	4,2	$3,3 \cdot 10^{-11}$
Гранодиорит со сланцами	6,1	$9,0 \cdot 10^{-10}$	4,2	$9,8 \cdot 10^{-10}$
Известняк с черной	6,1	$7,0 \cdot 10^{-10}$	4,2	$1,7 \cdot 10^{-9}$
Мраморизованный известняк с трамунитом	6,1	$6,6 \cdot 10^{-10}$	4,2	$9,1 \cdot 10^{-10}$

Таблица 28

Зависимость растворимости урана от катионного состава растворов

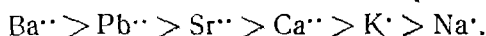
Руда	Содержание урана в воде и 0,05-н. солевых растворах					
	H_2O		NaCl		CaCl_2	
	г/л	% от известняк	г/л	% от известняк	г/л	% от известняк
Кварцевый порфир с настурином	$5,4 \cdot 10^{-4}$	0,80	$1,9 \cdot 10^{-4}$	0,27	—	$5,0 \cdot 10^{-4}$
Кварцевый порфир с черной	$6,1 \cdot 10^{-3}$	5,08	$1,6 \cdot 10^{-3}$	1,33	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$4,1 \cdot 10^{-3}$
Кварцевый порфир со сланцами	$5,1 \cdot 10^{-4}$	1,19	$3,3 \cdot 10^{-4}$	0,8	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$6,3 \cdot 10^{-4}$
Известняк с черной	$7,2 \cdot 10^{-3}$	6,55	$5,0 \cdot 10^{-3}$	5,00	$5,0 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$
Долгопятигоровский известняк с черной	$4,9 \cdot 10^{-4}$	0,50	$1,5 \cdot 10^{-3}$	1,56	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$5,2 \cdot 10^{-3}$
Мраморизованный известняк с трамунитом	$6,7 \cdot 10^{-4}$	0,07	$7,2 \cdot 10^{-4}$	0,07	$8,6 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$

Таблица 27

Выщелачивание радия различными солями (по И. Е. Старик)у

Среда	% выщелачивания	Среда	% выщелачивания
H ₂ O	0,012	0,00001-н. BaCl ₂	0,040
0,001-н. NaCl	0,016	0,0001-н. BaCl ₂	0,080
0,001-н. CaCl ₂	0,032	0,001-н. BaCl ₂	0,15
0,001-н. SrCl ₂	0,036	0,01-н. BaCl ₂	0,15
0,001-н. PbCl ₂	0,088		

Таким образом, по силе воздействия на выщелачиваемость радия катионы можно расположить в ряд:



Присутствие в водах бария в еще большей степени, чем кальция, способствует уменьшению адсорбции радия и, следовательно, увеличению его концентрации в водах. Но в присутствии барий-иона в воде становится очень опасным появление сульфат-иона. Хотя, вследствие чрезвычайно малой концентрации радия, полное растворение RaSO_4 в природных водах никогда не достигается, образование нерастворимого BaSO_4 приводит к тому, что при выпадении в осадок он увлекает за собой и большую часть радия, так как барий является ближайшим химическим аналогом радия. Поэтому большинство радиеносных вод является бессульфатными.

Анионный состав вод имеет большее значение для растворимости урановых минералов, чем катионный; в этом можно убедиться из рассмотрения табл. 28.

Таблица 28

Зависимость растворимости урана от анионного состава растворов

Руда	Содержание урана в воде и в 0.05-н солевых растворах							
	H ₂ O		NaCl		Na ₂ SO ₄		NaHCO ₃	
	г/л	% от навески	г/л	% от навески	г/л	% от навески	г/л	% от навески
Кварцевый порфир с настураном . .	$5,4 \cdot 10^{-4}$	0,78	$3,3 \cdot 10^{-4}$	0,48	$2,0 \cdot 10^{-3}$	2,88	$4,3 \cdot 10^{-2}$	62,7
Кварцевый порфир с чернью . . .	$6,1 \cdot 10^{-3}$	5,10	$2,2 \cdot 10^{-3}$	1,80	$5,5 \cdot 10^{-3}$	4,90	$5,7 \cdot 10^{-2}$	47,6
Кварцевый порфир со слюдками . .	$5,1 \cdot 10^{-4}$	1,20	$5,5 \cdot 10^{-4}$	0,13	$2,7 \cdot 10^{-4}$	0,56	$4,1 \cdot 10^{-2}$	93,1
Известняк с чернью . . .	$4,3 \cdot 10^{-4}$	0,55	$3,2 \cdot 10^{-3}$	2,6	$3,7 \cdot 10^{-3}$	3,88	$8,3 \cdot 10^{-2}$	86,0

Наименьшее влияние на растворимость урановых минералов оказывают хлориды, наибольшее — гидрокарбонаты, так как они обуславливают образование хорошо растворимых соединений типа $\text{Na}_4\text{UO}_2(\text{HCO}_3)_3$ (рис. 1).

Величина содержания в воде гидрокарбонат-иона зависит от растворения карбонатов. Поскольку растворимость наиболее широко распространенных бикарбонатов щелочных земель очень невелика, то обычно содержание гидрокарбонат-иона не превышает 400—600 мг/л. Увеличение содержания гидрокарбонат-иона

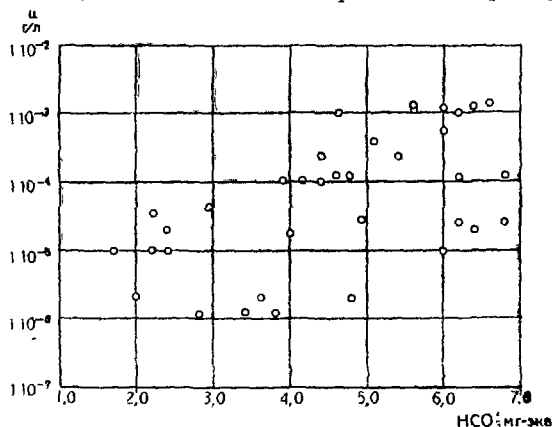


Рис. 1. График зависимости содержания урана от концентрации гидрокарбонат-иона в подземных водах зоны окисления месторождения

выше этой цифры происходит только: а) при высоком парциальном давлении углекислоты; б) в щелочных водах, где гидрокарбонат-ион уравнивается натрий-ионом, и в) в минерализованных водах, связанных с органическими веществами. Имеющиеся данные указывают на то, что содержание гидрокарбонат-иона выше 100 мг/л достаточно для устойчивого существования в воде даже повышенных содержаний урана.

При содержании гидрокарбонат-иона ниже 100 мг/л устойчивость урана в растворе понижается. Такое понижение содержания гидрокарбонат-иона может происходить при низком или высоком рН.

Данные табл. 28 показывают также, что наиболее хорошо переходят в раствор черневые руды.

ВЛИЯНИЕ ОБЩЕЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОД НА ПЕРЕХОД В РАСТВОР УРАНА И РАДИЯ

Повышение минерализации вод незначительно увеличивает растворимость урановых минералов. Значительно больше концентрация солей в растворе сказывается на выщелачиваемости радия (табл. 29).

В природных условиях появлению вод с высоким содержанием радия способствуют соприкосновение подземных вод с урановыми рудами или высокая минерализация вод и присутствие в них хлоридов щелочноземельных элементов (хлоридно-натриево-кальциевые воды) при малом содержании бикарбонатов и сульфатов. Это объясняется тем, что высокая минерализация воды и присутствие в ней хлоридов щелочных и щелочноземельных элементов, с одной стороны, уменьшают адсорбцию радия, а с другой—способствуют процессам катионного обмена и тем самым увеличивают выщелачиваемость радия из пород.

Если обратиться к природным водам, то наиболее благоприятными для растворения урановых минералов будут в основном гидрокарбонатно-кальциевые и гидрокарбонатно-натриевые воды (табл. 30).

Наиболее легко уран переходит в раствор из ураноносных углей, где он находится в адсорбированном состоянии. По имеющимся данным, уран почти целиком выщелачивается из углей не только растворами кислот и щелочей, но даже дистиллированной водой (хотя некоторые опытные работы показывают, что уран плохо извлекается дистиллированной водой).

Несколько хуже уран переходит в раствор из урановых черней, особенно осадочного происхождения. Значительно хуже уран выщелачивается из настурана, урановых слюдок, тьямунита и, наконец, с большим трудом—из ураноносных сланцев. Как показали исследования В. В. Щербины, из диктионемовых уранонос-

Зависимость растворимости урана и радия от концентрации солей в растворе

Руда	Содержание урана и радия (в г/л) в растворе NaCl концентрацией									
	1 г/л		20 г/л		100 г/л		200 г/л			
	U	Ra	U	Ra	U	Ra	U	Ra	U	Ra
Гранодиорит со слюдками	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-10}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-9}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$	$5,4 \cdot 10^{-9}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-9}$		
Гранодиорит с чернью	$7,2 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-10}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-10}$	$2,9 \cdot 10^{-2}$	Не опред.	$8,4 \cdot 10^{-3}$	Не опред.		
Известняк с чернью	$7,8 \cdot 10^{-2}$	$5,2 \cdot 10^{-11}$	$1,8 \cdot 10^{-1}$	$6,0 \cdot 10^{-10}$	$1,8 \cdot 10^{-1}$	$2,0 \cdot 10^{-9}$	$1,8 \cdot 10^{-1}$	$2,04 \cdot 10^{-8}$		
Известняк с тьямунитом	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-11}$	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$8,9 \cdot 10^{-10}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-9}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$1,87 \cdot 10^{-9}$		

Таблица 30

Растворимость урана в растворах, близких по составу к природным водам

Р-ра	Количество урана, растворившегося					
	в гидрокарбонатно-натриевой воде с минерализацией	в гидрокарбонатно-кальциевой воде с минерализацией	в сульфатно-кальциевой воде с минерализацией	в хлоридно-натриево-кальциевой воде с минерализацией		
	г/л	г/л	г/л	г/л	г/л	% от навески
Кварцевый порфир с наступом	—	—	—	$1,6 \cdot 10^{-3}$	11,40	$1,3 \cdot 10^{-2}$ 18,90
Кварцевый порфир с черной	$8,9 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	8,69	$2,3 \cdot 10^{-2}$	18,92	$1,3 \cdot 10^{-2}$ 12,20
Кварцевый порфир со слюдой	$3,0 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	40,52	$1,3 \cdot 10^{-2}$	29,50	$7,4 \cdot 10^{-3}$ 10,89
Известняк с черной	$6,5 \cdot 10^{-2}$	$6,8 \cdot 10^{-2}$	62,12	$5,2 \cdot 10^{-2}$	47,30	$5,6 \cdot 10^{-2}$ 50,90
Доломитизированный известняк с черной	$3,1 \cdot 10^{-2}$	$2,7 \cdot 10^{-2}$	28,3	$2,5 \cdot 10^{-2}$	26,0	$2,8 \cdot 10^{-2}$ 28,6
Мраморизованный известняк с томанитом	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	0,29	$2,2 \cdot 10^{-3}$	0,23	$3,6 \cdot 10^{-3}$ 0,37

ных сланцев уран в значительных количествах (от 30 до 50%) выщелачивается только растворами щелочей и кислот

ГАЗОВЫЙ СОСТАВ ВОДЫ

Из большого количества природных газов в подземных водах в значительных количествах присутствуют лишь немногие. Это главным образом O_2 , CO_2 , N_2 , CH_4 и тяжелые углеводороды, благородные газы. Геохимическая роль этих газов в миграции радиоактивных элементов различна.

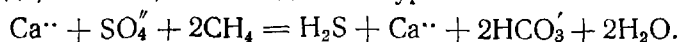
Кислород (O_2). Глубинные геохимические процессы, как правило, происходят в обстановке отсутствия свободного кислорода. В зоне гипергенеза, наоборот, свободный кислород входит как существенная часть в состав атмосферы и растворенных газов гидросферы (растворимость O_2 достигает $10 \text{ см}^3/\text{л}$) и действует как характерный фактор миграции. В литосфере содержание свободного кислорода постепенно убывает с глубиной (уменьшается кислородный потенциал). Поэтому можно говорить о некоторой нижней границе присутствия кислорода — о кислородной поверхности, выше которой будут происходить преимущественно процессы окисления, а ниже, — процессы восстановления. Глубина кислородной поверхности — величина переменная, зависящая от положения уровня грунтовых вод и направления их движения, от климатических условий района, проницаемости пород, тектоники и т. д. Она колеблется в пределах от нескольких сантиметров до 1 км и более.

Основную роль свободный кислород играет в процессах окисления. При этом у элементов с переменной валентностью ионы низкой валентности переходят в ионы более высокой валентности (Fe, Mn, U и др.), неокислородные соединения (сульфиды, арсениды и др.) переходят в окислородные (сульфаты, карбонаты и т. д.). Кислородный потенциал оказывает большое влияние также на последовательность осаждения тех или иных соединений из растворов.

Углекислый газ (CO_2). Углекислый газ в подземных водах может быть воздушного происхождения (процесс термодиффузии), магматического или являться результатом разложения карбонатных пород. Содержание углекислого газа в подземных водах доходит до $3,7 \text{ г/л}$. Наличие угольной кислоты в воде имеет не менее важное значение для миграции урана, чем наличие свободного кислорода. Угольная кислота, с одной стороны, обуславливает растворение гипогенных урановых минералов, а с другой — способствует миграции урана в водных растворах в форме двойных углекислых соединений.

Метан (CH_4). Метан и тяжелые углеводороды накапливаются в подземных водах в результате различных биохимических процессов при разложении органического вещества. Содержание метана в воде достигает $50 \text{ см}^3/\text{л}$. Сам по себе метан на

миграцию урана влияния не оказывает. Только в присутствии сульфатов кальция он способствует образованию в водах сероводорода, являющегося осадителем урана:



Азот (N_2). Азот и благородные газы, как инертные, на миграцию урана никакого влияния не оказывают.

Таблица 31

Зависимость растворимости урана от газового состава вод

Руда	Количество урана, перешедшего в раствор					
	H_2O		$\text{H}_2\text{O} + \text{O}_2$		$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$	
	г/л	%	г/л	%	г/л	%
Кварцевый порфир с настураином	$5,4 \cdot 10^{-4}$	0,51	$2,3 \cdot 10^{-3}$	2,99	$1,9 \cdot 10^{-3}$	1,80
Кварцевый порфир с чернью	$6,1 \cdot 10^{-3}$	5,10	$1,5 \cdot 10^{-2}$	12,51	$8,4 \cdot 10^{-3}$	6,91
Кварцевый порфир со слюдками	$5,1 \cdot 10^{-4}$	1,20	$9,1 \cdot 10^{-4}$	2,10	$6,2 \cdot 10^{-3}$	13,95
Известняк с чернью . . .	$4,3 \cdot 10^{-4}$	0,55	$1,9 \cdot 10^{-2}$	20,99	$3,6 \cdot 10^{-2}$	38,96

Кислород оказывает наибольшее влияние на переход урана в раствор из настурана и черней, а углекислый газ — из карбонатных пород (табл. 31). Влияние кислорода на переход урана в раствор иллюстрируется рис. 2.

Как можно видеть из табл. 32, насыщение воды углекислотой способствует ее обогащению и радием.

ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Электрохимическая активность подземных вод играет большую роль в процессах разрушения рудных месторождений. Она определяется рядом свойств, из которых на первое место должен быть

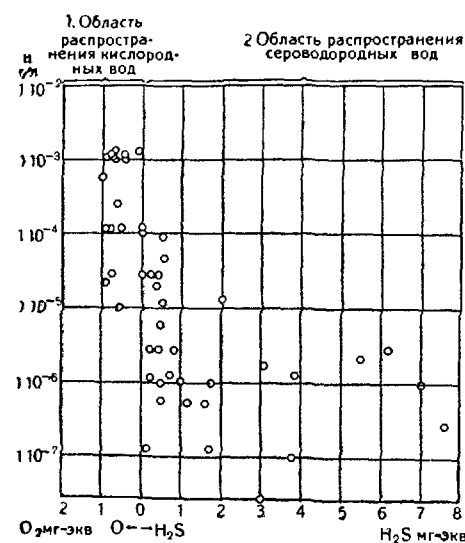


Рис. 2. График зависимости содержания урана в подземных водах от концентрации в них кислорода и сероводорода

поставлен окислительно-восстановительный потенциал (E_h) подземной воды.

Зависимость растворимости радия от газового состава вод

Руда	Содержание радия (в г/л) в растворах				
	$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$	$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 + \text{CO}_2$	CaSO_4	$\text{CaSO}_4 + \text{CO}_2$	NaCl
Гранодиорит с черной	$6,0 \cdot 10^{-10}$	$7,0 \cdot 10^{-10}$	$2,6 \cdot 10^{-11}$	$2,3 \cdot 10^{-9}$	$2,5 \cdot 10^{-10}$
Кварцевый порфир со слюдами	$2,3 \cdot 10^{-10}$	$1,5 \cdot 10^{-9}$	$1,2 \cdot 10^{-11}$	$2,8 \cdot 10^{-10}$	$6,9 \cdot 10^{-10}$
Известняк с черной	$4,6 \cdot 10^{-9}$	$8,2 \cdot 10^{-9}$	$7,0 \cdot 10^{-10}$	$2,1 \cdot 10^{-9}$	$6,0 \cdot 10^{-10}$
Известняк с гелиминтом	$7,1 \cdot 10^{-9}$	$8,7 \cdot 10^{-9}$	$6,6 \cdot 10^{-10}$	$9,8 \cdot 10^{-10}$	$8,9 \cdot 10^{-10}$

Под окислительно-восстановительным потенциалом, именуемым также «электрохимическим», понимается концентрация, или упругость, электронов, способных принимать участие в окислительно-восстановительных процессах. Физическая величина его измеряется разностью потенциалов между индифферентным платиновым или золотым электродом и исследуемым раствором. Он характеризует интенсивность электрической работы, затрачиваемой на окисление или восстановление некоторого количества вещества, и выражается уравнением Нёрнста

$$Eh = Eo + \frac{0,058}{n} \lg \frac{Ox}{Red}, \quad (5)$$

где Eh — величина окислительно-восстановительного потенциала среды;

Eo — нормальный окислительно-восстановительный потенциал, при котором концентрации окисленной и восстановленной частей равны между собой (для урана он равен 0,410 в);

Ox — концентрация окисленной формы соединения;

Red — концентрация восстановленной формы соединения;

n — количество электронов, участвующих в окислении или восстановлении.

Величина Eh служит показателем степени активности процессов окисления, и в этом заключается ее важнейшее значение для понимания различных геохимических процессов. По ней возможно определить степень окисления любого металла, в том числе и урана. Иначе говоря, по величине Eh можно судить, в какой именно форме находится урановое оруденение: в четырехвалентной или шестивалентной.

Рядом исследований установлено, что величина окислительно-восстановительного потенциала вод с глубиной уменьшается, и притом строго закономерно (рис. 3), но характер кривых для отдельных участков земной коры будет, конечно, различен в зависимости от геоструктурных и гидрогеологических условий.

По данным А. В. Щербакова, для нижней границы зоны окисления величина Eh равна примерно 250—300 мв. Это позволяет в каждом отдельном случае определять глубину зоны окисления по величине окислительно-восстановительного потенциала подземных вод.

Величина Eh , являясь показателем интенсивности процессов окисления, зависит как от солевого, так и от газового состава подземных вод (рис. 4 и 5). В частности, для верхних слоев земной коры А. В. Щербаковым установлена зависимость этой вели-

чины от содержания в воде свободного кислорода (прямо пропорциональная), а для нижних слоев — от содержания в воде сероводорода (обратно пропорциональная).

Связь между интенсивностью разрушающего действия подземных вод на урановые руды и величиной окислительно-восстановительного потенциала делает возможным использовать последний в качестве показателя степени разрушенности уранового оруденения.

Если урановое оруденение находится в окислительных условиях и подземные воды характеризуются высоким Eh , значит уран может находиться в легко растворимых шестивалентных соединениях. При низком потенциале он будет представлен в основном четырехвалентной формой, трудно растворимой в воде.

Отсюда понятно, что воды с большой величиной Eh обладают большей способностью разрушения урановой минерализации и энергично обогащаются ураном (рис. 6). Наоборот, воды с малой величиной Eh обладают очень слабой разрушающей активностью и слабо обогащаются ураном.

Как указывает В. В. Щербина, на ход окислительно-восстановительных реакций большое влияние оказывает наличие в водном растворе различных химических элементов с переменной валентностью.

Элементами, встречающимися в природных минералах поверхностной зоны в различной степени окисления, являются: Fe (2, 3), Mn (2, 3, 4), V (3, 4, 5), Ti (3, 4), Cr (3, 6), Co (2, 3), Ni (2, 3), Mo (5, 6), U (4, 6), N (—3, +5), J (—1, +5), Cu (1, 2), Pb (2, 4), As (—3, +3, +5), Sb (—3, +3, +5), Se (4, 6), Te (4, 6).

Направление и интенсивность процессов определяются величинами окислительно-восстановительных потенциалов, участвующих в системе ионов. Для вышеперечисленных элементов это

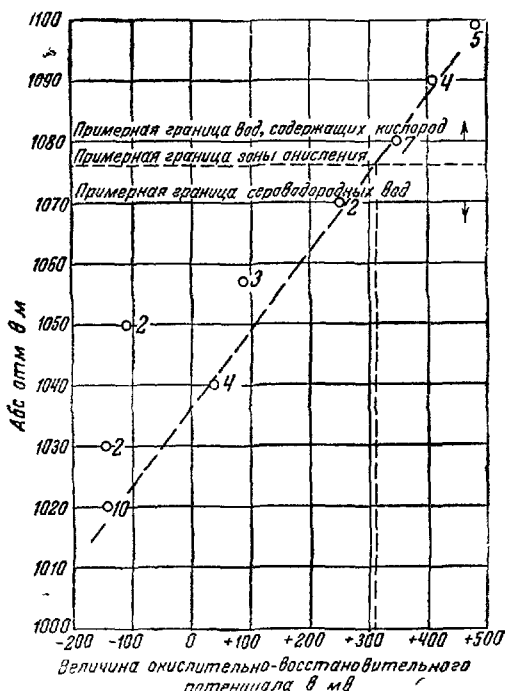


Рис. 3. График зависимости величины окислительно-восстановительного потенциала вод от глубины отбора проб

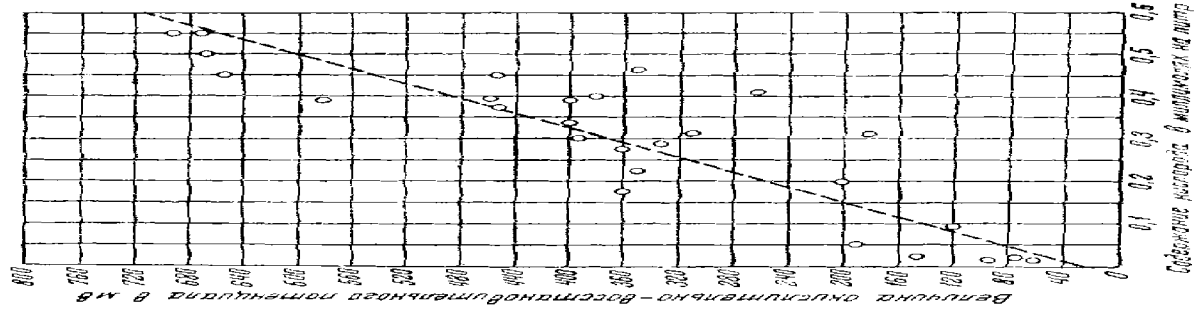


Рис. 4. График зависимости величины окислительно-восстановительного потенциала от содержания кислорода в водах

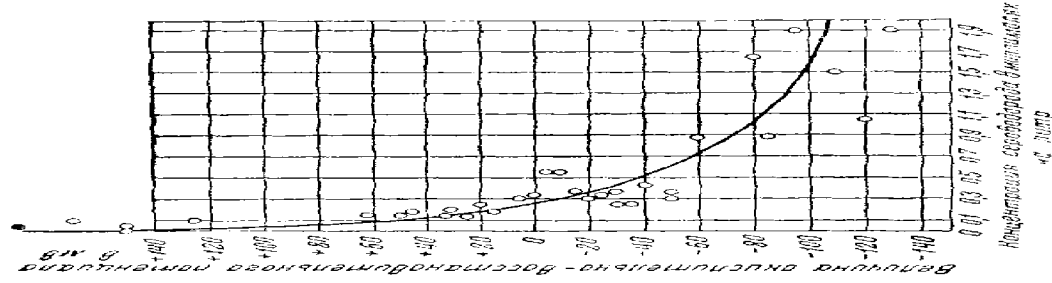


Рис. 5. График зависимости величины окислительно-восстановительного потенциала от концентрации сероводорода в водах

будут следующие величины, расположенные в порядке их возрастания, выраженные в вольтах и приведенные к 1-н. раствору при температуре 18°.

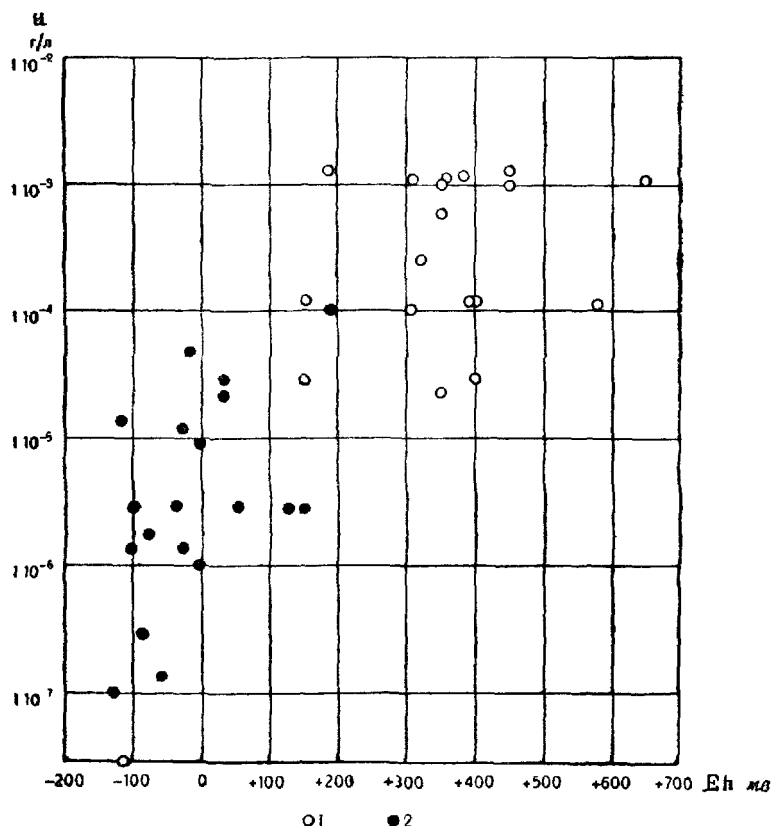
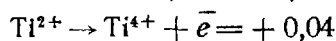
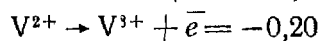
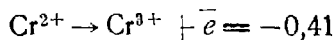
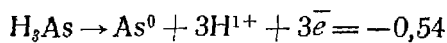
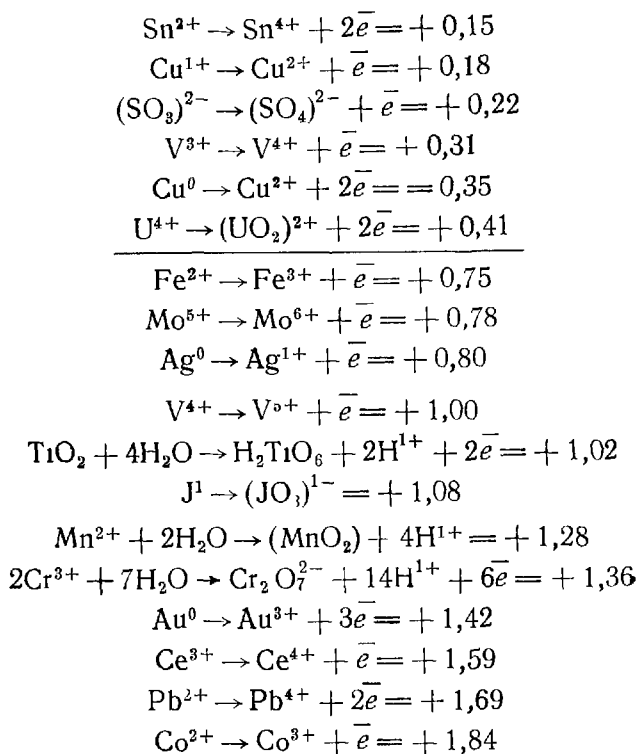


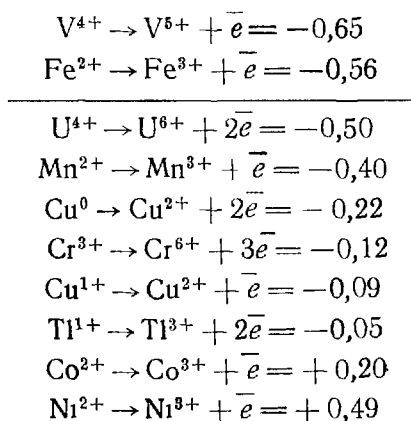
Рис 6. График зависимости содержания урана в водах от величины (к/сли)-тельно-восстановительного потенциала
1—пробы, в которых есть кислород; 2—пробы, в которых есть сероводород

В слабо кислой среде





В щелочной среде



Любая из данных окислительно-восстановительных пар является окислителем по отношению к вышерасположенным и восстановителем по отношению к нижерасположенным. Чем больше разность потенциалов, тем интенсивнее протекает реакция.

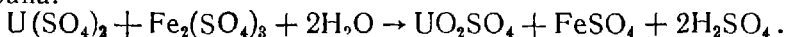
Все ионы или соединения, расположенные в левых частях реакций выше реакции $U^{4+} \rightarrow (UO_2)^{2+}$, в кислой среде неустойчивы в ассоциации с $(UO_2)^{2+}$; наоборот, устойчивы в ассоциации с $(UO_2)^{2+}$ ионы и соединения, расположенные ниже этой реакции. Для U^{4+} запрещенными являются ионы правых частей, расположенные ниже реакции $U^{4+} \rightarrow (UO)_2^{2+}$ и возможными — все расположенные выше этой реакции, а также ионы левых частей ниже этой реакции, кроме TiO_2 .

В кислом растворе в ассоциации с U^{4+} могут находиться Fe^{2+} , Mo^{5+} , Ag , V^{4+} , Mn^{2+} , Cr^{3+} , Au , Ce^{3+} , Pb^{2+} , Co^{2+} , J^{1-} , Ni^{2+} , W^{5+} , W^{6+} , H_2S , $(SO_4)^{2-}$, H_3As , Sn^{2+} , Sn^{4+} , Ti^{3+} , Ti^{4+} , V^{3+} и Cr^{2+} и запрещенными являются Fe^{3+} , Mo^{6+} , Ag^{1+} , V^{5+} , TiO_2 , MnO_2 , Cr^{6+} , Au^{3+} , Ce^{4+} , PbO_2 , Co^{3+} и Ni^{3+} . Наоборот, в ассоциации с U^{6+} в кислой среде могут присутствовать все ионы, запрещенные в ассоциации с U^{4+} , и, кроме того, Fe^{2+} , Co^{2+} , Mn^{2+} , W^{6+} , $(SO_4)^{2-}$, Ce^{3+} , Ag , Au , Ti^{4+} , V^{4+} , Cr^{3+} , Pb^{2+} , Mo^{5+} ; запрещенными являются Sn^{2+} , H_3As , V^{2+} , V^{3+} , Ti^{3+} , Cr^{2+} .

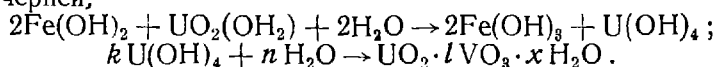
В щелочной среде в ассоциации с U^{4+} могут находиться Mn^{2+} , Cu , Cr^{3+} , Cu^{1+} , Tl^{1+} , Co^{2+} , Ni^{2+} , Fe^{2+} , V^{4+} , Fe^{3+} , V^{5+} и запрещенными являются Mn^{3+} , Cu^{2+} , Cr^{6+} , Tl^{3+} , Co^{3+} , Ni^{3+} . Наоборот, вместе с U^{6+} в щелочной среде могут присутствовать все ионы, запрещенные в ассоциации с U^{4+} , и, кроме того, Mn^{2+} , Cu , Cr^{3+} , Cu^{1+} , Tl^{1+} , Co^{2+} , Ni^{2+} , Fe^{3+} , V^{5+} ; запрещенными являются V^{4+} и Fe^{2+} .

Наиболее распространенным химическим элементом земной коры является железо. Вследствие того, что железо встречается в разных степенях окисления и в ряду окислительно-восстановительных реакций занимает некоторое среднее положение, оно стало индикатором окислительной или восстановительной среды в геохимических процессах. Поэтому наибольший интерес представляют реакции ионов урана разной валентности с окисным и закисным железом.

В кислой среде в парагенезисе с окисными соединениями железа могут встречаться лишь шестивалентные соединения урана:



В щелочной среде окисные соединения урана восстанавливаются закисными соединениями железа с образованием вторичных черней;



Не меньшее значение для геохимии урана имеют его окислительно-восстановительные реакции с соединениями ванадия различной валентности:



В кислой среде в присутствии четырехвалентного урана происходит разложение ванадатов:



В щелочной восстановительной среде образования карнотитов не происходит, так как уран в виде черни выпадает на месте, а ванадий способен мигрировать в виде щелочных или кальциевых ванадатов.

МЕТАМОРФИЗАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Как указывалось выше, при движении от областей питания подземные воды изменяют свой солевой и газовый состав, т. е. метаморфизуются. Воды гидрокарбонатные переходят в сульфатные и хлоридные, воды кальциевые переходят в натриевые. Происходит полная или частичная потеря углекислоты и во многих случаях, особенно в районах развития нефтеносных структур, происходит насыщение вод сероводородом.

Все эти процессы оказывают огромное влияние на миграцию урана в водах и способствуют его выпадению из растворов.

ИЗМЕНЕНИЕ СОЛЕВОГО СОСТАВА ВОД

При смешении гидрокарбонатно-натриевых вод с сульфатно-кальциевыми, гидрокарбонатно-кальциевых с сульфатно-натриевыми и сульфатно-натриевых с хлоридно-кальциево-натриевыми происходит выпадение различных солей и солевой состав вод изменяется:

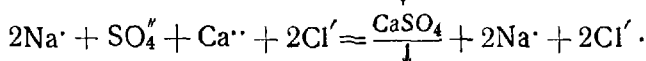
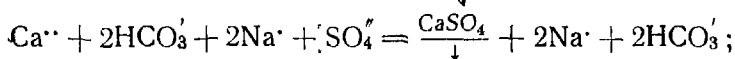
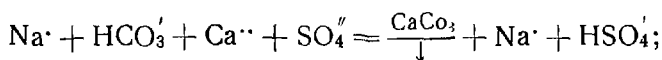


Таблица 33

Выпадение урана из растворов при внесении в них различных солей

Содержание урана (в г/л) в растворах

NaHCO_3	$\text{NaHCO}_3 + \text{CaSO}_4$	$\text{NaHCO}_3 + \text{CaSO}_4 + \text{NaCl}$	$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$	$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 + \text{Na}_2\text{SO}_4$	$\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 + \text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{NaCl}$	Na_2SO_4	$\text{Na}_2\text{SO}_4 + \text{CaCl}_2$
$8,4 \cdot 10^{-3}$	$4,3 \cdot 10^{-3}$	$5,2 \cdot 10^{-3}$	$7,9 \cdot 10^{-2}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$	—	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$
$7,8 \cdot 10^{-2}$	$5,5 \cdot 10^{-2}$	$7,1 \cdot 10^{-2}$	$3,8 \cdot 10^{-2}$	$8,8 \cdot 10^{-2}$	—	$2,7 \cdot 10^{-4}$	$8,8 \cdot 10^{-4}$
$3,9 \cdot 10^{-1}$	$1,8 \cdot 10^{-1}$	$2,2 \cdot 10^{-1}$	$1,8 \cdot 10^{-1}$	$1,1 \cdot 10^{-1}$	$1,8 \cdot 10^{-1}$	$3,7 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$
$8,4 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$	$7,1 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$9,2 \cdot 10^{-4}$

Вместе с выпавшими из раствора солями в осадок выпадает и уран. Характерно, что хлориды натрия при этом препятствуют выпадению урана из раствора (табл. 33).

УДАЛЕНИЕ УГЛЕКИСЛОТЫ

Потеря углекислоты при дегазации подземных вод или связывании углекислоты карбонатами приводит к значительной потере подземными водами урана (табл. 34). При этом в первую очередь происходит выпадение карбонатов железа, затем карбонатов кальция и затем уже карбонатов урана. Выпадение карбонатов железа и кальция происходит по реакциям:

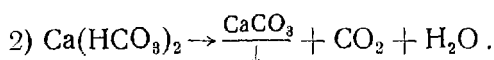
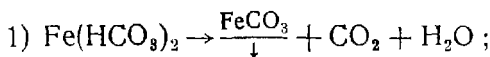


Таблица 34

Выпадение урана из растворов при удалении из них CO_2

Содержание урана					
в исходном растворе с CO_2 в г/л	после дегазации (удаления свободной CO_2)		в исходном растворе с CO_2 в г/л	после внесения в ра- створ CaCl_2 (удаления связанной CO_2)	
	г/л	%		г/л	%
$8,4 \cdot 10^{-3}$	$6,9 \cdot 10^{-3}$	82,1	$4,3 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	7,0
$6,2 \cdot 10^{-3}$	$4,9 \cdot 10^{-3}$	79,8	$4,2 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	7,0
$3,6 \cdot 10^{-2}$	$2,6 \cdot 10^{-2}$	72,2	$8,2 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$	7,3
			$5,5 \cdot 10^{-2}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	5,8

Приведенные данные показывают, что потеря раствором газообразной (свободной) CO_2 приводит к относительно небольшому выпадению урана из раствора (17,9—27,8% от исходного содержания).

НАСЫЩЕНИЕ ВОД СЕРОВОДОРОДОМ

Сероводород в подземных водах накапливается в результате процессов восстановления сульфатов и биохимических процессов. Содержание сероводорода в воде доходит до 2 г/л.

В восстановительной среде сероводород способствует переводу шестивалентного урана в четырехвалентный и тем самым выпадению его из раствора (табл. 35). При воздействии сероводорода

на урансодержащие растворы происходит выпадение урана в виде урановой черни (первоначально образуется сульфид уранила UO_2S , который, гидролизуясь, даст урановую чернь).

Т а б л и ц а 35

Выпадение урана из растворов при насыщении их H_2S

в исходном растворе в г/л	Содержание урана	
	после насыщения его H_2S	
	г/л	%
$8,2 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	4,2
$1,0 \cdot 10^{-2}$	$4,3 \cdot 10^{-4}$	4,3
$6,7 \cdot 10^{-3}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$	8,3
$5,7 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	3,5
$2,8 \cdot 10^{-2}$	$5,7 \cdot 10^{-4}$	2,0
$1,3 \cdot 10^{-2}$	$4,4 \cdot 10^{-4}$	3,4

По имеющимся данным, на одном из месторождений содержание урана в водах оказалось обратно пропорциональным содержанию в них сероводорода (см. рис. 2).

Глава II

ТИПЫ ПРИРОДНЫХ РАДИОАКТИВНЫХ ВОД И ИХ ФОРМИРОВАНИЕ

СОДЕРЖАНИЕ РАДИОАКТИВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ И ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ РАДИОАКТИВНЫХ ВОД

За последние годы в связи с радиогидрогеологическими поисковыми работами на уран получен большой фактический материал по содержанию в водах не только радона и радия, но и урана. Содержание указанных радиоактивных элементов в некоторых типах природных вод достигает значительных величин, что обусловлено либо специфическим гидрогеологическим режимом, либо наличием концентраций радиоактивных элементов.

В поверхностных водах, как правило, содержание радиоактивных элементов ниже, чем в подземных; исключением являются некоторые бессточные озера, в водах которых содержание урана доходит до $4 \cdot 10^{-2}$ г/л. По А. П. Виноградову, содержание радия в водах морей в среднем равно $1 \cdot 10^{-13}$ г/л и урана $2 \cdot 10^{-6}$ г/л, что показывает отсутствие равновесия между радием и ураном.

В подземных водах содержание радиоактивных элементов подвержено значительным колебаниям. Они объясняются, во-первых, весьма различным содержанием и разными формами нахождения радиоактивных элементов в горных породах, т. е. разной степенью зараженности и обогащенности пород радиоактивными элементами, и, во-вторых, условиями и темпами миграции воды и особенностями ее состава, т. е. гидродинамическим режимом и гидрогеохимической обстановкой, обуславливающей переход радиоактивных элементов в воду. Среднее содержание радия в подземных водах составляет $4 \cdot 10^{-12}$ г/л и урана $7 \cdot 10^{-6}$ г/л при соотношении их, равном $6 \cdot 10^{-7}$; это меньше содержания их в горных породах в сотни раз.

Наибольшее содержание радиоактивных элементов наблюдается в водах урановых месторождений (урана до $9 \cdot 10^{-2}$ г/л,

Содержание урана, радия и радона в природных водах

Тип вод	Природная обстановка	Rn в эманах			Ra в г/л			U в г/л			$\frac{Ra}{U}$
		мин.	макс.	средн.	мин.	макс.	средн.	мин.	макс.	средн.	
Поверхностные воды	Океаны и моря	0	0	0	$8 \cdot 10^{-14}$	$4,5 \cdot 10^{-11}$	$1 \cdot 10^{-13}$	$3,6 \cdot 10^{-8}$	$2,5 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-8}$
	Озера	0	0	0	$1 \cdot 10^{-13}$	$8 \cdot 10^{-12}$	$1 \cdot 10^{-12}$	$2 \cdot 10^{-7}$	$4 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-7}$
	Реки	0	0	0	$2,5 \cdot 10^{-13}$	$4,2 \cdot 10^{-12}$	$2 \cdot 10^{-13}$	$2 \cdot 10^{-8}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$6 \cdot 10^{-7}$	$3 \cdot 10^{-7}$
Воды осадочных пород	Зона интенсивного водообмена	1,0	50,0	15,0	$1 \cdot 10^{-12}$	$6 \cdot 10^{-12}$	$2 \cdot 10^{-12}$	$2 \cdot 10^{-7}$	$8 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-7}$
	Зона весьма затрудненного водообмена	1,0	20,0	6,0	$1 \cdot 10^{-11}$	$1 \cdot 10^{-8}$	$3 \cdot 10^{-10}$	$2 \cdot 10^{-8}$	$6 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Воды кислых магматических пород	Зона интенсивного водообмена (воды коры выветривания)	10,0	400,0	100,0	$1 \cdot 10^{-12}$	$7 \cdot 10^{-12}$	$2 \cdot 10^{-12}$	$2 \cdot 10^{-7}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$7 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-6}$
	Зона затрудненного водообмена (воды глубоких тектонических трещин)	8,0	400,0	100,0	$2 \cdot 10^{-12}$	$9 \cdot 10^{-12}$	$4 \cdot 10^{-12}$	$2 \cdot 10^{-7}$	$8 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-6}$	$2 \cdot 10^{-6}$
Воды урановых месторождений	Зона интенсивного водообмена (воды зоны окисления)	50,0	50 000,0	1 000,0	$8 \cdot 10^{-12}$	$2 \cdot 10^{-9}$	$8 \cdot 10^{-11}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$9 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-7}$
	Зона затрудненного водообмена (воды зоны восстановления)	50,0	3 000,0	500,0	$1 \cdot 10^{-11}$	$8 \cdot 10^{-10}$	$6 \cdot 10^{-11}$	$2 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-6}$	$1 \cdot 10^{-5}$

радия до $9 \cdot 10^{-4}$ г/л и радона до 50 000 эман). За пределами урановых месторождений в условиях интенсивного водообмена повышенные содержания радиоактивных элементов отмечаются только в водах кислых магматических пород — преимущественно в гранитных массивах (урана до $3 \cdot 10^{-5}$ г/л, радия до $6 \cdot 10^{-12}$ г/л и радона до 400 эман), а также в водах осадочных и метаморфических горных пород с повышенным содержанием радиоактивных элементов (урана до $6 \cdot 10^{-4}$ г/л, радия до $5 \cdot 10^{-10}$ г/л и радона до 150 эман). В зоне весьма затрудненного водообмена повышенные содержания радиоактивных элементов известны в осадочных горных породах с нормальным содержанием радиоактивных элементов (радия до $2 \cdot 10^{-8}$ г/л и урана до $3 \cdot 10^{-6}$ г/л).

Кроме того, необходимо отметить, что для всех типов вод, кроме вод, связанных с повышенной концентрацией урана в горных породах, радиоактивное равновесие обычно смещено в сторону радия ($\frac{Ra}{U} = 3,4 \cdot 10^{-7}$, см. табл. 36).

Сопоставляя данные по содержанию урана и радия в различных типах подземных вод с их содержанием в морской воде и горных породах, можно определить коэффициенты концентрации (обогащения или обеднения) урана и радия для различных типов вод.

В общем балансе гидросферы морская вода составляет более 90%. Следовательно, средние содержания в морской воде $U = 2 \cdot 10^{-7}\%$ и $Ra = 1 \cdot 10^{-14}\%$ могут быть приняты как кларки этих элементов для гидросферы в целом. Тогда, принимая величины кларков земной коры равными для урана $4 \cdot 10^{-4}\%$ и для радия $2 \cdot 10^{-10}\%$, можно получить следующие отношения кларков этих элементов для гидросферы и литосферы:

$$r_U = \frac{\text{Кларк } U \text{ гидросферы}}{\text{Кларк } U \text{ литосферы}} = 5 \cdot 10^{-4};$$

$$r_{Ra} + \frac{\text{Кларк } Ra \text{ гидросферы}}{\text{Кларк } Ra \text{ литосферы}} = 5 \cdot 10^{-5}.$$

Эти величины являются коэффициентами распределения урана и радия между горными породами и водами земной коры. Они показывают, что гидросфера обеднена ураном по сравнению с литосферой в 2000 раз, а радием — в 20 000 раз.

Сопоставляя содержание урана и радия в подземных водах с кларками урана и радия гидросферы и литосферы, получаем для некоторых типов подземных вод коэффициенты концентрации урана и радия, приведенные в табл. 37, где приняты следующие обозначения:

$$n_n = \frac{\text{Кларк данного типа вод}}{\text{Кларк литосферы}};$$

$$n_i = \frac{\text{Кларк данного типа вод}}{\text{Кларк гидросферы}}.$$

**Коэффициенты концентрации урана и радия
для различных типов подземных вод**

Тип вод	Природная обстановка	$n_{\text{л}}$		$n_{\text{г}}$	
		U	Ra	U	Ra
Воды осадочных пород	Зона интенсивного водообмена	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-4}$	n	n
	Зона весьма затрудненного водообмена	$n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-1}$	n	$n \cdot 10^{-3}$
Воды кислых магматических пород	Зона интенсивного водообмена (воды коры выветривания)	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-4}$	n	n
	Зона затрудненного водообмена (воды глубоких тектонических трещин)	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$	n	$n \cdot 10$
Воды урановых месторождений и пород, обогащенных ураном	Зона интенсивного водообмена (воды зоны окисления)	$n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-3}$
	Зона затрудненного водообмена (воды зоны первичных руд и зоны восстановления)	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-1}$	n	$n \cdot 10^{-2}$

До недавнего времени все радиоактивные воды было принято делить на три группы:

1) радоновые — с повышенным содержанием эманации радия;

2) радиевые — с повышенным содержанием солей радия;

3) радоно-радиевые — с повышенным количеством радия и избыточным сверхравновесным количеством радона.

В 1946 г. В. В. Ивановым к вышеуказанным трем группам вод были добавлены еще две:

4) урано-радоно-радиевые воды гидротермальных месторождений;

5) урано-радиевые воды осадочных месторождений.

Эти классификации, хорошо обоснованные радиологически, к сожалению, носили формальный характер и мало отражали геолого-гидрогеологические и геохимические условия формирования радиоактивных вод.

Первая попытка составления генетической классификации радиоактивных вод была сделана А. Н. Токаревым в 1948 г.

Схема формирования природных радиоактивных вод (по А. Н. Токареву)

<div> <div>Тип пород и степень обогащенности их радиоактивными элементами</div> <div>Тип гидрогеологической обстановки</div> </div>	Нормальное (кларковое) рассеянное состояние радиоактивных элементов		Повышенное рассеянное состояние радиоактивных элементов		Концентрации радиоактивных элементов		
	Осадочные породы	Магматические породы	Осадочные и метаморфические породы	Магматические породы	Рудные концентрации осадочного типа	Рудные концентрации гидротермального типа	Вторичные концентрации радия (адсорбция)
Интенсивного водообмена (окислительная среда)	— (Радиоактивные воды не образуются)	Радоновые слабо минерализованные воды коры выветривания и неглубоких тектонических трещин	Урановые воды осадочных и метаморфических пород, обогащенных рассеянным ураном	Урано-радоновые воды магматических пород, обогащенных аксессуарами, или зон дробления в магматических породах	Урано-радо-радиевые воды зоны окисления	Урано-радо-радиевые и урано-радоновые воды зоны окисления	Радоновые воды делювиальных, травертиновых и железо-марганцевых отложений
Затрудненного водообмена (окислительно-восстановительная среда)	— (Радиоактивные воды не образуются)	Радоновые воды глубоких тектонических трещин (азотные и углекислые)	Урано-радиевые воды осадочных и метаморфических пород, обогащенных рассеянным ураном	?	Радоно-радиевые воды зоны восстановления и первичных руд	Урано-радоновые и радоно-радиевые воды зоны цементации и первичных руд	Радоновые воды эманулирующих "коллекторов" в тектонических трещинах
Весьма затрудненного водообмена (восстановительная среда)	Радиевые хлоридно-натриево-кальциевые воды высокой минерализации в закрытых структурах	— (Подземные воды отсутствуют)	Урано-радиевые, реже радиевые воды осадочных и метаморфических пород, обогащенных рассеянным ураном	?	?	?	?

В основу предложенной им классификации было положено разделение всех природных радиоактивных вод на три группы:

- 1) воды радонового ряда;
- 2) воды радиевого ряда;
- 3) воды уранового ряда.

Предлагаемая ниже классификация радиоактивных вод является результатом дальнейшей разработки этой схемы на основе обобщения большого фактического материала, накопленного в последние годы.

В основу предлагаемой классификации кладутся два принципа:

1) содержание и форма нахождения радиоактивных элементов в горных породах, определяющие возможность обогащения природных вод радиоактивными элементами, и

2) гидрогеодинамическая зональность стратисферы, определяющая геохимические условия перехода радиоактивных элементов из горных пород и руд в природные воды (химический и газовый состав, электрохимические свойства и температурный режим вод).

Для отнесения вод к радиоактивным принимаются следующие пределы содержания в них радиоактивных элементов:

$$Rn > 50 \text{ эман}; Ra > 1 \cdot 10^{-11} \text{ г/л}; U > 3 \cdot 10^{-5} \text{ г/л}.$$

Рассматривая схему формирования радиоактивных вод (табл. 38), мы видим, что в различных типах пород, но в одной и той же гидрогеодинамической зоне могут формироваться одинаковые радиологические типы вод и в то же время в одних и тех же породах, но в различных гидрогеодинамических зонах формируются различные по радиологическому составу типы вод. Следовательно, рациональная классификация радиоактивных вод должна базироваться на генетическом признаке, а не на количественном содержании того или иного элемента.

В предлагаемой классификации радиоактивных вод (табл. 39) все радиоактивные воды или, вернее, месторождения радиоактивных вод¹ делятся на семь групп:

1. Радоновые воды, связанные с зонами интенсивного и затрудненного водообмена в массивах кислых магматических пород.

2. Радиевые воды, связанные с зоной весьма затрудненного водообмена в осадочных и метаморфических породах.

3. Урановые воды поверхностных водоемов или воды, связанные с зоной интенсивного водообмена в осадочных и метаморфических породах, обогащенных рассеянным ураном.

¹ По терминологии А. М. Овчинникова, под месторождением минеральных вод понимается «своеобразное динамическое тело, заключенное в пределах той или иной геологической структуры и характеризующееся присутствием ему чертами как в отношении геотермических, гидрохимических и газовых условий, так и в отношении динамики и режима».

Схема классификации природных радиоактивных вод СССР (по А. Н. Токареву)

Радиологический тип вод	Генетический тип вод	Гидрогеологический тип вод	Условия формирования						Газовый состав вод	Химический состав вод			Радиологическая характеристика																			
			литологические	структурные	гидродинамические	геохимические	термические	физико-химические		pH	минерализация в г/л	формула химического состава	Rn, эман	Ra, г/л	U, г/л	$\frac{Rn}{Ra}$	$\frac{Ra}{U}$															
Воды простого радиологического состава	Радоновые воды	Воды, связанные с рассеянием содержанием радиоактивных элементов или с их незначительными местными концентрациями	Воды коры выветривания (верхняя трещиноватая зона гранитов)	Трещинные грунтовые воды	Массивы кислых магматических пород	Раскрытые структуры (центральная и краевая зоны горно-складчатых сооружений)	Зона интенсивного водообмена	Окислительная зона	До 20°C	Эманирование (выщелачивание, адсорбция, растворение)	O ₂ и CO ₂	6,0—7,5	0,2—4,0	$\frac{\text{Обычно HCO}_3}{\text{CaMgNa}}$	> 50	< 1·10 ⁻¹¹	< 3·10 ⁻⁵	» равн.	≈ равн.													
			Воды эманулирующих коллекторов				Трещинные напорные воды	Зона затрудненной циркуляции			Восстановительная зона									CO ₂ и N ₂												
			Воды тектонических трещин в гранитах	Пластовые и пластово-трещинные напорные воды		Осадочные и метаморфические породы		Закрытые структуры (впадины)	Зона весьма затрудненной циркуляции		Восстановительная зона										Выщелачивание (восстановление, растворение)	H ₂ S, CH ₄ , N ₂	6,5—7,0	До 300,0	$\frac{\text{Обычно Cl}}{\text{NaCa}}$	< 50	> 1·10 ⁻¹¹	< 3·10 ⁻⁵	≈ равн.	» равн.		
Радиевые воды	Воды осадочных и метаморфических пород		Воды замкнутых водоемов и ручьев		Контакт с кислыми магматическими породами, обогащенными ураном		Формирование происходит в бессточных водоемах при значительном испарении с поверхности (превышающем или равном притоку)					Концентрация (осаждение, восстановление)	O ₂	Различные		< 50	< 1·10 ⁻¹¹	> 3·10 ⁻⁵	< равн.	< равн.												
Воды сложного радиологического состава	Урано-радиевые воды		Воды осадочных и метаморфических пород, обогащенных рассеянным ураном	Пластовые и пластово-трещинные грунтовые и напорные воды	Осадочные и метаморфические породы, обогащенные ураном	Раскрытые структуры	Зона интенсивного водообмена	Окислительная зона	Различные	Выщелачивание	O ₂	7,0—7,5	До 5,0	Различная	< 50	< 1·10 ⁻¹¹	> 3·10 ⁻⁵	≈ равн.	< равн.													
						Полураскрытые структуры	Зона затрудненного водообмена	Окислительно-восстановительная зона			CH ₄	6,5—7,0	До 100,0	Различная	< 50	> 1·10 ⁻¹¹	> 3·10 ⁻⁵	≈ равн.	≈ равн.													
	Урано-радоновые воды			Воды магматических пород, обогащенных аксессуарами, а также зон дробления магматических пород или контакта магматических и осадочных пород	Трещинные, пластово-трещинные и пластовые воды	Кислые магматические породы	Раскрытые структуры	Зона интенсивного водообмена	Окислительная и окислительно-восстановительная зона	До 20°C	Окисление, растворение, эманирование (осаждение, адсорбция)	O ₂ , H ₂ S, CH ₄	3,5—8,5	До 100,0	Различная	> 50	> 1·10 ⁻¹¹	> 3·10 ⁻⁵	> равн.	< равн.												
	Урано-радоно-радиевые воды		Воды зоны окисления месторождений урана																		Месторождения урановых руд	Раскрытые и полураскрытые структуры (центральная и краевая зоны горно-складчатых сооружений)	Различные	Выщелачивание, эманирование (адсорбция, растворение)	N ₂ , CO ₂	6,5—8,5	0,2—5,0	Различная	> 50	> 1·10 ⁻¹¹	< 3·10 ⁻⁵	> равн.
		Радоно-радиевые воды																														

4. Урано-радиевые воды, связанные с зоной затрудненного водообмена в осадочных и метаморфических породах, обогащенных рассеянным ураном.

5. Урано-радоновые воды, связанные с зоной окисления гидротермальных и осадочных месторождений урана, реже — с зоной интенсивного водообмена в магматических породах, обогащенных аксессуарами, а также с зонами дробления магматических пород или контактами магматических пород с осадочными.

6. Урано-радоно-радиевые воды, связанные с зоной окисления гидротермальных и осадочных месторождений.

7. Радоно-радиевые воды, связанные с зонами первичных руд и восстановления месторождений урана.

РАДОНОВЫЕ ВОДЫ

Радоновые воды представляют собой весьма распространенную группу радиоактивных вод, формирующихся в районах развития кислых магматических пород с повышенным содержанием радиоактивных элементов. Этим водам свойственно формирование в раскрытых структурах центральных и краевых зон горно-складчатых сооружений, характеризующихся интенсивной, иногда затрудненной циркуляцией подземных вод и развитием окислительных процессов. Радиологически этот тип вод характеризуется содержанием радона более 50 эман, Ra — менее $1 \cdot 10^{-11}$ г/л и урана — менее $3 \cdot 10^{-5}$ г/л.

В зависимости от характера циркуляции воды, геотермических, газовых и гидрохимических особенностей в данном типе радиоактивных вод можно выделить три группы:

- 1) воды коры выветривания;
- 2) воды тектонических трещин;
- 3) воды эманулирующих коллекторов.

РАДОНОВЫЕ ВОДЫ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Радоновые воды коры выветривания являются наиболее распространенным и изученным типом радиоактивных вод. Это трещинные грунтовые воды коры выветривания и неглубоких тектонических трещин в кислых магматических породах, циркулирующие на глубине, определяемой глубиной зоны «активной» трещиноватости пород, редко превышающей 30—50 м. Химический состав вод обусловлен преимущественно процессами разложения силикатов под действием воды и углекислоты воздуха, вследствие чего воды отличаются малой минерализацией (до 0,5 г/л) гидрокарбонатно-кальциево-магниевого и гидрокарбонатно-кальциево-натриевого типов. Иногда бывает несколько повышено содержание сульфатов; pH вод всегда больше 7.

Минералы магматических горных пород, образовавшиеся при высоких температурах и давлении, неустойчивы в термодинамических условиях поверхностной зоны. Под влиянием различных физико-химических процессов (колебания температуры, воздействие кислорода и углекислоты воздуха и воды, действие растительных и животных организмов и продуктов их разложения) они претерпевают существенные изменения в составе, превращаясь в минералы, устойчивые в новых термодинамических условиях.

Толща земной коры, где происходят эти процессы выветривания, заключена между земной поверхностью и уровнем грунтовых вод. Одним из основных свойств зоны выветривания является то обстоятельство, что углекислота здесь вытесняет кремнекислоту из ее соединений; иначе говоря, здесь происходит распад кремнекислых соединений, достаточно устойчивых при иных условиях.

Главнейшим агентом, обуславливающим разрушение магматических горных пород, является вода, насыщенная CO_2 . Воздействие такой воды на горные породы выражается прежде всего в выщелачивании растворимых солей, входящих в состав силикатов.

Все процессы химического выветривания магматических и метаморфических горных пород, по А. А. Саукову, сводятся к следующему:

- 1) окисление (воздействие кислорода вод на соединения, содержащие алюмосиликаты и тяжелые металлы);
- 2) гидратация;
- 3) вынос катионов (Na^+ , K^+ , Li^+ , Ca^{++} , Mn^{++} и др.);
- 4) накопление в осадке коллоидов (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO_2 и др.).

С геохимической точки зрения чрезвычайно важно разобщение одно- и двухвалентных катионов от трех- и четырехвалентных, в результате чего пути миграции тех и других расходятся. Особенно легко переходят в растворы одновалентные катионы (Na^+ , K^+ , Li^+), несколько труднее — двухвалентные (Ca^{++} , Mn^{++} , Fe^{++} и др.), еще труднее — трех- и четырехвалентные. Последние в значительной мере накапливаются на месте и переносятся главным образом механическим путем.

Обогащение подземных вод тем или иным катионом представляет собой весьма сложный процесс, зависящий в основном от следующих факторов:

- 1) петрографический состав разрушающих пород;
- 2) степень разрушаемости того или иного силиката; произведенные опыты показали, что по степени разрушаемости силикаты можно расположить в ряд: пироксены—амфиболы—плаггиоклазы—слюды—ортоклаз;
- 3) растворимость того или иного образовавшегося карбоната;
- 4) миграционная способность того или иного катиона.

Миграционная способность элементов, выносимых из магматических и метаморфических пород, отличается от их способности переходить в раствор, что объясняется биохимическими почвообразовательными и адсорбционными процессами. Данные о миграционной способности элементов приводятся в табл. 40.

Таблица 40

Миграционная способность элементов
(по Б. Б. Полюнову)

№ ряда	Миграционный ряд элементов	Состав миграционного ряда	Содержание в воде в г/л
1	Энергично выносимые	Cl, Br, J, S	$n \cdot 10$
2	Легко выносимые	Ca, Na, Mg, K	$n \cdot 1$
3	Подвижные	SiO ₂ (силикатов), P, Mn	$n \cdot 10^{-1}$
4	Слабо подвижные	Fe, Al, Ti	$n \cdot 10^{-2}$
5	Неподвижные	SiO ₂ (кварц)	$n \cdot 10^{-3}$

Температура радоновых вод коры выветривания низкая и определяется температурой воздуха. Дебит источников различен и зависит от атмосферных осадков.

Основным физико-химическим процессом, определяющим формирование радоновых вод коры выветривания, является эманирование, вследствие чего их радиоактивность зависит от коэффициента эманирования пород и абсолютного содержания радиоактивных элементов в породе. В связи с этим характерной особенностью радоновых вод коры выветривания является отчетливая связь их радиоактивности с петрографическим составом и степенью разрушенности пород, по которым они циркулируют.

Содержание урана и радия в водах коры выветривания кислых магматических пород в общем незначительно (радия $n \cdot 10^{-13}$ — $n \cdot 10^{-12}$ г/л и урана $n \cdot 10^{-7}$ — $n \cdot 10^{-6}$ г/л), хотя в отдельных районах и наблюдается несколько повышенное содержание урана (до $3 \cdot 10^{-5}$ г/л). В тех случаях, когда циркуляция радиоактивных вод происходит по тонким, изолированным друг от друга трещинам, радиоактивность вод на протяжении даже нескольких метров меняется нередко очень сильно: от единиц до нескольких десятков эман.

Особая роль в циркуляции радоновых вод принадлежит пегматитовым образованиям. Обладая значительной трещиноватостью, пористостью, а иногда даже кавернозностью, пегматитовые жилы часто являются хорошими коллекторами, аккумулирующими отдельные водные струи. Выход источников на поверхность поэтому часто связан с пегматитовыми жилами, воды которых отличаются большим дебитом при том же среднем содержании радона.

РАДОНОВЫЕ ВОДЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ТРЕЩИН

К этому типу радоновых вод относятся напорные воды глубоких тектонических трещин в областях молодых орогенических движений (альпийского возраста). Формирование их происходит в зонах деформаций гранитных массивов, вследствие чего они имеют форму штокообразных и других тел. Питание вод глубоких тектонических трещин происходит за счет атмосферных вод, которые благодаря глубокой циркуляции по трещинам могут приобретать высокую температуру и специфический химический и газовый состав; однако области питания часто расположены на значительном удалении от областей разгрузки.

Все воды тектонических трещин являются газифицированными (главным образом азотом и углекислотой). Образование вод такого или иного газового состава, по мнению А. А. Смирнова, связано с явлением термодиффузии, т. е. с явлением разделения газов атмосферы по объемному весу при изменении температуры. При этом более легкие газы (азот и благородные) связаны с водами высокой температуры, а более тяжелые (углекислота) — с низкотемпературными водами.

По температурным условиям, химическому и газовому составу в группе радоновых вод тектонических трещин выделяются:

- 1) радоновые воды азотных терм;
- 2) радоновые углекислые воды.

РАДОНОВЫЕ ВОДЫ АЗОТНЫХ ТЕРМ

К этому типу относятся напорные термальные воды глубоких тектонических трещин в краевых зонах горно-складчатых сооружений. Значительная глубина циркуляции подземных вод обуславливает их высокую температуру (до 100°). В связи с изменением физико-химических условий на глубине гидрокарбонат-ион поверхностных вод замещается на хлор- и сульфат-ионы, а кальций- и магний-ионы — на натрий-ион, вследствие чего воды приобретают в зависимости от глубины циркуляции состав от гидрокарбонатно-натриевого до сульфатно-хлоридно-натриевого и хлоридно-сульфатно-натриевого. Для этих вод характерны небольшая минерализация (до 1,0 г/л, чаще 0,2—0,4 г/л), высокие значения pH (7,6—8,5) и значительное содержание кремнезема (до 0,1 г/л). Газовый состав вод характеризуется выделением N₂ с примесью CO₂, O₂ и благородных газов (Ar, Ne, Xe).

В качестве примера в табл. 41 приводится газовый состав азотных терм Терской Ала-Тау.

Вследствие высокой температуры (до 100°) и значительного дебита термальных вод содержание радона в них ниже, чем в радоновых водах коры выветривания, и в среднем равно 50 эманам, хотя в отдельных случаях и доходит до 200—300 эман. Наличие восстановительных условий на глубине препятствует обогащению вод ураном, несмотря на их высокую температуру.

**Газовый состав (в %) азотных терм Терской Ала-Тау
(по И. М. Прокопенко)**

Источник	H ₂ S	CO ₂	O ₂	CH ₄	N ₂ и благородные газы
Джеты-Огуз . . .	0,1	0,4	0,1	2,0	97,4
Тон	0,4	0,5	0,4	1,5	97,2
Кызыл-Су	—	0,6	0,2	0,4	98,8
Ак-Су	—	—	—	—	100,0
Бозчук	—	0,9	6,0	—	93,1

Содержание урана в термальных водах меньше среднего содержания его в водах коры выветривания и равно $2 \cdot 10^{-6}$ — $8 \cdot 10^{-6}$ г/л. Наоборот, высокая температура воды и наличие в ней кремнекислоты способствуют большему обогащению вод радием ($2 \cdot 10^{-12}$ — $8 \cdot 10^{-12}$ г/л) по сравнению с водами коры выветривания.

Режим термальных радоновых вод как по дебиту, температуре, химическому и газовому составу, так и по радиоактивности с изменением температуры воздуха и количеством атмосферных осадков не связан.

РАДОНОВЫЕ УГЛЕКИСЛЫЕ ВОДЫ

К этой группе радоновых вод относятся трещинные воды, газифицируемые углекислотой. Аналогично водам предыдущего типа, формирование их приурочено к зонам молодых деформаций гранитных массивов. Температура углекислых вод, циркулирующих на меньших глубинах, небольшая — не превышает 10—15°. По химическому составу они относятся к гидрокарбонатно-кальциевому типу с минерализацией 0,2—0,5 г/л. Содержание углекислоты (CO₂) в водах достигает 3,6 г/л. В тех случаях, когда углекислые воды не выходят непосредственно из трещин в кристаллических породах, а совершают более или менее длительный путь по перекрывающим их или примыкающим к ним осадочным породам, они могут повышать свою температуру и обогащаться различными воднорастворимыми солями, приобретая различную минерализацию и химический состав (углекислые воды Кавказских Минеральных Вод). Режим радоновых углекислых вод связан с атмосферными осадками и температурой воздуха.

Вследствие того что формирование углекислых вод происходит на небольшой глубине, в окислительной и восстановительно-окислительной обстановке, они во многих случаях характеризуются повышенным содержанием урана (до $2 \cdot 10^{-5}$ — $3 \cdot 10^{-5}$ г/л). Присутствие в водах значительных количеств углекислоты определяет повышенное содержание в них и радия. Это объясняется тем, что агрессивное действие углекислоты на стенки водопрово-

дящих трещин создает благоприятные условия для некоторого обогащения вод радием, которое, однако, не выходит за пределы кларка (до $1 \cdot 10^{-11}$ — $2 \cdot 10^{-11}$ г/л).

Нередко в результате физико-химического взаимодействия углекислых вод с окружающими породами воды теряют свою агрессивность и более или менее значительная часть радия адсорбируется на стенках водопроводящих трещин или в делювиальных, травертиновых и железо-марганцевых отложениях в месте выхода источника на поверхность земли; это способствует созданию эманлирующих коллекторов и дополнительному обогащению вод радоном (сверх того, который воды приобретают за счет эманирования магматических пород). В результате всего этого, а также вследствие низкой температуры содержание радона в углекислых водах выше, чем в водах азотных терм, и в среднем равно 100 эманам (но может достигать и 250—300 эман).

РАДОНОВЫЕ ВОДЫ ЭМАНИРУЮЩИХ КОЛЛЕКТОРОВ

Для объяснения происхождения подземных вод с высоким содержанием радона, заведомо не связанных с рудными концентрациями урана и радия, приходится допустить наличие в породах вторичных концентраций радия, образующихся вследствие выпадения радия из водных растворов в результате описанных выше процессов адсорбции (в тектонических, милонитизированных зонах, в трещинах, заполненных глинистым материалом, в карбонатных отложениях, делювиальных и железо-марганцевых отложениях). При этом радий, накапливаясь на стенках водопроводящих трещин, образует интенсивно эманлирующие коллекторы, обуславливающие сильное обогащение вод радоном.

По характеру циркуляции радоновые воды эманлирующих коллекторов могут быть как грунтовыми, так и напорными. Они имеют различный химический и газовый состав. Содержание радона в них может достигать нескольких тысяч эман, содержание урана и радия ничтожно (урана $n \cdot 10^{-6}$ г/л и радия $n \cdot 10^{-12}$ г/л). Наиболее изучены углекислые радоновые воды в травертиновых отложениях.

Подземные воды, насыщенные углекислотой, при выходе на поверхность земли теряют углекислоту, вследствие чего они могут отлагать известковые отложения — травертины, достигающие иногда значительной мощности. Одновременно с выпадением из воды углекислого кальция нередко происходит отложение железистых и железисто-марганцевых соединений в виде желтоватых, красноватых или почти черных охристых осадков. При выпадении из углекислых вод карбонатных или железисто-марганцевых осадков в большинстве случаев в осадок увлекается в результате процессов соосаждения и находящийся в водах даже в ничтожных концентрациях радий. В результате травертиновые и осо-

бенно железистые осадки оказываются сильно обогащенными радием.

Вполне возможно, что обогащение осадков радием происходит не только в процессе самого осадкообразования, но частично и после окончания седиментации, в результате адсорбционных процессов, протекающих при движении углекислых или других радийсодержащих вод по ранее отложенным осадкам. Если содержание радия в обычных карбонатных породах составляет $n \cdot 10^{-11} \%$, то обогащение радием травертиновых отложений в сотни и тысячи раз больше ($n \cdot 10^{-8} \%$). Естественно, что такие отложения обладают весьма значительной эманулирующей способностью. При медленной циркуляции по таким породам воды могут интенсивно обогащаться радоном.

Таким образом, радиоактивные воды травертиновых отложений обязаны своим образованием вторичным процессам концентрации радия и не связаны с какими-либо рудными концентрациями урана. Радиоактивность вод травертиновых отложений тесно связана с условиями циркуляции вод, размером водопроводящих трещин и скоростью движения воды. Наиболее активные воды обладают обычно ничтожным дебитом.

РАДИЕВЫЕ ВОДЫ

Радиевые воды имеют исключительно широкое распространение, охватывая огромные площади и мощные свиты осадочных пород по вертикали. Для всей этой группы вод характерно формирование в закрытых структурах (впадинах, котловинах, синеклизах и т. д.), характеризующихся наличием высокоминерализованных вод специфического состава, слабой проницаемостью и восстановительным характером среды. Наиболее часто радиевые воды приурочены к нефтяным месторождениям.

Месторождения радиевых вод характеризуются пластовой формой залегания и региональной выдержанностью распространения; возраст их весьма разнообразен. Области питания вод этого типа находятся на значительном расстоянии от места их формирования. По характеру движения в породах это напорные пластовые и пластово-трещинные воды, отличающиеся застойным или слабо подвижным режимом. Температура вод различная и зависит от глубины залегания водоносного горизонта.

По химическому составу радиевые воды относятся к рассолам хлоридно-натриево-кальциевого типа, нередко с предельной степенью насыщения минеральными солями (сотни граммов на литр) и повышенным содержанием Br , J , H_2S , CH_4 и тяжелых углеводов.

Радиевые воды образуются за счет радия, выщелоченного из пород с нормальным рассеянным содержанием радиоактивных элементов вследствие благоприятного химического состава и медленного движения воды. По мнению Е. С. Щепотьевой, десорб-

ции радия и переходу его из «капилляров» в раствор способствует хлоридно-натриево-кальциевый тип вод, а по мнению Н. В. Тагеевой, здесь имеет место явление катионного обмена натрия на радий. Кроме радия, эти воды содержат в повышенном количестве его изотопы ThX и MsThI .

Вследствие крайне медленной циркуляции обогащения радоном этих вод не происходит. Содержание радона всегда бывает равно равновесному с радием или меньше его (т. е. до 50 эман).

Уран присутствует в радиевых водах в крайне незначительных количествах ($n \cdot 10^{-7} - n \cdot 10^{-8}$ г/л), ввиду того что в восстановительной среде он находится в форме четырехвалентных соединений, обладающих крайне незначительной растворимостью в водах. Однако, как указывают опыты В. В. Щербины, в тех случаях, когда эти четырехвалентные соединения урана в сильно восстановительной среде вступают во взаимодействие с нефтеносными кислотами, образующиеся соли четырехвалентного урана получают способность растворяться в нефтяных углеводородах.

Содержание радия в данном типе вод целиком зависит от содержания радиоактивных элементов (урана и радия). Наиболее высокое содержание радия ($n \cdot 10^{-9}$ г/л) обнаруживается в водах метаморфических сланцев, воды песчаных пород содержат радий в количестве $2 \cdot 10^{-10} - 12 \cdot 10^{-10}$ г/л, а воды карбонатных пород $n \cdot 10^{-11}$ г/л.

Характерно снижение содержания радия в водах в процессе эксплуатации скважин.

УРАНОВЫЕ ВОДЫ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДОЕМОВ ВОДЫ МОРЕЙ И ОКЕАНОВ

В общем балансе гидросферы морская и океаническая вода составляет около 99%. По своему химическому составу морская вода относится к хлоридно-натриево-магниевому типу и характеризуется минерализацией, в среднем равной 35 г/л; у экватора она выше, в полярных широтах ниже; ниже она и в морях с большим речным стоком (Балтийское, Черное, Карское, Белое и т. д.). Средний химический состав морской воды приведен в табл. 42.

Таблица 42

Средний химический состав морской воды

Катион	г/л	% экв.	Анион	г/л	% экв.
Na ⁺	10,707	77,0	Cl ⁻	19,343	90,20
K ⁺	0,387	1,64	Br ⁻	0,066	—
Mg ⁺⁺	1,317	17,90	SO ₄ ⁼⁼	2,688	9,26
Ca ⁺⁺	0,419	3,46	HCO ₃ [']	0,097	0,40
			CO ₃ ⁼⁼	0,006	—

Формула химического состава $\frac{\text{Cl}_{90}\text{SO}_4}{\text{Na}_{77}\text{Mg}_{18}}$

Кроме этих основных компонентов, в морской воде содержатся все элементы таблицы Д. И. Менделеева, но в состоянии крайнего рассеяния. Из газов в морской воде содержатся кислород (O_2) в количестве до $5 \text{ см}^3/\text{л}$ и углекислота (CO_2) — до $0,2 \text{ см}^3/\text{л}$, а в придонной области некоторых морей и сероводород (H_2S); pH морской воды равен 8,2—8,4.

Среднее содержание радия в морской воде равно $1 \cdot 10^{-13} \text{ г/л}$.

Для разных морей и океанов эта цифра колеблется от $3 \cdot 10^{-15}$ до $3 \cdot 10^{-11} \text{ г/л}$ (табл. 43).

Таблица 43

Среднее содержание радия в водах морей и океанов земного шара

Название моря или океана	Место взятия пробы	Число определений	Ra 10^{-13} г/л	Автор и год исследования
Атлантический океан	Берега Англии	—	23	Стратт, 1906
То же	" "	—	6	Ив, 1907
" "	" "	6	9	Ив, 1909
" "	Мексиканский залив	—	17	Ллойд, 1915
" "	Гудзонов залив	16	450	Томпсон, 1932
Атлантический и Тихий океаны	—	20	284	Миллок, 1916
То же	—	14	0,8	Иванс, 1938
Тихий океан	Берега Калифорнии и Аляски	58	50	Томпсон, 1932
Средиземное море	—	11	255	Джоли, 1908
Северное море	—	4	10	Саттерли, 1916
Балтийское море	Берега Швеции	23	0,9	Файн, 1939
Баренцово море	—	5	3,5	Бруновский, 1935
Разные моря (Ирландское, Черное, Средиземное моря, Индийский и Атлантический океаны)	—	25	255	Джоли, 1901

Неравномерно распределяется содержание радия в морской воде по вертикали: с глубиной оно значительно повышается (табл. 44).

Таблица 44

Распределение радия в морской воде по глубине (по Ивансу)

Глубина в м	Ra $10^{-13} \%$
0	0,4
600	1,4
1300	2,9

Значительно меньше имеется данных по содержанию в морской воде урана. По данным Карлика и Гернеггера, по шести пробам, взятым в Балтийском море у берегов Швеции, содержание урана в воде колеблется от $2,3 \cdot 10^{-7}$ до $3,6 \cdot 10^{-6}$ г/л и в среднем равно $2 \cdot 10^{-6}$ г/л. Содержание тория доходит до $4 \cdot 10^{-7}$ г/л.

Рассматривая средние цифры содержания урана и радия в морской воде, мы видим, что радиоактивное равновесие между ними ($5 \cdot 10^{-8}$) почти в 10 раз сдвинуто в сторону урана, что, по-видимому, объясняется накоплением радия в илах при сокристаллизации с CaCO_3 (табл. 45).

Таблица 45

Содержание радия в морских глинах и илах (по А. П. Виноградову)

Название ила	Число образцов	Ra $10^{-10}\%$
Красная океаническая глина	49	15,85
Глубоководные глобигеринный и радиоляриевый илы	41	8,40

Содержание урана в илах колеблется от $0,65 \cdot 10^{-4}$ до $1,07 \cdot 10^{-4}\%$. Радиоактивное равновесие в илах сдвинуто в сторону радия (более $1 \cdot 10^{-6}$).

ВОДЫ РЕК

Воды рек являются основным источником поступления воднорастворимых солей и микроэлементов (в том числе и радиоактивных) в море. Химический состав речных вод целиком подчиняется явлениям климатической зональности, изменяясь от гидрокарбонатно-кальциевого с минерализацией 0,1—0,2 г/л в северных широтах, где осадки преобладают над испарением, до сульфатно-хлоридно-натриево-кальциевого с минерализацией 1,5—2,0 г/л в засушливых районах, где испарение преобладает над осадками.

Содержание радия в речных водах колеблется от $2 \cdot 10^{-13}$ до $4 \cdot 10^{-12}$ г/л. Содержание урана в водах северных рек изменяется от $2 \cdot 10^{-7}$ до $2 \cdot 10^{-8}$ г/л, а в водах южных рек достигает $5 \cdot 10^{-5}$ г/л.

ВОДЫ ОЗЕР

Химический состав вод озер в еще большей степени, чем речных, зависит от климатических условий района и степени проточности.

Содержание радиоактивных элементов (урана и радия) в проточных озерах незначительно и примерно равно содержанию

этих элементов в речной воде. Наоборот, в водах бессточных озер, расположенных в зонах с засушливым климатом и преобладанием испарения над осадками, содержание урана в водах может достигать больших величин — до $4 \cdot 10^{-2}$ г/л. Такие озера при достаточных запасах воды могут представлять промышленный интерес как источник добычи урана.

Содержание радия в воде таких озер вследствие адсорбционных процессов незначительно ($n \cdot 10^{-12}$ г/л). Источником поступления урана в такие озера являются речные и подземные воды, питающие озеро. Основным процессом обогащения является концентрация металла вследствие испарения.

УРАНОВЫЕ И УРАНО-РАДИЕВЫЕ ВОДЫ ОСАДОЧНЫХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД, ОБОГАЩЕННЫХ РАССЕЯННЫМ УРАНОМ

Воды этого типа широко распространены на территории СССР и приурочены к различным комплексам осадочных и метаморфических пород (железисто-силикатным сланцам, песчаникам, обогащенным растительными остатками, соединениями меди, железа и т. д.). По характеру циркуляции они могут быть пластовыми и пластово-трещинными, грунтовыми и напорными. Химический состав вод весьма разнообразен: встречаются как слабо минерализованные гидрокарбонатно-кальциевые воды, так и высокоминерализованные хлоридно-натриево-кальциевые.

В зоне интенсивного водообмена происходит обогащение вод только ураном; обогащения их радием не происходит вследствие слабой минерализации вод и быстрой их циркуляции. В редких случаях в результате образования эманлирующих коллекторов происходит некоторое обогащение вод радоном (до 100 эман).

В более глубоких частях разреза, в зоне затрудненного водообмена, происходит обогащение вод не только ураном, но и радием. При этом с глубиной содержание урана в водах уменьшается, а радия — увеличивается.

УРАНО-РАДОНОВЫЕ И УРАНО-РАДОНО-РАДИЕВЫЕ ВОДЫ

Урано-радоновые и урано-радоно-радиевые воды являются наиболее интересными типами из всех радиоактивных вод. В отличие от вод радоновых и радиевых, имеющих региональное распространение (первые приурочены к областям развития кислых магматических пород, вторые — к области глубоких депрессий, сложенных комплексом различных осадочных пород), воды этих типов, за редким исключением, имеют узко локальное распространение, будучи приурочены к различным месторождениям урановых руд.

Так же как и сами рудные месторождения, эти воды приурочены к центральной и краевой зонам горно-складчатых сооружений (раскрытые и полураскрытые структуры), где в прошлое геологическое время происходила разгрузка ураноносных растворов. В последующее время вследствие тектонических движений гидрогеологические условия краевой зоны могли измениться в сторону создания как более затрудненных, так и более свободных условий для циркуляции современных подземных вод, а также создания окислительно-восстановительных условий, что имеет весьма важное значение для сохранности урановых месторождений, особенно осадочного происхождения.

Вследствие того что формирование радиохимического состава ураноносных вод происходит в зоне уранового оруденения, воды эти отличаются крайне высоким содержанием всех радиоактивных элементов (радоны до 50 000 эман, радия до $9 \cdot 10^{-9}$ г/л и урана до $9 \cdot 10^{-2}$ г/л), но особенно характерно для вод данных типов высокое содержание урана, не свойственное ни одному другому типу радиоактивных вод.

По условиям формирования и радиохимическому составу в данных типах радиоактивных вод можно выделить две группы:

1. Воды зоны окисления гидротермальных урановых месторождений.

2. Воды зоны окисления осадочных урановых месторождений.

ВОДЫ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Воды данной группы приурочены к зоне окисления гидротермальных месторождений урана. Вследствие выщелоченности верхних частей месторождений они вскрываются главным образом горными выработками и только в редких случаях выходят на поверхность в виде источников.

Воды зоны окисления гидротермальных месторождений являются трещинными водами, приуроченными к массивам кислых магматических и осадочно-метаморфических пород или к их контакту с осадочными. Циркуляция вод происходит как непосредственно в пустотах и трещинах рудных тел, так и по зонам тектонического дробления, с которыми связаны рудные образования. Значительная часть вод, в зависимости от направления подземного стока, может выходить за пределы зоны оруденения, растекаясь в верхних частях коры выветривания и способствуя образованию ореола рассеяния месторождения.

Поскольку трещиноватость магматических пород с глубиной резко уменьшается, эти воды обычно характеризуются сравнительно небольшой глубиной циркуляции и низкой температурой, вследствие чего они относятся к типу грунтовых вод. В то же время по зонам тектонических нарушений в пределы месторождений на большую глубину проникают, с одной стороны, атмо-

сферные воды, богатые кислородом, а с другой стороны, воды существенно иного характера — трещинные напорные воды, которые могут иметь повышенную температуру и характеризоваться застойным режимом. В связи с этим форма месторождений радиоактивных вод, образующихся в пределах рудной зоны, может быть различной. В случае глубинных трещинных вод это будут динамические жилообразные и штокообразные тела зон деформаций, а в случае трещинных и трещинно-пластовых грунтовых вод — динамические линзообразные тела зон оруденения. При этом всегда будут наблюдаться переходы одних форм в другие.

Расходы вод, омывающих урановые месторождения, колеблются в широких пределах (от 0,1 до 1000 $\text{м}^3/\text{час}$) и целиком зависят от степени водообильности (трещиноватости) пород, их условий питания и климатических особенностей района. Температура вод тесно связана с колебаниями температуры воздуха, выравниваясь с глубиной.

Воды, омывающие урановые месторождения в настоящее время, формируются за счет атмосферных осадков. Спутниками гипогенных урановых минералов обычно являются сульфиды, интенсивным окислением которых и определяется состав вод.

Рудничные воды представляют собой своеобразный тип подземных вод, связанный с сульфидными месторождениями. Характерной особенностью этих вод является наличие в них свободной серной кислоты, образующейся при окислении сульфидов. Благодаря этому они более агрессивны по сравнению с водами других типов и оказывают большое влияние на растворение, перенос и концентрацию тяжелых металлов.

Изменение сульфидных месторождений в зоне гипергенеза чрезвычайно характерно. Здесь весьма большую роль играет свободный кислород и важнейшими реакциями являются реакции окисления сульфидных минералов. Так как образование сульфидных месторождений происходит в восстановительной среде при наличии свободного сероводорода, то в зоне гипергенеза в присутствии свободного кислорода и уголекислоты сульфидные минералы являются неустойчивыми и заменяются более устойчивыми: сульфатами, карбонатами и окислами.

Серная кислота, образовавшаяся как один из продуктов окисления пирита и халькопирита, является чрезвычайно сильным реагентом и в свою очередь способствует переходу сульфидов в сульфаты и образованию кислых вод ($\text{с pH} < 7,0$).

Скорость окисления сульфидов зависит от многих факторов: температуры среды, химического и газового состава вод, величины поверхности соприкосновения сульфидов с водами, скорости циркуляции воды, растворимости сульфатов. Скорость окисления сильно зависит также от присутствия других сульфидов, так как при наличии в системе двух сульфидов образуется гальвани-

ческая пара. Исследования показали также очень большое окисляющее действие сульфата окиси железа.

Образующиеся в результате окисления сульфидов сульфаты обладают меньшей энергией кристаллической решетки и, следовательно, характеризуются большей растворимостью. В табл. 46 приводится растворимость некоторых сульфатов.

Таблица 46

Растворимость сульфатов тяжелых металлов в водах

Сульфат	Растворимость в г/л	Сульфат	Растворимость в г/л
ZnSO ₄	531,2	CuSO ₄	172,0
MnSO ₄	393,0	Ag ₂ SO ₄	7,7
FeSO ₄	157,0	PbSO ₄	0,041

Растворимость соответствующих сульфидов весьма невелика и изменяется от $0,552 \cdot 10^{-6}$ до $70,6 \cdot 10^{-6}$ молей.

Сульфатная стадия изменения для большинства тяжелых металлов не является конечной: в зоне окисления с течением времени малоустойчивые сульфаты переходят в более устойчивые карбонаты и окислы. В силу высокой растворимости сульфатов они лишь в редких случаях представлены твердыми фазами, для большинства тяжелых металлов сульфатная стадия — это стадия миграции элементов в жидкой фазе.

Интенсивность этой миграции для большей части тяжелых металлов зависит от кислотности среды. В табл. 47 приводятся предельные значения pH, при которых тяжелые металлы могут находиться в растворе, не гидролизуясь.

Таблица 47

Предельные значения pH для гидролиза тяжелых металлов

Элемент	pH	Элемент	pH	Элемент	pH	Элемент	pH
Zn ⁴⁺	2	U ⁶⁺	4,2	Pb ²⁺	6,0	Mn ²⁺	8,8
Sn ⁴⁺	2	Zn ²⁺	5,2	Ni ²⁺	6,7	Mg ²⁺	10,8
Fe ³⁺	2,3 (до 6,6)	Cu ²⁺	5,4	Co ²⁺	6,8		
Th ⁴⁺	3,5	Fe ²⁺	5,5	Hg ²⁺	7,3		
Al ³⁺	4,1						

Увеличение pH, т. е. нейтрализация кислых вод, приводит к осаждению металлов из сульфатных растворов. По А. А. Саукову, это осаждение может быть вызвано:

- 1) взаимодействием растворов с твердыми телами;
- 2) взаимодействием растворов с растворами;

- 3) взаимодействием растворов с газами;
- 4) гидролизом;
- 5) адсорбцией;
- 6) изменением электрохимического потенциала среды.

Таким образом, нисходящие воды, встречая сульфидное оруждение и вызывая переход сульфидов в растворимые сульфаты, обогащаются последними. По сравнению с обычными грунтовыми водами воды, циркулирующие в зоне окисления сульфидных месторождений, минерализованы значительно больше, не говоря уже о содержании тяжелых металлов. Особенно высока минерализация кислых вод (3—5 г/л); по мере перехода от кислых вод к щелочным уменьшается содержание в воде как сульфат-иона, так и некоторых катионов.

Характер рудничных вод не является постоянным для любой природной обстановки, на него влияет целый ряд факторов:

- 1) тип сульфидной минерализации (форма и минеральный состав рудных тел);
- 2) количество и состав поступающих в пределы месторождения подземных вод;
- 3) стадия окисления месторождения;
- 4) петрографический состав рудовмещающих пород.

В процессе гипергенеза гипогенные урановые минералы (настуран $\text{UO}_2 \cdot n\text{UO}_3$), как неустойчивые в термодинамической обстановке поверхностной зоны, претерпевают существенные изменения.

Геохимия урана в зоне гипергенеза определяется:

- 1) степенью устойчивости первичного уранового минерала;
- 2) климатическими условиями района (температура, осадки);
- 3) гидрогеологическими условиями района (степень раскрытости структуры, трещиноватость пород, их водообильность);
- 4) палеогидрогеологическими условиями района (колебания базиса денудации, степень промытости пород, химический состав вод и т. д.);
- 5) литологическим составом пород и их структурой.

Благодаря процессам окисления сульфидов, весьма часто являющихся спутниками гипогенных минералов урана, воды обогащаются сульфатными соединениями, которые резко увеличивают кислотность вод, способствуя растворению урановых соединений и обогащению вод ураном и радием. Уран в этих водах, как указывает В. В. Щербина, находится в форме сернокислых соединений типа UO_2SO_4 , вследствие чего в таких условиях высокая сульфатность вод обычно парагенетически связана с высоким содержанием в воде урана.

Сернокислые соединения являются неустойчивыми: они частично поступают в зону цементации, где восстанавливаются до плохо растворимых соединений типа урановых черней, или переходят в верхней части месторождения в более устойчивые, т. е. менее растворимые, карбонаты, арсенаты, фосфаты и сили-

каты и адсорбируются гидроокислами железа и марганца, или, наконец, вместе с водой удаляются за пределы месторождения.

При искусственном вскрытии вод гидротермальных месторождений урана горными выработками и интенсивном дренаже их происходят, с одной стороны, усиление процессов окисления и, следовательно, растворения сульфидов и гипогенных урановых минералов, а с другой — образование крупных воронок депрессии, в результате чего к горным выработкам устремляются не только воды самих рудных тел, но и воды пород, вмещающих оруденение (особенно при большой трещиноватости и водообильности их); эти воды характеризуются уже существенно иным химическим составом: они относятся к гидрокарбонатно-кальциевому типу, отличаются малой минерализацией и щелочным характером. В результате происходит смешение вод, что приводит к дополнительному выпадению сульфатов урана из раствора.

Высокая сульфатность рудничных вод при наличии в породах баритовых жил, наличие в породах железисто-марганцевых и глинистых отложений создают благоприятные условия для адсорбции радия на стенках водопроводящих трещин и тем самым для обеднения первоначально сильно обогащенных радием вод. Это обуславливает раздельную миграцию урана и радия, нарушение равновесия между ними как в водах, так и в породах.

Значительное содержание в породах радия, вторичная адсорбция его на стенках водопроводящих трещин, высокая эманулирующая способность рудных образований и эманулирующих коллекторов, интенсивный водообмен — все это создает благоприятные условия для усиленного обогащения вод радоном (до 50 000 эман). Характерно, что в водах гидротермальных месторождений урана весьма высокая концентрация радона в водах нередко сочетается с их очень большим дебитом.

Таким образом, при формировании данного типа радиоактивных вод протекает ряд сложных, противоположно направленных процессов: непосредственное растворение урановых минералов, переотложение урановых соединений, выщелачивание радия и его последующая адсорбция, эманирование.

Из всего изложенного становится ясно, что целый ряд факторов: форма, размеры, минералогический состав рудного тела (в том числе и содержание урана и радия в рудах), глубина его эрозии, интенсивность и характер процессов выветривания, трещиноватость и водообильность пород, а также глубина и характер вскрытия месторождения горными выработками, определяет специфические особенности радиохимического состава отдельных гидротермальных месторождений урана.

Выходя за пределы месторождения, подземные воды образуют ореол рассеяния урана и при благоприятных рельефных условиях могут выклиниваться, выходя на поверхность земли. Радиохимический состав вод источников, выходящих в пределах гидротермального месторождения, отражает специфические черты вод

зоны оруденения, с той лишь разницей, что содержание урана и радона в них понижено, а радий вследствие адсорбции обычно отсутствует.

ВОДЫ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Воды осадочных месторождений урана (урано-ванадатов, ураноносных углей и сланцев) являются трещинно-пластовыми водами, приуроченными к зоне уранового оруденения. В зависимости от местных структурных особенностей они могут быть как грунтовыми, так и артезианскими. Для осадочных месторождений урана характерна приуроченность к краевой зоне горных сооружений, осложненной вторичными тектоническими нарушениями. Вследствие этого данный тип месторождений радиоактивных вод представлен или линзообразными и пластообразными телами моноклинальных структур, или линзообразными телами мелких антиклинальных структур.

В зависимости от условий циркуляции, солевого состава пород и степени их промытости химический состав вод осадочных месторождений урана отличается весьма большим разнообразием. Встречаются как сильно минерализованные (до десятков граммов на литр) воды хлоридно-натриево-кальциевого типа, так и пресные гидрокарбонатно-кальциевые.

Для месторождений урано-ванадатов, сохранность которых в течение длительного времени определяется условиями аридного климата и благоприятными структурными особенностями, характерны слабая водообильность пород (дебит источников не превышает долей литра в секунду) и вследствие этого их слабая промытость. Здесь встречаются как высокоминерализованные хлоридно-натриевые воды, так и воды нефтяного типа с значительным содержанием сероводорода (в битуминозных известняках).

Месторождения ураноносных углей также приурочены к областям с аридным климатом и также слабо обводнены, но циркулирующие в них воды имеют иной характер. Это главным образом слабо кислые сульфатно-натриево-кальциевые воды с минерализацией 2—5 г/л, образовавшиеся в результате окисления тонко рассеянного в углях пирита, растворения вторичного гипса и обменных реакций между водами и породами.

Наконец, для месторождений ураноносных сланцев, вследствие интенсивной циркуляции вод во вмещающих их породах, характерны гидрокарбонатно-кальциевый тип вод и небольшая минерализация их, хотя местами бывает повышено содержание сульфатов (наличие пирита).

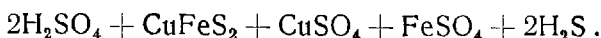
Все осадочные месторождения урана образовались в результате восстановления его из растворов, содержащих тяжелые металлы, в первую очередь железо. Вследствие этого пирит

является парагенетическим спутником первичных соединений урана. Это определяет и благоприятные условия для формирования радиоактивных вод. Довольно хорошая растворимость осадочных руд, особенно в сернокислой среде, способствует переходу в раствор как урана, так и радия. Содержание этих радиоактивных элементов в водах осадочных месторождений значительно (урана до $7,5 \cdot 10^{-3}$ г/л, радия до $2,2 \cdot 10^{-9}$ г/л); от вод гидротермальных месторождений эти воды отличаются большим содержанием радия (высокая минерализация вод, меньшее количество адсорбентов) и меньшим содержанием радона. Как правило, содержание радона в водах осадочных месторождений урана не превышает 200—300 эман и только в редких случаях достигает 3000 эман. Это обстоятельство, очевидно, связано с крайне медленной циркуляцией подземных вод по сети мелких, не связанных между собой трещин.

РАДОНО-РАДИЕВЫЕ ВОДЫ

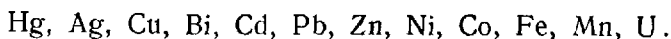
Выше было рассмотрено формирование подземных вод зоны окисления гидротермальных и осадочных месторождений урана. Воды эти, обогащенные всеми тремя радиоактивными элементами: радоном, радием и ураном, обычно вскрываются только горными выработками. Исследование радиохимического состава подземных вод, циркулирующих в зоне первичных руд, при разведке и эксплуатации месторождения практически невозможно, так как при вскрытии рудных тел немедленно начинаются процессы окисления и анализируемые воды, хотя и продолжают омывать первичные минералы урана, по составу уже становятся аналогичными водам зоны окисления. Вследствие этого о радиохимическом составе вод зоны первичных руд можно говорить лишь теоретически.

Опускаясь вниз, растворы, насыщенные сульфатами тяжелых металлов (в том числе и урана), образуют зону цементации, или зону вторичного обогащения. Образование ее обусловлено главным образом обменными реакциями между нисходящими сульфатными растворами и первичными сульфидными рудами; свободный кислород сюда уже не доходит, зато имеется свободный сероводород:

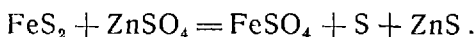
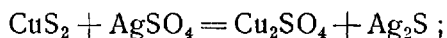


Следовательно, здесь господствует уже восстановительная среда. После израсходования свободной H_2SO_4 растворы перестают быть кислыми и начинается отложение сульфидов и сульфоселей по законам обменных реакций.

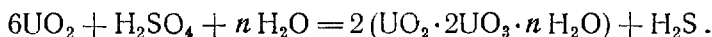
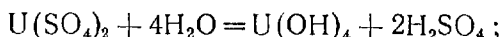
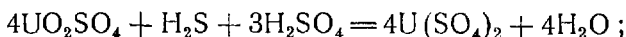
Последовательность выпадения минералов подчиняется эмпирически установленному ряду Шюрмана:



Здесь сульфид вышестоящего металла будет метасоматически замещать сульфид нижестоящего, например:



Сульфаты урана в этой зоне переходят в малорастворимые урановые черни ($\text{UO}_2 \cdot 2\text{UO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$):



Вследствие восстановительного характера среды уран в этих соединениях частично находится в четырехвалентной форме, трудно растворимой в подземных водах.

В зоне цементации тип вод целиком определяется стадией окисления сульфидного месторождения и условиями циркуляции самих вод. На формирование того или иного типа вод влияют следующие факторы:

- 1) растворение сульфатов зоны цементации;
- 2) процессы смешения нисходящих сульфатных кислых вод с гидрокарбонатными водами рудовмещающих пород;
- 3) процесс восстановления сульфатов с образованием свободного сероводорода.

Вследствие этого в начальной стадии окисления месторождения, при интенсивном продвижении вниз кислых сульфатных растворов, в зоне цементации будут циркулировать сульфатные воды с $\text{pH} < 7,0$, а в конечной стадии окисления месторождения — гидрокарбонатные воды, сильно обогащенные сероводородом.

Вследствие слабой миграционной способности урана в восстановительной обстановке подземные воды зоны цементации будут обогащаться преимущественно радием и, кроме того, в результате эманирования руд — радоном. Радиоактивное равновесие в водах будет сдвинуто в сторону радия.

В общем случае глубина зоны цементации определяется глубиной, до которой могут проникать кислые растворы, насыщенные ураном. Ниже идет зона первичных сульфидных и урановых руд. В зоне первичных руд будут, очевидно, циркулировать гидрокарбонатные воды, обогащенные щелочами.

Переход в раствор урана будет происходить в незначительной степени вследствие слабой растворимости урана в восстановительной среде. Поэтому в основном в раствор будет переходить радий (в результате процессов выщелачивания). Кроме того, вследствие процессов эманирования урановых руд подземные

воды будут обогащаться радоном. В то время как в рудах будет наблюдаться радиоактивное равновесие, в подземных водах оно будет резко сдвинуто в сторону радия.

Таким образом, в результате процессов гипергенеза в пределах уранового месторождения образуется своеобразная гидрохимическая зональность, причем определенным геохимическим зонам соответствует свой специфический тип радиоактивных вод.

Самая верхняя зона выщелачивания гидрогеологически соответствует зоне аэрации, а гидродинамически — зоне дренирования. Эта зона лежит выше уровня грунтовых вод и содержит воду только в период просачивания атмосферных осадков. В верхних, приповерхностных частях эта зона почти всегда бывает отмыта от урана, а в нижних частях представлена арсенатами, фосфатами и силикатами урана. Радиоактивное равновесие в рудах всегда резко сдвинуто в сторону радия, поэтому воды обогащаются преимущественно ураном и радоном (урано-радоновые воды).

Нижележащая зона окисления гидрогеологически соответствует зонам колебания уровня подземных вод и насыщения, а гидродинамически — зоне интенсивного водообмена. Как уже указывалось, для этой зоны характерно наличие сульфатных, нередко кислых вод с повышенной минерализацией. Растворение урановых соединений приводит к резкому обогащению этих вод ураном и радием, а высокая эманулирующая способность рудных образований — и радоном (урано-радоно-радиевые воды). Первоначально наблюдавшееся в водах равновесие между ураном и радием ($\frac{Ra}{U} = 3,4 \cdot 10^{-7}$) нередко нарушается вследствие адсорбции радия, с одной стороны, на стенках водовыводящих трещин, а с другой — на продуктах окисления сульфидов (железистые и марганцевые охры), что приводит к созданию высокоэманулирующих коллекторов.

Нижележащие зоны цементации и первичных руд гидрогеологически соответствуют зоне насыщения подземных вод, а гидродинамически — зоне затрудненного и, реже, весьма затрудненного водообмена. Здесь формируются воды, обогащенные радием и радоном (радоно-радиевые воды). Радиоактивное равновесие между ураном и радием сдвинуто в сторону радия.

Рассмотренная выше зональность радиоактивных вод в пределах урановых месторождений описана здесь, конечно, схематически; в природных условиях она может постоянно нарушаться.

Как указывалось выше, все месторождения урановых руд приурочены к центральным и краевым зонам горно-складчатых сооружений, характеризующимся сильным развитием дизъюнктивных тектонических нарушений типа сбросов и разломов. Это обстоятельство создает благоприятную обстановку для вывода вод из зон весьма затрудненного и затрудненного водообмена на поверхность земли. Именно эта обстановка и характерна для

образования минеральных источников (термальных и углекислых), выходы которых всегда приурочены к областям молодых тектонических движений альпийского возраста.

При рассмотрении радиохимического состава термальных и углекислых вод бросается в глаза аномальная радиоактивность целого ряда источников: высокое содержание радия ($n \cdot 10^{-11}$ — $n \cdot 10^{-10}$ г/л) и радона (более 400 эман). До последнего времени воды этих источников относились или к радоновым, или к радоно-радиевым типам, а формирование их объяснялось выщелачиванием радия агрессивной углекислотой и созданием мощных эманулирующих коллекторов вследствие его последующей адсорбции.

Однако против такого предположения имеются некоторые возражения:

1. Все минеральные источники характеризуются довольно быстрой циркуляцией вод (восходящие трещинные воды), а как известно, диффузия радия из капилляров в воду происходит крайне медленно. Вследствие этого даже наличие значительных количеств углекислоты не может создать условий для значительного обогащения вод радием.

2. При рассмотрении различных типов радиоактивных вод было показано, что значительное обогащение радоном и радием наблюдается только в водах, связанных с месторождениями урановых руд. Вследствие этого воды высокорadioактивных минеральных источников были предположительно отнесены к водам зоны первичных руд и восстановления урановых месторождений. Подтверждением этой гипотезы является то обстоятельство, что в районе некоторых таких источников обнаружено или сульфидное оруденение, или ураноносные угли.

Вопрос этот имеет принципиальную важность и требует постановки как экспериментальных работ по физико-химии, так и разведочных работ на источниках.

Гидрогеологические условия формирования, химический и газовый состав вод минеральных источников, связанных с зонами восстановления урановых месторождений, аналогичны условиям формирования и составу обычных термальных и углекислых вод и достаточно подробно описаны в разделе, посвященном радоновым водам глубоких тектонических трещин.

Глава III

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Большая роль природных вод в формировании и разрушении урановых месторождений доказана фактическим материалом. При этом ход указанных процессов зависит от характера оруденений, типов вод и гидрогеологических режимов как в далеком геологическом прошлом, так и в настоящее время. Однако достоверных данных по указанной проблеме накоплено еще крайне мало. Не разработана пока и специальная методика для выявления гидрогеологических условий формирования и разрушения урановых месторождений, хотя попытки решить эту проблему уже делались некоторыми исследователями.

Советские ученые всегда проявляли большой интерес к теоретическим проблемам изучения природных вод в связи с геологической историей полезных ископаемых. Даже в чисто геохимических и минералогических работах, посвященных анализу отдельных природных явлений (глубинных и поверхностных), исследователи стремились дать теоретическое обоснование и объяснение роли водных растворов в процессах растворения, миграции и накопления химических элементов, и в частности урана, в земной коре.

Большой интерес представляют работы В. И. Вернадского, который впервые в истории разработал основы геохимии природных вод и их классификацию. Выделяются геохимические работы А. Е. Ферсмана, разработавшего схему последовательности выпадения урановых соединений по мере охлаждения расплавленной магмы в различные стадии геофаз (надкритическую и гидротермальную). Многие идеи В. И. Вернадского и А. И. Ферс-

мана получили развитие в работах А. А. Саукова, где ряд вопросов по генезису редких элементов рассмотрен по-новому, более углубленно.

Крупнейшие представители советских минералогов С. С. Смирнов и В. Г. Мелков посвятили свои монографические работы изучению процессов рудообразования в зоне гипергенеза.

В работе С. С. Смирнова «Зона окисления сульфидных месторождений» сведен богатейший материал по минералогии гипергенных образований. Он с предельной ясностью объяснил геохимические превращения, которые претерпевают первичные сульфидные руды в зоне выветривания при активном участии природных вод.

В работах В. Г. Мелкова дано изложение общих закономерностей поведения урана в зонах выщелачивания и цементации гидротермальных и осадочных месторождений. Ему принадлежит также заслуга уточнения схемы переноса урана термальными водными растворами, причем убедительно доказано значение железа, присутствующего в растворе, для процессов миграции и выпадения в осадок урановых соединений.

Для познания процессов растворения, миграции и осаждения урана и его парагенетических спутников большое значение имеют работы В. В. Щербины и Ф. В. Сыромятникова.

В. В. Щербина на основании лабораторных исследований обосновал: а) влияние окислительно-восстановительного потенциала на выделение таких элементов, которые в разных условиях окисления образуют ионы различной валентности; б) важность карбонатной среды для растворения и переноса урана и т. п.

Ф. В. Сыромятников предложил для экспериментов с ураном новый аппарат (экзоклав), разработал методику определения растворимости минералов в воде при температуре до 800° и давлении до 1000 кг/см^2 . Им впервые показана возможность объяснения образования месторождений урановых руд отложением их из водного раствора без участия галоидов, солей, сильных кислот и других факторов, которые обычно привлекаются геологами для объяснения этих процессов.

Особое место занимают работы А. Г. Бетехтина, в которых рассматривается комплекс вопросов, связанных с процессами рудообразования тяжелых минералов в термальных водных растворах. Работы А. Г. Бетехтина позволяют расширить понятие о гидротермах и детализировать вопрос о переносе урана водными растворами на основе положений гидродинамики.

Из гидрогеологических работ, посвященных проблеме формирования и разрушения урановых месторождений, заслуживают большого внимания методические руководства Н. К. Игнатовича, в которых, по существу, впервые сделана попытка подойти к решению данной проблемы на основе анализа структурно-гидрогеологических обстановок. В разработанной Н. К. Игнатовичем «радиогидрогеологической классификации геоструктурных эле-

ментов» были выделены основные гидрогеологические типы структур (раскрытые, полураскрытые и закрытые), взаимодействие с которыми природных вод и обуславливает формирование и разрушение концентраций урана. Однако схема, предложенная указанным автором, носит весьма общий характер и не всегда применима к конкретным условиям месторождений урана.

Одновременно с Н. К. Игнатовичем роль подземных вод в формировании и разрушении урановых месторождений гидротермального типа начал изучать в полевых условиях, на конкретных регионах и месторождениях А. В. Щербаков. Им впервые был применен анализ геологической истории подземных вод к определению генезиса урановых месторождений.

Несколько позже этой проблемой стал заниматься А. А. Смирнов, который изучил процесс формирования конкретных месторождений в осадочных породах из подземных вод на газо-нефтеносных структурах (осаждение урана под воздействием сероводорода, выделяющегося при взаимодействии сульфатов кальция и магния с углеводородами).

Даже из краткого рассмотрения основных работ, посвященных отдельным геохимическим вопросам, видно, что советскими учеными много сделано в изучении общих закономерностей поведения урана в природной обстановке и особенно в зонах гипергенеза гидротермальных и осадочных месторождений.

Однако изучению влияния подземных вод на урановые месторождения достаточного внимания уделено не было. Вопрос о роли подземных вод в формировании и разрушении урановых месторождений разработан только предварительно. Он, несомненно, является частью общей проблемы формирования рудных полезных ископаемых, которая также освещена в литературе далеко не полно и должна решаться комплексно коллективом геологов, минералогов, геохимиков, геофизиков и гидрогеологов. Исходя из этого, в данном разделе мы ограничиваемся только принципиальной постановкой вопроса о роли подземных вод в формировании и разрушении урановых месторождений с учетом накопленных фактических данных и разработанного советскими учеными ряда теоретических положений.

В Советском Союзе проблемы геохимии редких элементов, а также общие вопросы гидрогеологии, касающиеся формирования как самих вод, так и их солевого и газового состава, получили значительное развитие. Этого нельзя сказать о палеогидрогеологии как науке, с которой, как и с некоторыми другими науками, должно быть тесно увязано учение о геологической истории урана.

Одной из наиболее сложных проблем палеогидрогеологии является теоретическая реконструкция природных условий, при которых происходило формирование глубинных вод в прошлом. Сложность эта лежит в природе самой воды, характеризующейся

большой подвижностью и изменчивостью своего солевого и газового состава. Разрешить эту проблему можно только в том случае, если подойти к изучению формирования глубинных вод с исторической точки зрения, т. е. проследивая смену геологических событий, оказавших то или иное воздействие на подземные воды (их режим, динамику, солевой и газовый состав и т. п.).

Изучение природных условий показывает, что подземные воды играют и играли в прошлом огромную роль в процессах выщелачивания и растворения горных пород, переноса и перетолжения минеральных солей, дающих начало разнообразным минеральным образованиям.

С деятельностью подземных вод связаны процессы регионального и локального метаморфизма пород, образование стяжений и окаменелостей, развитие в толщах пород карбонатных, гипсовых, кварцевых и других минеральных жил и горизонтов.

Формирование рудообразующих растворов, как и сами процессы полиметаллического и уранового рудоотложения, происходит с участием подземных вод. Где не было в прошлом природных вод, там не может быть и следов этих явлений.

Из анализа имеющихся материалов видно, что природные условия образования, существования и разрушения урановых месторождений находятся в зависимости от совокупности ряда естественно-исторических факторов, к которым можно отнести:

1) геоструктурную обстановку, определяемую характером орогенических и эпейрогенических движений;

2) минералогический состав пород и руд, обогащенных ураном;

3) температуру, связанную с близостью магматического очага;

4) солевой и газовый состав вод;

5) давление;

6) водный режим и т. п.

В общей схеме основные факторы рассматриваются по двум главным этапам геологической жизни урана: 1) формирование урановых месторождений и 2) разрушение урановых месторождений.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ УРАНА

Формирование концентраций урана происходит в следующие три взаимно связанных этапа:

1) обогащение ураном термальных водных растворов;

2) перенос урана термальными водными растворами;

3) выпадение концентрации урана в осадок.

Каждый из указанных этапов обусловлен рядом факторов, способствующих рудообразованию урана.

ОБОГАЩЕНИЕ УРАНОМ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОДНЫХ РАСТВОРОВ

При изучении процессов рудообразования, выявляя и изучая первоисточники интересующего нас металла, в данном случае урана, необходимо учитывать в первую очередь следующие факторы: 1) наличие пород с повышенным содержанием урана, 2) близость этих пород от магматического очага и 3) гидрогеохимические и физические условия.

НАЛИЧИЕ ПОРОД С ПОВЫШЕННЫМ СОДЕРЖАНИЕМ УРАНА

Вопрос об источниках металла в урановых месторождениях гидротермального и осадочного типов окончательно не решен. Обсуждению этой проблемы уделялось большое внимание, но единого мнения пока нет. Большинство исследователей считает, что первоначальным их источником являются магматические породы, с которых и начинается первый этап геологической жизни урана.

Можно утверждать, что глубинные магматические процессы полагают начало возникновению относительно повышенных, но рассеянных концентраций урана только в определенном типе магматических пород. Обычно это кислые интрузии типа гранитов и их дериваты — пегматиты, в которых преобладают калиевый полевой шпат (ортоклаз и микроклин) и кислый плагиоклаз (альбит и олигоклаз).

Как показывают наблюдения, в отдельных районах пегматиты и граниты содержат уран в количестве до $17 \cdot 10^{-4}\%$ и более. В остальных разновидностях магматических пород, как, например, базальтах, диабазах, габбро-диабазах и др., наблюдается пониженный кларк урана (около $1 \cdot 10^{-4}$ — $2,5 \cdot 10^{-4}\%$), и они, естественно, оказывают меньшее влияние на обогащение природных вод ураном.

Повышенное содержание урана могут иметь также некоторые породы метаморфического и осадочного происхождения, особенно образовавшиеся в результате разрушения кислых интрузивных пород. Например, в железистых кварцитах (роговиках и джеспилитах) содержание урана доходит до $18 \cdot 10^{-4}\%$, в аспидных сланцах до $14 \cdot 10^{-4}\%$, в глинах до $9,5 \cdot 10^{-4}\%$ и в песчаниках до $4,5 \cdot 10^{-4}\%$.

Известно, что глубинные магматические процессы не обуславливают образования высоких концентраций урана в остаточных магмах, формирующих урансодержащие пегматиты, граниты и другие кристаллические породы. Образование первичных высоких концентраций урана связывается главным образом с процессами пневматолита и с циркуляцией термальных водных растворов, активность которых обусловлена близостью магматического очага. Рассмотрим кратко его особенности.

БЛИЗОСТЬ МАГМАТИЧЕСКОГО ОЧАГА

Из работ А. Е. Ферсмана и др. видно, что самые крупные и наиболее минерализованные рудные поля с урановыми концентрациями связаны с конечными фазами дифференциации преимущественно кислых пород, т. е. пород гранодиоритового и в особенности гранитного типа.

Последние имеют форму конусообразных тел (батолитов) и представляют собой ответвления от магматических бассейнов. Надо полагать, что эти конусообразные тела создают как бы отдушины для накопления и миграции газообразных и гидротермальных продуктов.

Благодаря внедрению кислой интрузивной магмы природное состояние боковых пород преобразуется. При этом происходит изменение теплового режима глубинных подземных вод, образуются термы и гейзеры, которые в свою очередь прогревают окружающие породы, активизируя тем самым процесс выщелачивания и растворения урана.

Глубинные водные растворы в этот период, очевидно, обогащаются ураном и газами (N_2 , CO_2 , HCl , Cl , H_2S , SO_3 и др.) как путем непосредственного извлечения их из накопившихся при дифференциации магмы газообразных продуктов, так и путем извлечения из водовмещающих пород.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Гидрогеохимические и физические условия в период обогащения ураном водных растворов пока изучены недостаточно. Это объясняется тем, что процессы, приводящие к образованию урановых концентраций, совершаются в глубине земной коры, недоступной для непосредственных наблюдений. Поэтому судить о них приходится только по косвенным признакам.

Фактический материал показывает, что наложение новых магматических процессов на обогащенные рассеянным ураном породы древних магматических циклов (граниты, гранодиориты, пегматиты и др.) и осадочных комплексов является весьма благоприятным фактором для обогащения ураном термальных водных растворов. Воздействие этих растворов на окружающие породы может быть весьма значительным, особенно на больших глубинах и вблизи от магматического очага. Известно, что при высоких температурах и давлениях химическая агрессивность водных растворов резко возрастает¹. Агрессивность водных растворов значительно возрастает также при насыщенности их углекислотой магматического и метаморфического происхождения. Во всех глубинных продуктах CO_2 является важнейшим компонентом, без которого глубинные щелочные водные термы не могли бы растворять и выносить повышенные концентрации урана.

¹ Ими корродируются лучшие сорта нержавеющей и жароупорной стали.

Лабораторными работами установлено, что магматогенные минералы урана представляют собой очень трудно растворимые силикаты в виде ортита $[(Ca, Fe)_2(AlOH)(Al, Ce, Fe)_2(SiO_4)]$, циркона ($ZrSiO_4$), циртолита ($ZrSiO_4 \cdot 2H_2O$)¹ и др., из которых уран может переходить в воднорастворимые формы только при условии разрушения силикатного скелета.

Разрушение силикатного скелета осуществляется лишь при воздействии щелочных вод на породу в окислительных условиях или при наличии углекислоты. На больших глубинах этот процесс связан с восходящими высокотемпературными водными растворами щелочного типа, для которых пути движения открыты более поздними тектоническими подвижками.

Происхождение водных растворов обычно связывают с магматическими процессами. Однако, не отрицая вообще возможности происхождения водных растворов за счет магматических процессов (путем сжижения выделившихся из магмы паров воды и сопровождающих их газов), мы все же должны иметь в виду, что в дериватах магмы вода не может быть в больших количествах.

Если принять во внимание, что осадочные образования сами по себе богаты гравитационной и кристаллизационной водой, то следует признать, что при внедрении в них интрузий термальные водные растворы магматического происхождения должны смешиваться с подземными водами и растворяться в них.

А. Г. Бетехтин в одной из своих работ отмечает, что в процессе обезвоживания и перекристаллизации осадочных образований при региональном метаморфизме должны освобождаться огромные массы воды. Полагая, что значительная часть ее уйдет в начальные стадии метаморфизма, он считает, что остаточная вода метаморфического происхождения в условиях повышенных температур и давлений может приобретать свойства типичных гидротерм.

В ряде случаев и поверхностные воды, опустившиеся на глубину, нагреваются, сильно минерализуются и образуют горячие водные растворы, аналогичные гидротермам магматического происхождения.

ПЕРЕНОС УРАНА ТЕРМАЛЬНЫМИ ВОДНЫМИ РАСТВОРАМИ

Перенос урана на глубине термальными водными растворами обусловлен в основном следующими факторами: 1) геоструктурной обстановкой и гидродинамическими особенностями; 2) гидрогеохимическими и физическими условиями. Рассмотрим кратко эти факторы.

¹ В этих силикатах U^{4+} присутствует в виде изоморфной примеси, находясь в подчиненном количестве

ГЕОСТРУКТУРНАЯ ОБСТАНОВКА И ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Перенос урана термальными водными растворами наблюдается в основном: 1) в области распространения горно-складчатых структур и 2) в межгорных впадинах и предгорных склонах. Структуры первого типа характеризуются распространением преимущественно магматических и метаморфических комплексов пород, структуры второго типа — преимущественно осадочных. Структуры первого типа в прошлом представляли собой области развития вулканической деятельности и широкого распространения термальных углекислых вод. Перенос урана водными растворами происходил при определенных гидродинамических условиях, также обусловленных структурной обстановкой. В первую очередь к таким условиям необходимо отнести: а) подчинение водного потока, направленного к участкам его разгрузки, общей геоструктурной обстановке (синклинальной, антиклинальной, моноклинальной и т. п.); б) наличие в структуре водопроницаемых пород (трещиноватых, пористых, ослабленных контактных зон и т. п.). Движение водных растворов происходило в результате гидродинамического напора, определяемого разницей отметок мест питания и выхода вод на поверхность.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Гидрогеохимические и физические условия, несомненно, являются наиболее важными факторами, влияющими на перенос урана водными растворами. Как известно, уран образует четырехвалентные и шестивалентные соединения, причем в глубинных условиях при недостатке кислорода и высокой температуре (600° и выше) наблюдаются разложение и переход шестивалентного урана в четырехвалентные соединения. В этой последней форме, очевидно, будет находиться главная масса соединений урана термальных водных растворов как в период их обогащения, так, вероятно, и в начальной стадии переноса.

Для выяснения формы соединений большое значение имеет химический состав урановых минералов, которые представлены исключительно окисными (кислородными) соединениями.

В. В. Щербина на основании анализа имеющихся данных по геохимии урана приходит к выводу о миграции урана в термальных водных растворах в виде окисных соединений. Он подчеркивает важную роль уголекислоты, присутствие которой благоприятно для переноса урана в форме углекислых соединений (двойного карбоната урана и щелочей).

Большую роль в этом отношении играют повышенное внешнее давление и наличие в растворе ряда химических соединений, в частности силикатов натрия.

Не исключена возможность переноса урана в форме золь (коллоидных растворов). Об этом в известной степени говорит и коллоидная форма выделения настурана (смоляной обман-

ки), которая свидетельствует также о быстром ходе процесса минералообразования. По данным В. Г. Мелкова, уран в виде коллоида переносится термальными водными растворами в основном в шестивалентном состоянии. В этом состоянии уран может «поддерживаться» двухвалентным железом при рН водного раствора не выше 7. В действительности геохимические условия переноса урана термальными водными растворами более сложны, чем представляется в вышenezложенных схемах, и, несомненно, они еще требуют дальнейшего изучения.

Физические условия мигрирующих водных терм определяются: 1) высокой температурой (порядка 100—400°), что создает обстановку перегретых водных растворов, и 2) выдержанным соотношением внешнего давления и упругости летучих веществ (CO₂, N₂, HCl, HF и др.), которые находятся в растворе.

По данным А. Г. Бетехтина, максимальная глубина, на которой могут возникать термальные водные растворы, не должна превышать 11—12 км, что отвечает максимальному давлению около 3000 ат.

ВЫПАДЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИЙ УРАНА В ОСАДКОВ

Выпадение урана в осадок, так же как и перенос его водными растворами, определяется совокупностью факторов: 1) геоструктурной обстановкой и гидродинамическими особенностями, 2) гидрогеохимическими и физическими условиями.

ГЕОСТРУКТУРНАЯ ОБСТАНОВКА И ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Накопленный в отечественной практике фактический материал показывает, что промышленные концентрации урана локализуются на небольших площадях, которые принято называть рудными полями. В пределах рудного поля, как правило, наблюдается тесная связь скоплений урана с тектоническими нарушениями, где происходят или происходили в прошлом миграция и выпадение в осадок концентраций урана.

Если типичной геоструктурной обстановкой, в которой происходит перенос урана водными растворами на большие расстояния, являются пликативные формы дислокаций (синклинали, антиклинали, моноклинали и др.), где трещиноватость и пористость пород приурочены в основном к отдельным пластам или однородным комплексам пород, имеющих водонепроницаемый покров, то отложение его происходит главным образом по дизъюнктивным нарушениям, секущим породы по восстанию.

Судя по геологическим данным, в постмагматический период в связи с тектоническими процессами возникают трещины скалывания, разрывы или сбросовые нарушения с образованием брекчий с обломками вмещающих пород, а также ослабленные при- контактные зоны.

А. Г. Бетехтин придает также большое значение процессам

раскрытия трещин вследствие механического напряжения, которое возникает в условиях общего охлаждения интрузивов и нагретых в соседстве с ними вмещающих толщ горных пород.

Наблюдения над возрастными соотношениями жил и прожилков одного и того же рудного поля, отличающихся друг от друга по морфологии и генерации, показывают, что процессы уранообразования носят прерывистый (пульсирующий) характер, обусловленный многократным возобновлением разломов и трещин.

Движение водных растворов при выпадении урана в осадок направлено избирательно, преимущественно по восходящим путям (вертикальным и наклонным тектоническим нарушениям и ослабленным контактными зонам), к верхним частям земной коры. Подъем их обуславливается следующими движущими силами: 1) гидродинамическим напором; 2) внезапным парообразованием, когда перегретые при высоком давлении водные массы попадают в зоны меньшего давления и более низких температур, и 3) выделением из растворов при их восходящем движении спонтанных газов. Все остальные силы — капиллярные, вакуумные, диффузионные и др. — играют подчиненную роль.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Процессы, вызывающие выпадение урановых соединений в осадок, изучены еще недостаточно. Но уже сейчас можно сказать, что осаждение урана при разгрузке восходящих водных растворов связано в основном с бурным выделением из них растворенных газов, особенно углекислоты, под влиянием резкого понижения внешнего давления.

При нарушении равновесия происходит выпадение в осадок нормальных карбонатов, обуславливающих устойчивость урана в водных растворах. Химический характер новообразующихся минералов (кальцит, доломит, сидерит) указывает на слабо щелочную или нейтральную среду водных растворов. О слабо щелочной среде свидетельствует то, что, согласно измерениям В. В. Щербины, рН свежесаженного CaCO_3 равен 8,35, а реакция гидролиза протекает в нормальных условиях при рН, равном 9,24.

В парагенезисе с урановыми концентрациями находится самородный висмут, плавящийся при 271° . Следовательно, выпадение урана из термальных водных растворов происходит при сравнительно низкой температуре и обусловлено не столько остыванием, сколько, повидимому, резким падением давления.

Следует отметить, что выпадение урана в осадок может происходить и при других физико-химических процессах. В. Г. Мелковым была предложена схема, по которой процесс выпадения урана из термальных водных растворов протекает по реакции $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$. С последней при понижении рН связана реакция $\text{U}^{6+} \rightarrow \text{U}^{4+}$. Понижение рН водного раствора должно наблюдаться при его подъеме в верхние части земной коры. Образующийся

при этом U^{4+} гидролизуются и выпадают в виде геля гидроокиси урана $[UO_2(OH)_2]_n$.

А. А. Смирнов приводит схему выпадения урана из подземных вод при взаимодействии сульфата кальция этих вод с углеводородами и возникновении сероводорода. Явление интенсивного выпадения урана из различных водных растворов при обогащении их сероводородом и восстановлении U^{6+} до U^{4+} подтверждается экспериментально. Для формирования урановых концентраций по этой схеме наиболее благоприятны осадочные водопроницаемые газо-нефтеносные породы антиклинальных и моноклинальных структур на контактах подземных водных растворов и газо-нефтеносных или газовых залежей.

В заключение этого раздела ниже кратко рассматривается геохимическая диаграмма выпадения из термальных водных растворов минеральных образований, и в частности уранинита и урановой смолки, которое А. Е. Ферсманом гипотетически связывается с пегматитовыми процессами.

По А. Е. Ферсману, накопление и выпадение урана происходит в три взаимосвязанных этапа.

В первый этап (эпимагматический) выпадает уранинит при весьма высоких температурах—примерно $700-650^\circ$ (фазы С—D). Во второй этап (пневматолитический) выпадают уранинит при температуре $675-525^\circ$ (фазы E—F) и урановая смолка при температуре $525-400^\circ$ (фазы F—G). В третий этап (гидротермальный) выпадает только урановая смолка при температуре $250-150^\circ$ (фазы I—K).

Фактический материал, полученный в последние годы при разработке урановых месторождений гидротермального типа, а также экспериментальные исследования советских ученых позволяют уточнить представления А. Е. Ферсмана об этапах выпадения урана.

Следует отметить, что наши сведения о температурах выпадения урана из водных растворов весьма ограничены. Однако можно утверждать, что наиболее концентрированные соединения урана как в виде уранинита (UO_2 , кристаллической формы), так и в виде урановой смолки ($kUO_2 \cdot lUO_3$, аморфной формы) связаны с деятельностью термальных водных растворов, имеющих температуру $400-37^\circ$.¹

Это находит подтверждение в наличии:

1) псевдоморфоз по ураниниту в гидротермальных образованиях Катанги;

2) кристаллического (октаэдри) уранинита в типично гидротермальном месторождении Мексики (Пласер де Гваделупа в провинции Чихуахуа);

¹ По международной бальнеологической классификации границей между термальными и субтермальными водами принята температура человеческого тела (37°).

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ УРАНА

(по А.В. Щербакову)

Таблица 48

[illegible]

3) мелких кубиков уранинита в некоторых кобальто-арсенидо-висмута-серебряных месторождениях;

4) связи урановых минералов ряда месторождений с процессами карбонатизации; при этом карбонат представлен в основном доломитом и анкеритом, а уран — кристаллическим и скрытокристаллическим колломорфным уранинитом и аморфной урановой смолкой (настураном).

Экспериментальные работы Ф. В. Сыромятникова также подтверждают возможность формирования уранинита в гидрогермальных условиях. Он показал, что при высоком давлении CO_2 (порядка нескольких сот атмосфер) температура выпадения основной массы уранинита из водных растворов определяется в 300° . Большое влияние на образование концентраций урана оказывает среда. По мере движения водных растворов по трещинам и порам вмещающих пород происходит взаимодействие водных растворов с породами, при этом состав растворов меняется. С изменением состава водных растворов резко меняются и условия выпадения урана.

Фактический материал показывает, что выпадение урана из термальных водных растворов приурочено в основном к трем термальным фазам (табл. 48):

1) высокотемпературной ($400\text{—}300^\circ$); в этот период происходит интенсивное выпадение уранинита, кальцита, доломита, кварца (горного хрусталя), полевого шпата (адуляра) и др.;

2) среднетемпературной ($175\text{—}100^\circ$); к второй фазе относится образование уранинита, настурана, уранофана, кальцита, сидерита, кварца (халцедона и аметиста), хлорита и др.;

3) низкотемпературной ($95\text{—}37^\circ$); к третьей фазе деятельности термальных вод должно быть отнесено выпадение настурана, урано-ванадатов, ураноносных углей, сланцев, сульфидных минералообразований (пирит, марказит, галенит, халькопирит и др.) и известковых туфов (травертины).

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ РАЗРУШЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ УРАНА

ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ О СООТНОШЕНИИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗОН С ГЕОХИМИЧЕСКИМИ

Исходя из характера циркуляции подземных вод в земной коре можно выделить пять взаимосвязанных вертикальных гидрогеологических зон: 1) зону аэрации; 2) зону колебаний (сезонных и многолетних) уровня грунтовых вод; 3) зону свободного сообщения подземных вод с земной поверхностью; 4) зону затрудненного водообмена и 5) зону весьма затрудненного водообмена. Характеристика этих зон дана в главе I.

В породах земной коры выделяются четыре геохимические зоны, известные в литературе под следующими названиями:

1) зона выщелачивания; 2) зона окисления; 3) зона вторичного обогащения руд (зона цементации) и 4) зона первичных руд (табл. 49).

Геохимические зоны сопоставляются с гидрогеологическими следующим образом.

Зона выщелачивания соответствует зоне аэрации. В этой зоне наиболее интенсивно происходят процессы разложения и выщелачивания горных пород, содержащих, в частности, уран.

Зона окисления соответствует зоне колебания уровня подземных вод и зоне свободного обмена подземных вод с земной поверхностью. Здесь происходят процессы энергичного окисления, выщелачивания и растворения минералов. Урановые минералы большей частью встречаются в виде переотложенных сульфатов, карбонатов, а также гидроокислов, арсенатов и фосфатов. Настуран и уранинит, как правило, отсутствуют.

Зона вторичного обогащения (зона цементации), характеризующаяся окислительно-восстановительной геохимической обстановкой, соответствует гидрогеологической зоне затрудненного водообмена. В этой зоне, по В. Г. Мелкову, происходят процессы окисления UO_2 в UO_3 (U_3O_8) и выщелачивания урана, сопровождающиеся дезинтеграцией настурана и образованием остаточных урановых черней, а также процессы восстановления урана с образованием регенерированных урановых черней.

Зона первичных руд соответствует зоне весьма затрудненного водообмена. В условиях этой зоны горные породы и первичные руды могут содержать урановые минералы в виде настурана и уранинита.

Следует иметь в виду, что границы зон в связи с возможным изменением ряда естественно-исторических факторов (климата, морфологии, режима подземных вод и др.) меняются. Понижение уровня подземных вод иногда приводит к резкому разложению и выщелачиванию первичных и вторичных урановых минералов. Могут быть и такие случаи, когда участок сложен плотными водонепроницаемыми породами, где воды отсутствуют вообще или были в небольшом количестве и сдrenированы. В этих условиях нижние зоны выпадают из общей геохимической схемы.

Интенсивность процессов разложения, окисления и переотложений рудообразующих урановых минералов и отчетливость в проявлении геохимических зон зависят от совокупности многих факторов. Эти факторы можно подразделить на две группы: группу общих, или региональных, факторов, оказывающих влияние на обширные территории, и группу факторов местных, или локальных, присущих лишь отдельным месторождениям или участкам.

Из общих факторов основное значение имеют климатическая обстановка и особенности морфологии, геологической структуры, гидродинамики, гидрохимии и геохимии. К местным факторам

Геохимическая зона	Гидрогеологическая зона	Группа общих, или региональных, факторов													
		Климатическая обстановка			Морфологические особенности	Геолого-структурные особенности		Гидродинамические особенности		Гидрохимические и газовые особенности			Геохимические особенности		
		Физическое выветривание	Осадки	Испарение		Степень гидрогеол. раскрытости структуры	Характер гидрогеологической раскрытости структуры	Скорость движения вод	Характер динамики вод	Качество вод	Основные типы вод по химическому составу (формула Курлова)	Газовый состав	Типы обстановок	Электропотенциал в мВ	
Зоны гипергенеза	Зона окисления	Зона аэрации (зона временного просачивания вод)	Сезонные и суточные колебания температуры (высыхание, увлажнение, замерзание и оттаивание), разрыхляющее действие корней растений			Овраги, котловины, провалы, воронки, долины (эолового, денудационного-эрозийного, карстового, тектонического происхождения)	Раскрытые структуры	Комплексы пород (массивы, пласты и жилы) характеризующиеся: а) залеганием выше местного базиса эрозии; б) выходом на земную поверхность; в) перекрытием водопроницаемыми породами и т. п.	1—25 м/сут и более	Движение вод интенсивное (подземный сток формируется преимущественно за счет атмосферных вод)	Пресные воды Соленые воды	Гидрокарбонатно-сульфатные $M_{0,1-0,5} \frac{HCO_3SO_4}{CaNa}$ Сульфатно-гидрокарбонатные $M_{0,3-1,0} \frac{SO_4HCO_3}{NaCa}$ Сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные $M_{1,0-3,0} \frac{SO_4HCO_3Cl}{NaCaMg}$ Сульфатно-хлоридные $M_{1,0-5,0} \frac{SO_4Cl}{NaCa}$	O ₂ воздушного происхождения; H ₂ S биогенного происхождения То же	Окислительная	Выше +250
		Зона свободного обмена подземных вод с земной поверхностью													
Зоны катагенеза	Зона вторичного обогащения руд (зона цементации)	Зона затрудненного водообмена					Частично раскрытые структуры	Комплексы пород (массивы, пласты и жилы) характеризующиеся: а) залеганием между местным и региональным базисами эрозии; б) глубоким залеганием от поверхности земли и плохой фильтрующей способностью верхних слоев, в) наличием тектонических нарушений (разломов, ослабленных зон мощностью до 1 000—1 500 м и т. д.)	Медленное движение	Движение вод замедленное (подземный сток затруднен)	Пресные воды Соленые воды	Сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридные $M_{0,2-1,0} \frac{SO_4HCO_3Cl}{CaMgNa}$ Гидрокарбонатно-хлоридные $M_{0,3-1,0} \frac{HCO_3Cl, HCO_3Cl}{CaNa, NaCa}$ Сульфатно-хлоридные $M_{3,0-6,0} \frac{SO_4Cl}{NaMgCa}$ Хлоридно-сульфатные $M_{3,0-10,0} \frac{ClSO_4}{NaMg}$ Хлоридно-натриевые $M_{10-50} \frac{Cl}{Na}$ и др.	C ₂ O (воздушного и метаморфического происхождения); CH ₄ , H ₂ S (биогенного происхождения)	Окислительно-восстановительная	От +250 до—0
		Зона весьма затрудненного водообмена					Закрытые структуры	Комплексы пород (массивы, пласты и жилы), характеризующиеся: а) залеганием ниже регионального базиса эрозии; б) сплошным перекрытием водоупорными (непроницаемыми) породами	Весьма медленное движение	Движение вод весьма медленное (подземный сток проявляется лишь в масштабе геологического времени). На некоторых участках возможно практическое отсутствие механического движения вод	Рассолы	Хлоридно-натриевые $M_{50-300} \frac{Cl}{Na}$ Хлоридно-натриево-кальциевые $M_{50-300} \frac{Cl}{NaCa}$ Хлоридно-натриево-кальциево-магниевые $M_{50-300} \frac{Cl}{NaCaMg}$	CO ₂ (метаморфического происхождения); CH ₄ , H ₂ S (биогенного происхождения)	Восстановительная	От 0 до —150 и ниже

относятся минералогический состав рудных тел и рудовмещающих пород, их структурные, текстурные особенности и физическое состояние (степень водопроницаемости и характер пористости, закарстованности, кавернозности, трещиноватости), условия залегания и форма рудного тела.

ОБЩИЕ, ИЛИ РЕГИОНАЛЬНЫЕ, ФАКТОРЫ

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Роль климата как фактора, определяющего характер и ход процессов, протекающих в поверхностных частях земли, в частности процессов выветривания ураноносных пород, огромна.

Среди климатических факторов различают физическое выветривание, осадки и испарение.

Физическое выветривание выражается в раздроблении и изменении пород, что ведет к их непосредственному разрушению. Основными факторами физического выветривания являются сезонные и суточные колебания температур и связанные с ними процессы периодического высыхания и увлажнения, замерзания и оттаивания пород.

Физическое выветривание преобладает в пустынях с сухим и континентальным климатом, а также в полярных областях с континентальным и сухим, но холодным климатом. Глубина, на которую распространяется физическое выветривание, а следовательно и глубина растворения из пород урана, колеблется от нескольких сантиметров до 40—100 м.

Большое значение для процессов окисления имеет количество осадков, выпадающих в данной местности. Атмосферные осадки, попадая в земную кору, опресняют подземные воды, что ведет к повышению интенсивности выветривания горных пород, а также к разубоживанию рудных тел в отношении урана. Кроме того, инфильтрующиеся воды в зоне аэрации выщелачивают многочисленные элементы, в том числе и радиоактивные.

В областях с сухим климатом наблюдаются процессы выпадения солей при быстром испарении поверхностных и подземных вод.

Работами ряда советских и зарубежных исследователей установлено, что зона окисления наиболее хорошо выражена на территории с тропическим и умеренным климатом. Чем больше осадков и чем выше температура воздуха того или иного района, тем сильнее развита зона окисления. В то время как на севере, в районе Б. Медвежьего озера, первичные минералы урана выходят на дневную поверхность, на юге, на месторождении в Катанге, зона окисления достигает 500 м.

Зона цементации имеет четкие границы в условиях сухого, тропического и умеренного климата и принимает расплывчатые формы во влажном климате.

Рассмотрим кратко процессы разрушения сульфидных и бессульфидных месторождений урана в различных климатических условиях.

Бессульфидные месторождения урана характеризуются щелочным характером омывающих их вод. В умеренном климате процессы окисления настурана приводят к интенсивному выносу урана за пределы месторождения и образованию слабо выраженной зоны вторичных урановых минералов (гидроокисей, карбонатов и силикатов), как, например, гуммита и уранофана. В засушливом климате окисление настурана в бессульфидных (железистых) месторождениях урана приводит к частичному выносу его за пределы месторождения и интенсивному адсорбированию гидроокислами железа и марганца зоны окисления.

Сульфидные месторождения урана характеризуются обычно кислым характером омывающих их вод, однако в условиях жаркого и очень влажного тропического климата с щелочным выветриванием пород окисление первичного настурана происходит в щелочной среде. В результате процессов окисления создается мощная зона окисления, представленная (месторождение в Катанге) в нижней части — гидроокисями и уранатами: беккерелитом $2\text{UO}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, скупитом $4\text{UO}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ и кюрином $2\text{PbO} \cdot 5\text{UO}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, в средней части — ураносиликатами: казолитом $\text{Pb}(\text{UO}_2)\text{SiO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, соддиитом $12\text{UO}_3 \cdot 5\text{SiO}_2 \cdot 14\text{H}_2\text{O}$ и уранофаном и в верхней части — уранофосфатами: парсонситом $\text{Pb}_2(\text{UO}_2)(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, торбернитом $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ и т. д.

Наиболее детально геохимия урана в зоне гипергенеза сульфидных месторождений изучена В. Г. Мелковым для условий засушливого климата.

Вскоре после своего отложения уран в результате процессов окисления в верхних частях месторождения переходит в рыхлые так называемые «остаточные черни» $\text{UO}_2 \cdot 2\text{UO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, способные растворяться в воде в условиях окислительного водообмена. Кроме того, образующиеся вследствие окисления сульфидов кислые сульфатные растворы (а отчасти и растворы мышьяковой кислоты) способствуют переходу настурана в легко растворимые сернокислые соли типа сульфатуранила UO_2SO_4 .

Растворы UO_2SO_4 в большей своей части выходят за пределы месторождения в виде комплексных сернокислых солей уранила и щелочей или в виде также хорошо растворимых, но более устойчивых двууглекислых солей типа $\text{Na}_4\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3$. Кроме того, растворы UO_2SO_4 могут частично опуститься в зону цементации, где они подвергаются восстановлению сероводородом с образованием «вторичных, или регенерированных, черней».

Растворы UO_2SO_4 , не опустившиеся в зону цементации, в условиях недостатка влаги могут выпадать в виде сульфатных минералов: иоганнита $2(\text{UO}_2)\text{SO}_4 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, циппента $(\text{UO}_2)_2(\text{OH})_2\text{SO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ и др. Однако это бывает крайне редко.

Сульфатная стадия миграции урана — это миграция в воде в виде воднорастворимых сульфатов. В условиях же достаточного количества влаги UO_2SO_4 реагирует с мышьяковой, фосфорной и кремневой кислотами, образуя трудно растворимые соединения типа цейнерита $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$, ураноспинита $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{AsO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, огенита $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, слюдок смешанного состава, казолита $\text{Pb}(\text{UO}_2)\text{SiO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, трегерита $(\text{UO}_3)(\text{AsO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$, торбернита $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ и люминесцирующих гиалитов.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Морфологические особенности местности связаны с деятельностью тектонических и эрозионных процессов, определяющих образование различных форм рельефа и глубину зеркала грунтовых вод.

К наиболее типичным полым (отрицательным) формам рельефа относятся овраги, котловины, воронки, долины (эолового, денудационно-эрозионного, карстового или тектонического происхождения). Перечисленные формы рельефа оказывают существенное влияние на дренаж грунтовых вод, понижая или повышая их уровень и тем самым увеличивая или уменьшая глубину зон выщелачивания и окисления. Глубина и самое наличие этих зон зависят также от продолжительности и скорости эрозии рельефа и процессов выщелачивания и окисления.

В природных условиях встречаются следующие типичные случаи:

1) эрозия идет быстрее процессов выщелачивания и окисления, и на поверхность выходит зона первичных руд (сильно расчлененный горный рельеф);

2) окисление доходит полностью до зоны затрудненного водообмена, и на поверхность выходят окисленные руды (пенеплен).

Кроме того, могут быть и другие случаи, определяемые конкретными естественно-историческими условиями местности.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ И ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Степень раскрытости геологических структур имеет огромное значение в разрушении и формировании концентраций урана.

Понятие «степень гидрогеологической раскрытости геологических структур» объединяет всю совокупность условий, определяющих большую или меньшую легкость или полную невозможность проникновения поверхностных вод в различные горизонты водоносных пород, а также выходов подземных вод на поверхность земли.

Оценивая геоструктурные особенности земной коры по степени их гидрогеологической раскрытости, можно различать, согласно классификации Н. К. Игнатовича, следующие три типа структур:

- 1) раскрытые, 2) полураскрытые, или частично раскрытые, и
- 3) закрытые.

Рассмотрим кратко характер гидрогеологической раскрытости структур применительно к условиям известных нам регионов.

Раскрытые структуры или их элементы объединяют комплексы пород (массивы, пласты и жилы), характеризующиеся:

- 1) залеганием выше местного базиса эрозии;
- 2) выходом на земную поверхность;
- 3) перекрытием водопроницаемыми породами и т. п.

Гидродинамические особенности раскрытых структур определяются интенсивным движением подземных вод. Скорости движения вод доходят до 25 м/сутки и более. Формирование подземного стока происходит преимущественно за счет атмосферных осадков.

К этому типу структур можно отнести, например, горно-складчатые области или весьма эродированные участки.

Имеющиеся данные показывают, что в пределах раскрытых структур процессы выветривания достигают значительной глубины и интенсивности. Все это определяет неблагоприятные условия сохранения здесь концентраций урана. Следует отметить, что в условиях раскрытых структур растворение урановых минералов и вынос урана распространяются до значительных глубин, опережая процесс разрушения других породообразующих минералов.

Полураскрытые структуры или их элементы объединяют комплексы пород (массивы, пласты и жилы), характеризующиеся:

- 1) залеганием между местным и региональным базисами эрозии или на брахиантиклиналях и куполовидных поднятиях;
- 2) глубоким залеганием части пород от поверхности земли и плохой фильтрующей способностью пород;
- 3) наличием тектонических нарушений (разломов, ослабленных зон мощностью до 1000—1500 м) и т. д.

Движение вод в полураскрытых структурах замедленное (подземный сток затруднен).

Локально полураскрытые структуры бывают менее эродированными и разрушенными. Кроме того, в местах перекрытия молодыми осадками древние породы на таких структурах могут оказаться менее выщелоченными и, следовательно, при прочих равных условиях относительно более перспективными на уран.

Закрытые структуры объединяют комплексы пород (массивы, пласты и жилы), характеризующиеся:

- 1) залеганием ниже регионального базиса эрозии;
- 2) сплошным перекрытием водоупорными (непроницаемыми) породами и т. п.

Движение вод в закрытых структурах весьма затрудненное, а режим весьма замедленный (подземный сток проявляется лишь в масштабе геологического времени). Иногда породы закрытых

структур, особенно кристаллических массивов, могут находиться в условиях безводного или маловодного режима, что особенно благоприятствует сохранению ураноносных залежей.

ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Процессы разрушения (выветривания) и формирования концентраций урана при вторичном обогащении тесно связаны с химическими и газовыми особенностями подземных вод.

В условиях земной поверхности вода, содержащая кислород и углекислоту, принимает наиболее активное участие в разнообразных процессах выветривания, изменяя при этом состав и свойства урансодержащих пород.

Работами советских ученых установлено, что на урановых месторождениях резко проявляются два типа выветривания: 1) выветривание кислыми реагентами и 2) выветривание щелочными реагентами. При выветривании жил гидротермального происхождения, содержащих сульфиды (пирит, халькопирит, кобальтин и др.), образуется серная кислота, которая растворяет окислы урана, переводя их в водный раствор. При выветривании под воздействием щелочных реагентов, заключающемся в окислении четырехвалентного урана (U^{4+}) до шестивалентного (U^{6+}), при отсутствии сульфидов, но наличии углекислоты, шестивалентный уран переходит в раствор в виде двойного карбоната урана.

По данным В. В. Щербины, перенос урана в водных растворах может происходить в окисленной зоне в следующих формах:

- 1) в форме сернокислого уранила UO_2SO_4 ;
- 2) в форме углекислых соединений UO_2CO_3 и, в частности, в форме $Na_4UO_2(CO_3)_3$;
- 3) в форме золей гидроокиси $UO_2(OH)_2$;
- 4) в форме комплексных солей органических кислот почвы.

Анализируя гидрогеологическую обстановку переноса и перетолжения урана, В. В. Щербина отмечает, что сульфаты урана являются очень неустойчивыми и при $pH = 4,2$ и более выпадают в осадок (урановые охры). Наоборот, карбонатный уран, особенно в виде двойного карбоната урана, довольно устойчив в нейтральных и слабо щелочных водных растворах, что способствует переносу урана в зоне разрушения.

Уран может переноситься в растворах также в коллоидном состоянии, в форме золя. Эти золи легко адсорбируются как коллоидной кремнекислотой в форме люминесцирующих гялитов, так и глинистыми осадками.

Наконец, последней формой, в которой уран может переноситься в растворах, являются комплексные соли органических кислот урана.

Следует отметить, что в присутствии многих органических (гуминовых) кислот некоторые соли урана являются трудно растворимыми, тогда как в присутствии щелочных гуматов и гуматов окиси железа большинство из них очень хорошо растворимы. Наличием органических кислот можно объяснить отсутствие урановых минералов на поверхности урановых месторождений, где наблюдается повышенная влажность и сильно развит растительно-почвенный покров. Здесь урановые минералы растворяются почвенными кислотами и уносятся грунтовыми водами в реки и водоемы.

В обстановке растворения и разрушения урановых оруденений воды имеют высокий окислительно-восстановительный потенциал, примерно от $+250$ до $+750$ мв и выше.

При поступлении подземных вод, циркулирующих в верхней части земной коры из одного горизонта в другой, процессы разрушения концентраций урана и переноса его водами могут в значительной степени затормозиться. Это может иметь место при поступлении вод из резко окислительной в окислительно-восстановительную обстановку, когда окислительно-восстановительный потенциал резко снижается от $+250$ до 0 мв. При этом, если содержащие уран воды опускаются из зоны свободного водообмена в зону затрудненного водообмена, соответствующую зону цементации, где существует окислительно-восстановительная обстановка, воды теряют часть урановой минерализации.

Главными осадителями урана являются органические остатки. Процесс осаждения ими урана происходит главным образом в резко восстановительной обстановке, где окислительно-восстановительный потенциал вод колеблется от 0 до -150 мв и ниже, и заключается в восстановлении ими шестивалентного урана до четырехвалентного с одновременно протекающим гидролизом. К наиболее сильным осадителям урана можно отнести разлагающиеся органические соединения (древесные остатки, битумы и др.), причем наряду с осаждением урановой черни могут происходить процессы адсорбции урановых соединений каустобиолитами.

Значительно более затруднена миграция урана в верхней части земной коры пустынно-засушливых районов, отличающихся слабо развитым почвенным покровом, недостатком гуминовых кислот в почве и щелочным характером выветривания. Здесь в зоне окисления урановых месторождений развивается большое число вторичных урановых минералов (месторождения вторичного обогащения). Ярким представителем месторождений этого типа являются урано-ванадатные (карнотитовые) месторождения, образовавшиеся в результате окисления первичных низших окислов урана и ванадия, в форме которых они выпали в осадок среди известняков и песчаников, богатых органическим веществом.

МЕСТНЫЕ, ИЛИ ЛОКАЛЬНЫЕ, ФАКТОРЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ РУДНЫХ ТЕЛ И РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Минералогический состав рудных тел является одним из наиболее важных факторов, определяющих скорость выветривания и разрушения месторождений урана.

Советскими учеными установлено, что при одинаковых внешних условиях устойчивость урановых и других рудных минералов зависит от их химического состава, структуры кристаллической решетки, ее энергии и распределения этой энергии по отдельным частям решетки. Установлено также, что преобразование минералогического состава рудных тел и вмещающих их пород особенно энергично протекает в зоне поверхностного выветривания, в условиях меняющихся увлажнения, температуры, содержания кислорода, углекислоты и т. п. К наиболее нестойким составляющим коры выветривания относятся прежде всего минералы, растворимые в воде: ураносульфаты (иоганнит, циппеит), уранокальцит, сульфаты меди и железа и другие, образовавшиеся при разложении первичных минералов в процессе химического выветривания.

Экспериментальных данных относительно устойчивости первичных урановых минералов (уранинита, настурана и др.) у нас нет, но, судя по их хорошей растворимости в воде, их можно отнести к нестойким минералам. К группе нестойких минералов относятся также сульфиды, встречаемые часто в составе рудных минералов месторождений урана.

При окислении дисульфидных минералов (пирротина, пирита, марказита и др.) или их аналогов в водах появляется H_2SO_4 , играющая ведущую роль в окислении других минералов, а также в переносе большинства тяжелых металлов.

К умеренно устойчивым минералам можно отнести уранофосфаты и ураноарсенаты меди (ураноспинит, цейнерит и др.), урано-ванадаты (тюямунит, карнотит) и их спутники — карбонаты бария (витерит) и карбонаты кальция (кальцит). При этом следует иметь в виду, что растворимость карбонатов бария и кальция в зависимости от содержания в воде углекислоты может сильно колебаться.

К группе устойчивых и весьма устойчивых минералов, трудно изменяющихся в присутствии воды, следует отнести ураносиликаты (уранофан, казолит), уранофосфаты и ураноарсенаты кальция (отенит, ураноспинит и др.). К этой группе условно можно отнести и такие рудные минералы, как арсенат железа (скородит), карбонаты меди (малахит, азурит) и свинца (церуссит), а также гидроокислы железа (лимонит) и др.

Фактические данные показывают, что скорость окисления и растворения различных минералов урановых руд различна, но

этот вопрос, весьма важный для поисков урановых концентраций, а также для оценки перспективности месторождений, изучен пока слабо и, несомненно, требует дальнейшей углубленной проработки.

Минералогический состав рудовмещающих пород является весьма важным фактором, во многом определяющим интенсивность и глубину выветривания, а также связанного с ним разрушения и разубоживания концентраций урана.

Накопленный фактический материал показывает, что кора поверхностного выветривания достигает большой мощности лишь: 1) в химически неустойчивых, в первую очередь в карбонатных и карбонатизированных, породах и 2) в условиях, благоприятных для проникновения в породы агентов выветривания, например в пористых, трещиноватых и тектонически раздробленных породах. При отсутствии этих условий, например в плотных нетрещиноватых изверженных породах или в химически устойчивых песчаниках, кора поверхностного выветривания развивается весьма слабо.

Известны примеры, когда карбонатные и карбонатизированные породы, вмещающие урановые тела, подверглись в прошлом интенсивному поверхностному выветриванию, что привело к карстообразованию, разрушению и разубоживанию урановых тел на большую глубину (местами до 250—300 м и более). Совсем по-другому в тех же природных условиях ведут себя плотные альбитизированные сланцы, железистые кварциты (роговики, джеспилиты и др.), трудно поддающиеся выветриванию. Среди них концентрации урана встречаются на глубине 60—110 м от поверхности земли.

Имеющиеся данные позволяют уже в настоящее время группировать наиболее типичные минералы рудовмещающих пород по степени их относительной устойчивости против химического выветривания (см. табл. 49).

К мало устойчивым минералам относятся основные плагиоклазы (анортит, битовнит), оливины (форстерит, фаялит, собственно оливин). Однако присутствующее в них закисное железо, окисляясь, может выделяться в виде устойчивого в коре выветривания бурого железняка ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), вызывая ожелезнение выветрелых пород. Мало устойчивыми минералами являются также легко растворяющиеся в воде гипс и ангидрит и в особенности хлористые, сернокислые и углекислые соли натрия и калия (галит, карналлит и др.).

В группу умеренно устойчивых минералов попадают амфиболы (куммингтонит, тремолит), пироксены (гиперстен, эгирин), карбонат кальция (кальцит), карбонат бария (витерит) и др.

К устойчивым и весьма устойчивым минералам можно отнести кремнеземы (кварц, опал и др.), некоторые слюды (мусковит), калиевые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин), кислые плагиоклазы (альбит, олигоклаз) и др.

СЛОЖЕНИЕ РУДНЫХ И РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Под сложением рудных и рудовмещающих пород надо понимать совокупность признаков, обусловленных их структурой и текстурой. Структурами называют те элементы строения, которые определяются формой и величиной составных частей породы, а текстурами — те, которые определяются их расположением.

Значение структурных и текстурных признаков с точки зрения устойчивости рудных и рудовмещающих пород под воздействием разнообразных агентов выветривания огромно. Однако изучению этого вопроса до сих пор уделялось мало внимания.

Наиболее четко роль структуры как фактора устойчивости против выветривания выявлена в магматических рудовмещающих породах. Например, породы крупнозернистые, с крупными порфиоровыми выделениями, особенно если они состоят из легко растворяющихся или разлагающихся минералов, и породы с наличием нераскристаллизовавшихся участков — стекловатые породы — слабее других противостоят выветриванию, т. е. имеют повышенную разрушаемость. Наоборот, породы мелко- и равнозернистые, плотные оказываются более устойчивыми против действия агентов выветривания.

Структурные признаки метаморфических пород с точки зрения устойчивости пород при выветривании близки к предыдущим, в то время как текстурные признаки метаморфических пород менее благоприятны для устойчивости последних. Практика показала, что полосчатое расположение минералов, наблюдаемое у таких метаморфических пород, как, например, гнейсы или сланцы, сообщает породам водопроницаемость, снижая тем самым их устойчивость при выветривании.

С рассматриваемой точки зрения структурные и текстурные признаки имеют особенно большое значение для осадочных образований. Однако количественной зависимости устойчивости этих образований, так же как и для магматических и метаморфических пород, пока не установлено. Эти вопросы требуют специального изучения.

ФИЗИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ПОРОД

Физическое состояние рудных, рудовмещающих и покровных пород в значительной степени зависит от наличия в них пор и пустот, обуславливающих, наряду с другими факторами, скорость разрушения месторождений урана, особенно при участии подземной воды.

Высокая некапиллярная пористость и пустотность облегчает передвижение в породах подземной воды, часто растворяющей и выщелачивающей как породы, так и возможные концентрации урана. Зависимость водопроницаемости пород от характера их пористости, кавернозности, закарстованности и трещиноватости

изучена весьма слабо. Поэтому вполне определенных суждений по данному вопросу высказать в настоящее время не представляется возможным.

Можно только отметить, что для крупнообломочных пород — галечника, гравия, крупного песка — характерна высокая водопроницаемость, постепенно падающая с уменьшением размера частиц. Начиная с песков, водопроницаемость пород резко снижается, но одновременно возникает и все больше начинает проявляться капиллярность, или волосность. У глинистых пород водопроницаемость практически почти исчезает, несмотря на очень высокую пористость, превышающую иногда 50%. Размеры пор глинистых пород настолько малы, что при насыщении их водой последняя переходит в связанную форму и прочно удерживается в неподвижном состоянии поверхностью частиц. К группе водонепроницаемых пород относится ряд магматических пород (гранит, сиенит, диорит и др.), имеющих пористость менее 1%.

Известны примеры, показывающие, что закарстованность (пустоты, пещеры), кавернозность и ноздреватость известняков, доломитов и других карбонатных и карбонатизированных пород способствуют разрушению урановых тел, особенно в верхних частях коры выветривания.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И ФОРМА РУДНОГО ТЕЛА

Степень выветрелости рудного тела, помимо причин, изложенных выше, может быть также обусловлена:

1) перекрытием выхода рудного тела водонепроницаемыми или проницаемыми породами;

2) формой рудного тела (пласты, рудные столбы, линзы и т. п.);

3) углом падения рудного тела;

4) положением рудного тела на контакте различных пород; следует иметь в виду, что висячем боку рудного тела, даже при однородном литологическом составе рудовмещающих пород, процессы выветривания протекают интенсивнее, чем в лежащем боку;

5) проявлением древних процессов циркуляции термальных вод: альбитизацией, эгиринизацией, рибекитизацией, карбонатизацией, пиритизацией и т. п.

Можно было бы привести и еще несколько локальных факторов, имеющих значение для разрушения и перераспределения концентраций урана.

Все изложенное ясно показывает необходимость учитывать местные, или локальные, факторы при производстве поисково-разведочных работ на уран.

Часть вторая
МЕТОДИКА
РАДИОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ

Глава I

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

ОБОСНОВАНИЕ РАДИОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ

Радиогидрогеологический метод как метод поисков месторождений урана и радиоактивных вод бальнеологического и промышленного значения получил полное признание в геологических кругах и широко применяется при поисково-разведочных работах в комплексе с геологическими и геофизическими методами. Геологические работы на уран, проводившиеся на территории СССР, как в части поисковых исследований, так и в части оценки перспектив районов давали максимальный эффект только при комплексном подходе к ним, т. е. при использовании наряду с другими методами также и радиогидрогеологического метода.

Сущность радиогидрогеологического метода заключается в том, что по данным активности природных вод определяются участки урановой минерализации в водовмещающих породах. Метод этот позволяет исследовать большие глубины, чем многие другие методы поисков радиоактивных элементов.

Интерпретацию результатов радиогидрогеологических исследований следует производить с учетом других естественно-исторических факторов. Наилучшие результаты радиогидрогеологические исследования могут дать в закрытых районах, где коренные породы прикрыты мощным чехлом рыхлых отложений, и в районах с развитием зоны окисления, где верхние части разреза на значительную глубину отмыты от урановых концентраций. В такой природной обстановке с успехом можно использовать данные о радиоактивности подземных вод для суждения о возможной ураноносности пород и структур, в которых формируются радиоактивные воды.

При оценке территории в отношении ураноносности на основе гидрогеологических данных следует учитывать наряду с такими

факторами, как водный режим, характер и интенсивность водообмена с поверхностью, степень проницаемости и водообильности пород, глубина эрозии, также и геологическую историю урана, которая тесно связана с жизнью и деятельностью воды, с подземной гидросферой, частью которой являются рудоносные растворы. Подземные и поверхностные воды являются важнейшим фактором миграции многих элементов, в том числе и радиоактивных, — фактором не только разрушения и рассеяния природных концентраций урана, но при определенных физико-геологических и физико-химических условиях также и аккумуляции урана, приводящей к формированию рудного тела.

Наличие специфического взаимодействия радиоактивных пород с подземными водами создает предпосылки к использованию данных о радиоактивности вод для суждения о возможной ураноносности пород и структур, в которых формируются и циркулируют радиоактивные воды. Однако использование данных о количественном содержании в подземных водах отдельных радиоактивных элементов в качестве поисковых критериев на уран не всегда приносит ожидаемый эффект, так как количественные показатели содержания в воде радона, радия и даже урана нередко не отражают содержания этих элементов в породах и могут не дать непосредственных указаний для направления поисков урановых концентраций.

Все сказанное заставляет прийти к выводу, что применение в поисковых целях на уран данных о содержании в водах радиоактивных элементов требует создания теоретических основ радиогидрогеологических поисковых критериев на урановые концентрации, а также разработки методики радиогидрогеологических исследований и интерпретации данных этих исследований.

Базирующиеся на широкой геологической основе указанные критерии могут быть местными (локальными), указывающими на связь воды с урановым оруденением, и общими (региональными), позволяющими изучать и сопоставлять в отношении ураноносности отдельные структуры и их элементы. Вполне закономерно при этом использовать гидрогеологический фактор не только для поисковых задач, но и для решения вопросов о генезисе и степени разрушенности месторождений урана, привлекая для этого также анализ палеогидрогеологических условий территории.

Таким образом, радиогидрогеологические поисковые критерии в узком смысле слова — это определенные признаки, на основании которых может быть установлена генетическая связь радиоактивных вод с концентрациями радиоактивных элементов в горных породах, а в широком смысле — комплекс данных о радиоактивных водах: их геологическом положении, формировании, свойствах, динамике, т. е. совокупность гидрогеологических показателей, необходимых для изучения роли подземных вод в фор-

мировании и разрушении концентраций урана и оценки ураноносной структуры.

Для выявления радиогидрогеологических поисковых критериев в том или ином районе необходимо:

1) установить в районе поисков наличие в прошлом гидрогеологических и гидрохимических условий, необходимых для формирования концентраций урана, и изучить последующий водный режим, благоприятствовавший сохранению или разрушению концентраций урана (палеогидрогеологию, степень гидрогеологической раскрытости структуры и др.);

2) изучить гидрогеологические условия района, а также радиохимический и газовый состав подземных вод настоящего времени (вопросы формирования радиоактивных вод, их классификацию, степень аномальности содержания радиоактивных элементов в водах и т. д.).

Для установления радиогидрогеологических поисковых критериев и их применения необходимо прежде всего детально знать особенности формирования различных типов радиоактивных вод. Это является первым важным условием успешности применения радиогидрогеологического метода исследований в поисковых целях. Как было показано ранее, радиоактивные воды могут формироваться не только в горных породах с концентрациями радиоактивных элементов (урана и радия), но также и в обычных горных породах с нормальным (кларковым) рассеянным содержанием радиоактивных элементов. Поэтому повышенное содержание в водах того или другого радиоактивного элемента не обязательно указывает на наличие концентрированной залежи урана в горных породах.

Особое внимание должно быть уделено анализу палеогидрогеологической обстановки, т. е. реконструкции природных условий, при которых происходило в прошлом формирование подземных вод и связанного с ним уранового оруденения. Разобраться в совокупности этих вопросов можно лишь подходя к изучению формирования подземных вод с исторической точки зрения, прослеживая смену геологических событий, оказавших воздействие на подземные воды (их режим, динамику, солевой и газовый состав и т. д.). В первую очередь необходимо восстановить палеогидрогеологическую обстановку для периода наиболее интенсивного формирования урановых концентраций и сопутствующих им минералов. Такие периоды особенно четко выявляются в районах осадочных (область аккумуляции осадков) и гидротермальных месторождений, где они связаны с проявлением в породах древних термальных водных растворов: щелочным метасоматозом, окварцеванием, карбонатизацией и т. п.

Вторым важным условием правильной интерпретации радиогидрогеологических данных является знание основных условий растворения, переноса и отложения радиоактивных элементов подземными водами. Как было показано выше, условия обога-

щения подземных вод радиоактивными элементами разнообразны и сложны. Они определяются комплексом геологических, гидрогеологических и геохимических факторов, роль которых различна как для разных радиоактивных элементов, так и для разных районов. Для каждого радиоактивного элемента существуют свои особые, независимые законы миграции, которые определяют условия перехода радиоактивного элемента из пород в воду, его передвижение в подземных водах и выпадение из раствора. Если условия миграции какого-либо радиоактивного элемента благоприятны, они могут привести к образованию сильно активных вод без наличия значительных концентраций радиоактивных элементов в породах, и, наоборот, при неблагоприятных условиях перехода радиоактивного элемента в раствор и его миграции, даже при наличии рудных концентраций, подземные воды могут не обладать высокой радиоактивностью.

Наконец, в-третьих, успешный анализ радиогидрогеологических данных может быть выполнен только на основе знания геологии и гидрогеологических условий образования уранового оруденения.

Как уже говорилось ранее, абсолютное содержание радиоактивных элементов в воде не может являться достаточно достоверным поисковым критерием. Однако в совокупности с другими данными оно имеет большое значение, поэтому на этом вопросе следует остановиться.

Накопленные за последние годы данные говорят о широком распространении и интенсивной миграции всех трех основных радиоактивных элементов: урана, радона и радия. Наибольших величин их содержание достигает в подземных водах месторождений урана.

СОДЕРЖАНИЕ В ВОДАХ РАДОНА

Обогащение подземных вод радоном определяется эманированием горных пород, по которым происходит циркуляция подземных вод. Процесс этот происходит по законам диффузии, он не зависит от химического состава вод и не связан с процессами перехода в воду радия, при распаде которого образуется радон.

Степень обогащения подземных вод радоном при прочих равных условиях зависит от двух основных факторов: содержания радия в горных породах и коэффициента их эманирования. Высокое содержание радона в подземных водах может наблюдаться в трех случаях:

- 1) при высоком коэффициенте эманирования, обусловленном интенсивной тектонической раздробленностью (разрушенностью) пород;

- 2) при вторичной обогащенности пород радием в результате сорбционных процессов;

3) при наличии в породах рудных концентраций

Имеющиеся радиогидрогеологические данные показывают, что в горных породах с нормальным рассеянным содержанием радиоактивных элементов содержание радона в подземных водах тесно связано с петрографическим составом пород: в водах осадочных и основных магматических и метаморфических пород оно колеблется в пределах 20—50 эман, в водах кислых магматических и метаморфических пород — в пределах 100—300 эман.

Даже при весьма высоких коэффициентах эманирования содержание радона в водах гранитных — наиболее благоприятных для обогащения радоном — пород во всех известных нам случаях не превышает 400 эман.

При вторичной обогащенности пород радием в результате сорбции его на стенках водопроводящих трещин или в осадках, выпадающих из вод, могут создаваться весьма сильно эманлирующие коллекторы, которые приводят к значительно более высокому обогащению вод радоном (до 2000—3000 эман).

При наличии концентраций урана содержание радона в водах урановых месторождений может достигать, как мы видели выше, десятков тысяч эман. Вместе с тем весьма характерно, что радиоактивные воды урановых месторождений осадочного происхождения (урано-ванадиевых, угольных, сланцевых), при заметно повышенном содержании урана и радия, характеризуются малым содержанием радона в естественных источниках — обычно менее 50 эман и только в исключительных случаях до 200—300 эман.

Следовательно, содержание радона не может служить надежным поисковым критерием для осадочных месторождений урана. Наоборот, во всех радиоактивных водах, формирующихся в пределах гидротермальных урановых месторождений, особенно расположенных в районах развития кислых магматических пород, содержание радона оказывается резко повышенным. Следовательно, для этого типа месторождений содержание радона в водах может служить достаточно веским поисковым признаком. Районы развития кислых магматических пород весьма благоприятны для поисков радоновых вод бальнеологического значения.

Таким образом, абсолютное, даже сильно повышенное, содержание радона в водах не во всех случаях указывает на связь вод с радиоактивным оруденением. Для установления этой связи необходимо, во-первых, выяснить, что данное повышенное содержание радона в воде является аномальным по отношению к окружающему радиогидрогеологическому фону и, во-вторых, что оно вызвано не местными концентрациями радия сорбционного происхождения. Очевидно, что в разных радиогидрогеологических условиях одно и то же абсолютное содержание радона в водах может иметь различное значение.

Наконец, при оценке содержания в воде радона важно учитывать величину расхода воды. При увеличении размера водных струй и скорости движения подземных вод условия насыщения воды радоном заметно ухудшаются. Этим объясняется, что в природных условиях источники с малым дебитом обладают обычно большей активностью, чем источники с большим дебитом. Только при мощных эманулирующих коллекторах и массах радиоактивных руд высокая активность вод может сопровождаться большим дебитом.

Таким образом, соотношение дебита воды и содержания радона должно также учитываться при интерпретации радиогидрогеологических данных.

СОДЕРЖАНИЕ В ВОДАХ РАДИЯ

Обогащение подземных вод радием определяется в основном двумя факторами: во-первых, количественным содержанием и характером распределения в породах радия, а во-вторых, химическим составом и условиями циркуляции подземных вод.

Распределение радия в горных породах может быть тройким; он может присутствовать:

1) в более или менее равномерно рассеянном состоянии в толще горных пород;

2) в адсорбированном состоянии в виде местных концентраций на стенках водопроводящих трещин и в осадках источников (травертинах, охрах, глинах и т. п.), а также в изоморфной смеси с другими элементами (радиобариты);

3) в рудных концентрациях урана.

Поскольку переход радия из пород в воду может происходить как в результате растворения, так и в результате выщелачивания горных пород, решающее значение для обогащения вод радием имеет их химический состав. Очевидно, что наиболее благоприятными для растворения радиоактивных руд являются кислые воды. Поэтому в рудничных водах, проходящих обычно в процессе своего формирования стадию кислых сульфатных растворов, содержание радия может достигать значительных величин ($n \cdot 10^{-11} - n \cdot 10^{-9}$ г/л).

Выщелачивание радия при благоприятном составе вод может происходить как в нейтральных, так и в щелочных водах. При этом главную роль в процессах выщелачивания радия имеет катионный состав (наличие в водах значительных количеств кальция и бария).

Увеличение концентрации солей в растворе также благоприятствует выщелачиванию радия. Этим объясняется обогащенность радием в основном двух типов подземных вод:

а) высокоминерализованных хлоридно-натриево-кальциевых вод осадочных пород и

б) углекислых гидрокарбонатно-кальциевых вод кислых магматических пород.

Образование обоих типов вод происходит обычно в породах с нормальным рассеянным содержанием радиоактивных элементов, вне связи с рудными концентрациями урана.

В минерализованных водах осадочных пород с нормальным содержанием радиоактивных элементов радий концентрируется только в водах хлоридно-натриево-кальциевого состава ($n \cdot 10^{-11}$ — $n \cdot 10^{-9}$ г/л); в водах чисто хлоридно-натриевых, сульфатных и гидрокарбонатных он встречается в концентрациях не более $n \cdot 10^{-13}$ — $n \cdot 10^{-12}$ г/л вследствие того, что присутствие в растворе ионов SO_4^{2-} и HCO_3^- уменьшает выщелачиваемость радия (усиление адсорбции в щелочной среде).

В углекислых гидрокарбонатно-кальциевых водах, обычно генетически связанных с кислыми магматическими породами, содержание радия нередко оказывается выше $5 \cdot 10^{-11}$ г/л, тогда как в слабо минерализованных холодных и термальных неуглекислых водах гранитных массивов содержание радия большей частью не превышает $1 \cdot 10^{-12}$ — $2 \cdot 10^{-12}$ г/л.

Температура не оказывает заметного влияния на выщелачиваемость радия.

Приведенные данные показывают, что одно только высокое содержание радия в подземных водах отнюдь не указывает на обязательную связь воды с урановым оруденением.

Для установления связи радиевых вод с рудными концентрациями урана необходимо учитывать химический тип вод (благоприятствует он выщелачиванию радия из пород или нет), а также содержание в водах других радиоактивных элементов, в первую очередь радона и урана.

В качестве примеров положительных поисковых критериев можно привести следующие случаи, которые могут наблюдаться в природе:

а) в осадочных породах (известняках, углях, песчаниках, сланцах и т. д.) сульфатные, сульфатно-хлоридные или гидрокарбонатные воды содержат повышенные концентрации радия (более $1 \cdot 10^{-10}$ г/л);

б) в водах осадочных пород любого состава наблюдается повышенное содержание не только радия, но и радона;

в) в водах магматических пород отмечается повышенное содержание радия или радия и радона.

СОДЕРЖАНИЕ В ВОДАХ УРАНА

Уран является исключительно долго живущим радиоактивным элементом ($T = 4,7 \cdot 10^9$ лет). Это позволяет считать, что в горных породах он часто входит в кристаллическую решетку минералов.

По обогащенности и форме распределения урана в горных породах могут быть выделены три случая:

1) уран находится в рассеянном состоянии, с нормальной для данного типа пород концентрацией;

2) уран находится в породах в повышенных концентрациях, но в рассеянном состоянии, без видимых минеральных скоплений (некоторые угли, сланцы, песчаники, железистые кварциты);

3) уран находится в породах в виде рудных образований — гидротермальных и осадочных руд.

Подземные воды, соприкасаясь с урановыми концентрациями, могут извлекать уран из пород либо путем растворения урановых минералов, либо путем выщелачивания урана, находящегося в рассеянном (распыленном и адсорбированном) состоянии. В первом случае содержание урана в водах составляет обычно $n \cdot 10^{-4} — n \cdot 10^{-2}$ г/л, а во втором $n \cdot 10^{-5} — n \cdot 10^{-4}$ г/л.

Очевидно, что, как и при растворении радия, на переход урана из пород в воду будет существенно влиять химический состав воды. Наиболее энергично будут растворять урановые концентрации кислые (сульфатные и углекислые) и щелочные (содовые) воды. Однако при высоких концентрациях урана в горных породах могут обогащаться ураном воды, повидимому, довольно разнообразного состава.

В породах с нормальным рассеянным содержанием радиоактивных элементов подземные воды содержат уран в несравненно меньших количествах ($n \cdot 10^{-6} — n \cdot 10^{-7}$ г/л).

Концентрация урана в подземных водах порядка $n \cdot 10^{-4}$ г/л и выше должна при всех условиях считаться повышенной и служит наиболее веским показателем повышенного содержания урана в породах. Однако поиски промышленных концентраций урана в породах по данным о его содержании в подземных водах затрудняются следующими обстоятельствами:

1. Повышенное содержание урана в водах может быть связано не только с наличием промышленных концентраций, но и с присутствием урана в породах в рассеянном состоянии.

2. Вследствие хорошей миграционной способности уран может переноситься на большое расстояние от места своего обогащения.

3. Как известно, уран обладает переменной валентностью и различной растворимостью своих соединений. Вследствие этого при оценке его содержания в подземных водах необходимо учитывать геохимический характер среды (наличие восстановителей: органических соединений, сероводорода, трехвалентного железа, сульфидов и т. д.). Так, для глубинных вод осадочных пород, например хлоридно-натриево-кальциевых, должно, повидимому, считаться повышенным и содержание урана порядка $n \cdot 10^{-5}$ г/л, а в некоторых случаях даже $5 \cdot 10^{-6}$ г/л, поскольку для вод восстановительной зоны, как указывалось выше, обычное содержание урана составляет $n \cdot 10^{-7} — n \cdot 10^{-8}$ г/л.

4. При содержании урана в водах порядка $n \cdot 10^6$ г/л интерпретация радиогидрогеологических данных требует тщательного учета гидрогеологических условий их формирования.

Приведенные данные показывают, что одно только высокое содержание урана в подземных водах не является надежным показателем наличия промышленного оруденения урана. Для установления связи урановых вод с рудными концентрациями урана необходимо учитывать химический и газовый состав вод, геохимический характер среды и содержание в водах других радиоактивных элементов.

Наиболее надежными поисковыми критериями будут являться повышенное содержание урана и радона в подземных водах магматических пород и повышенное содержание урана и радия в подземных водах осадочных и осадочно-метаморфических пород.

Радиогидрогеологические исследования для поисков концентраций урана должны применяться в первую очередь в районах, где известны рудные месторождения (железа, меди, свинца, цинка, мышьяка, висмута и т. д.), в областях развития кислых магматических пород с глубокими тектоническими разломами и ослабленными контактными зонами, в областях развития осадочных пород, где возможна аккумуляция продуктов разрушения магматических пород или рудных месторождений (угленосные и нефтеносные фации и фации терригенных пород, обогащенных растительными остатками и соединениями меди, железа и ванадия).

Таким образом, приведенные выше соображения позволяют оценивать содержание в водах основных, наиболее изученных радиоактивных элементов: радона, радия и урана, с точки зрения поисковых критериев на урановое оруденение. Они показывают, что абсолютное содержание того или иного радиоактивного элемента не отражает прямой связи исследуемой воды с рудными концентрациями урана. Данные о содержании в воде радиоактивных элементов необходимо рассматривать в совокупности с другими факторами (геохимический характер среды, химический и газовый состав вод, литология пород и их эманирование, условия циркуляции воды и т. д.).

Во многих случаях одни и те же данные о содержании радиоактивных элементов, в зависимости от геолого-гидрогеологической обстановки, должны быть интерпретированы по-разному. Поэтому нельзя говорить о каких-либо «безусловных» абсолютных содержаниях радиоактивных элементов в водах, позволяющих механически использовать гидрогеологические данные в поисковых целях. Эти абсолютные содержания для различных районов будут различны, и их необходимо рассматривать на общем радиогидрохимическом фоне, на котором будут выделяться аномальные участки с повышенными содержаниями радиоактивных элементов.

ЭТАПЫ И ЦЕЛЕВОЕ НАЗНАЧЕНИЕ РАДИОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Радиогидрогеологические исследования и связанные с ними поиски месторождений урана и радиоактивных вод бальнеологического и промышленного значения могут носить различный характер в зависимости от степени изученности территории, вида и стадии работ, а также геолого-гидрогеологических, климатических и геоморфологических особенностей района. В СССР все радиогидрогеологические исследования делят на следующие установленные стадии или этапы: 1) поисково-рекогносцировочные исследования; 2) поисково-съёмочные исследования; 3) поисково-разведочные исследования и 4) исследования при эксплуатации.

ПОИСКОВО-РЕКОГНОСЦИРОВОЧНЫЕ РАДИОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Радиогидрогеологические исследования в этой стадии ставятся чаще всего для предварительного ознакомления с районами, в радиогидрогеологическом отношении совершенно неосвещёнными. Эти исследования должны, во-первых, выявить районы с повышенной радиоактивностью подземных вод в благоприятных для уранового оруденения геологических структурах и, во-вторых, дать материал для составления обоснованной программы более детальных радиогидрогеологических работ.

Поисково-рекогносцировочные радиогидрогеологические исследования охватывают значительные территории и проводятся или одновременно с геологическими или геофизическими работами, или даже опережая их, с тем чтобы результаты радиогидрогеологических исследований могли быть своевременно учтены геологами и геофизиками. В некоторых, наиболее ответственных участках изучаемого района радиогидрогеологические исследования проводятся с применением зондировочного бурения и расчисток.

Исследования данного этапа проводятся редкими маршрутами с составлением схематических мелкомасштабных радиогидрогеологических карт масштабов 1 : 1 000 000, 1 : 500 000 и 1 : 200 000.

Эти карты предназначены для предварительных и общих радиогидрогеологических построений, необходимых для сравнительной оценки степени заражённости природных вод территории радиоактивными элементами (ураном, радием и радоном), и установления площадей, благоприятных для поисков урановых концентраций, а также радиоактивных вод бальнеологического и промышленного значения.

Съёмка в масштабе 1 : 1 000 000 применяется только для полярных и приполярных областей, в труднодоступных горно-таежных районах Дальнего Востока, Забайкалья, Восточной и За-

падной Сибири. Масштаб 1 : 500 000 применяется в относительно легкодоступных районах Европейской части СССР, Средней Азии, Казахстана и др. Масштаб 1 : 200 000 применяется в тех случаях, когда радиогидрогеологические условия района отличаются большой сложностью и для правильной оценки общих перспектив района на концентрации урана требуются более детальные исследования. Чаще всего съемка в масштабе 1 : 200 000 производится в горно-промышленных областях СССР.

ПОИСКОВО-СЪЕМОЧНЫЕ РАДИОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Этот этап радиогидрогеологических исследований отличается от предыдущего значительно большей полнотой и характеризуется уже площадной съемкой на местности с составлением среднемасштабных карт. Наиболее широко в СССР практикуются поисково-съемочные радиогидрогеологические работы в масштабе 1 : 100 000. Для некоторых, особо сложных в геологическом и радиогидрогеологическом отношении районов радиогидрогеологическая съемка в масштабе 1 : 100 000 заменяется съемкой масштаба 1 : 50 000 и в редких случаях 1 : 25 000.

Одинаковые по своему целевому назначению радиогидрогеологические карты масштаба 1 : 50 000 и особенно 1 : 25 000 отличаются от карт масштаба 1 : 100 000 большей насыщенностью фактическими данными и более высокой точностью нанесения на карту границ распространения типов радиоактивных вод.

Радиогидрогеологические карты средних масштабов должны позволить:

- 1) установить связь повышенных концентраций радиоактивных элементов в подземных водах с определенными комплексами изверженных, метаморфических и осадочных пород;

- 2) дать перспективную оценку выявленных радиогидрогеологических аномалий и ореолов рассеяния урана в водах;

- 3) определить направление дальнейших поисково-разведочных работ.

При поисково-съемочных радиогидрогеологических исследованиях всех основных водопункты района должны быть описаны и опробованы на уран и радон, так как эти определения несложны и могут быть массовыми; определение радия в воде является более трудоемким.

Картирование водоисточников и отбор проб воды производятся с таким расчетом, чтобы охарактеризовать подземные воды различных литолого-стратиграфических комплексов, в различных структурных условиях. На участках рудной минерализации необходимо определять в водах все три главных радиоактивных элемента: уран, радий и радон. Если в районе имеется очень много водопунктов, предпочтение при картировании и

опробовании следует отдавать выходам подземных вод из коренных пород, а не из наносов.

В районах с большим количеством выпадающих атмосферных осадков радиогидрогеологические исследования следует проводить в наиболее сухой период года, когда подземные воды меньше всего разбавлены атмосферными осадками. В засушливых районах радиогидрогеологические работы необходимо проводить сразу после снеготаяния, до пересыхания большинства родников.

В районах вечной мерзлоты особое внимание при радиогидрогеологических исследованиях надо уделять подмерзлотным и надмерзлотным водам. В районах, где отсутствуют буровые скважины, вскрывающие радиоактивные воды подмерзлотного типа, наиболее благоприятным временем для отбора проб является зима. Воды надмерзлотного типа, наоборот, лучше опробовать летом.

При наличии на территории исследуемого района глубоких буровых скважин, шурфов, колодцев и других горных выработок все они должны быть опробованы на содержание в подземных водах радиоактивных элементов.

В местах рудопроявлений и в других перспективных участках опробуются все выходы воды и каждая струя в отдельности. При отсутствии на этих участках достаточного количества водоисточников необходимо делать расчистки, шурфы или бурить скважины для вскрытия подземных вод.

ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫЕ РАДИОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

При обнаружении в районе исследований промышленно перспективных радиогидрогеологических аномалий и ореолов необходимо немедленно приступить к поисково-разведочным исследованиям урановых руд с помощью обычных геолого-геофизических методов (эманационная съемка, гамма-съемка, гамма-каротаж и т. д.). Промышленная перспективность выявленных радиогидрогеологических аномалий устанавливается с учетом геолого-минералогической обстановки, гидрогеохимических особенностей геологической структуры и т. п.

Исследования на этом этапе сводятся к производству радиогидрогеологической крупномасштабной съемки (1 : 10 000 и 1 : 5000) и разведочных работ, которые должны позволить:

- 1) определить контуры ореолов рассеяния урана в подземных водах с помощью сплошного опробования их как в плане, так и на глубину;

- 2) установить условия распространения, глубину залегания и водообильность водоносных горизонтов, с которыми связаны

очаги радиоактивных вод, а также условия питания и стока подземных вод;

3) выявить условия движения подземных вод и положение участков с радиоактивными водами по отношению к водоносным горизонтам, с которыми они связаны;

4) установить условия формирования подземных вод, с которыми связаны очаги радиоактивных вод, и выявить предполагаемые очаги обогащения вод радиоактивными элементами.

При радиогидрогеологическом картировании территории, прилегающей к водоисточникам с аномалиями радиоактивных элементов, необходимо все выходы подземных вод, как естественных (родники), так и искусственных (колодцы, скважины, горные выработки и т. д.), в обязательном порядке опробовать на содержание урана, радия и радона.

При отсутствии на исследуемой территории, и в особенности на рудных участках, кондиционного количества водопроявлений необходимо вскрывать подземные воды расчистками, шурфами и буровыми скважинами. Количество точек должно быть не меньше, чем 0,25 на 1 см² карты.

Поисково-разведочные радиогидрогеологические исследования могут выполняться также с целью детализации ранее выявленных участков с урановым оруденением, а также для промышленной оценки разведываемого месторождения. В таких случаях исследования носят более углубленный характер, чем при поисково-разведочных работах в районах с радиогидрогеологическими аномалиями, и захватывают все рудное поле, а выборочно и перспективные участки вне его. Поэтому здесь должно быть произведено радиогидрогеологическое картирование (в масштабе 1 : 5000 и крупнее) по разведочным или специальным гидрогеологическим скважинам.

При этом должны быть детализированы следующие вопросы:

1) литолого-минералогический состав и структура слагающих месторождение пород, их выдержанность и распространение;

2) количество водоносных горизонтов, глубины их залегания и мощность;

3) статические уровни (гидростатические напоры) каждого водоносного горизонта в различных пунктах месторождения (с сопоставлением этих уровней с положением рудного тела);

4) условия питания, циркуляции и разгрузки подземных вод;

5) степень раскрытости, промытости и водообильности структур и приуроченность к ним концентраций урана и радиоактивных вод;

6) химический и радиохимический состав природных вод и их физические свойства;

7) радиогидрогеологический фон изучаемой территории;

8) связь радиогидрогеологических аномалий и ореолов рассеяния урана в водах с урансодержащими породами.

В районах развития «вечной» мерзлоты, кроме указанного комплекса вопросов, должны быть получены сведения:

- 1) о мощности и характере деятельного слоя;
- 2) о распространении, условиях залегания, мощности и характере мерзлой зоны;
- 3) о результатах геотермических наблюдений (при вскрытии скважинами и горными выработками подземных вод и вмещающих их пород);
- 4) о результатах стационарных наблюдений за положительными и отрицательными формами рельефа, обусловленными деятельностью подземных вод.

При поисково-разведочных работах большое внимание следует уделять изучению радиоактивности пород. Определение эманурующей способности пород может помочь выяснению причины обогащения воды радоном, а определение радия и урана в породах позволит выяснить степень равновесности этих элементов и подойти к вопросу об относительной вторичной обогащенности или обедненности пород радиоактивными элементами. Это имеет большое значение для выяснения условий миграции радиоактивных элементов, изучения процессов взаимодействия подземных вод и водовмещающих пород и расшифровки происхождения радиоактивных источников.

Большое значение на данном этапе работ имеет спектральный анализ минеральных солей подземных вод.

Выбор точек опробования и количества проб воды и пород обуславливается характером и объемом исследований и зависит от масштаба съемки, ее задач, а также от гидрогеологических условий изучаемого района.

РАДИОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ЭКСПЛУАТАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

При эксплуатации месторождений урана радиогидрогеологические исследования, проводимые на шахтном поле, преследуют цель дальнейшего, более углубленного изучения вопросов, изложенных в предыдущем разделе. Эти исследования заключаются в изучении водопроявлений во вновь проходимых горных выработках, в изучении радиохимического состава шахтных вод и горных пород.

Радиогидрогеологические исследования в этой стадии выполняются на основе специального (детального) картирования водопунктов в масштабе 1:2000, 1:1000, 1:500 и крупнее. Эти исследования могут помочь не только правильно ориентировать проходку горных выработок, но и выявить новые участки с урановым оруденением, детализировать уже выявленные, установить условия разрушения концентраций урана, а также решить вопросы, связанные с генезисом и зональностью месторождения.

Основные черты всех этапов радиогидрогеологических исследований сведены в табл. 50.

Этапы радиогидрогеологических исследований

Этап работ	Тип карт	Масштаб карт	Целевое назначение	Основной метод исследования
Поисково-рекогносцировочный	Мелкомасштабный	1:1 000 000 1:500 000 1:200 000	Сравнительная оценка степени зараженности природных вод территории радиоактивными элементами (ураном, радием и радоном) и установление площадей, благоприятных для поисков урановых концентраций, а также радиоактивных вод бальнеологического и промышленного значения	Метод пересечения территории маршрутами (по долинам рек, оврагам и другим понижениям в рельефе местности)
Поисково-съёмочный	Среднемасштабный	1:100 000 1:50 000 1:25 000	Установление связи повышенных концентраций радиоактивных элементов в подземных водах с определенными комплексами изверженных, метаморфических и осадочных пород. Перспективная оценка выявленных радиогидрогеологических аномалий и ореолов рассеяния урана в водах. Определение направления дальнейших поисково-разведочных работ	Метод пересечений в сочетании с методами прослеживания границ по простиранию и отчасти — оконтуривания
Поисково-разведочный	Крупномасштабный	1:10 000 1:5000	Выявление границ радиогидрогеологических аномалий и ореолов рассеяния урана в водах как в плане, так и на глубину, а также увязка их с водовмещающими породами и урановыми концентрациями. Детализация ранее выявленных участков с урановым оруденением, а также промышленная оценка разведываемого месторождения	Метод оконтуривания

Этап работ	Тип карт	Масштаб карт	Целевое назначение	Основной метод исследования
Эксплуатационный	Детальный	1:2000 1:1000 1:500 и крупнее	Выявление новых участков с урановым орудением и детализация уже выявленных, а также решение ряда вопросов, связанных с генезисом, зональностью, разрушением уранового месторождения и др.	Метод оконтуривания в сочетании с методом выемки урановых рудных тел

Глава II

ОРГАНИЗАЦИЯ И ПРОВЕДЕНИЕ ПОЛЕВЫХ РАДИОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Получив задание провести радиогидрогеологические исследования, гидрогеолог обязан до выезда в район полевых работ: 1) учесть и изучить все главнейшие материалы прежних геологических, гидрогеологических, геофизических и радиогидрохимических работ по району; 2) организовать партию; 3) обеспечить партию топографическими, геологическими, гидрогеологическими и другими картами, необходимым оборудованием и снаряжением.

ПОДГОТОВКА НАУЧНОГО МАТЕРИАЛА

В период подготовки к полевым работам гидрогеолог должен собрать возможно более полный библиографический материал по району предполагаемых исследований и ознакомиться с литературой и архивными материалами. Наиболее необходимые материалы перечислены в табл. 51.

Таблица 51

Характер обработки научного материала в организационный период

№ п/п	Виды материалов	Содержание работ
1	Карты	Учет, сбор, выбор основы, изучение местности по картам
2	Гипсометрический материал	Учет, сбор, перенесение важнейших данных (отметки точек перегиба в районе и др.) на отобранные для полевой работы карты

№ п/п	Виды материалов	Содержание работ
3	Литература по геологии и полезным ископаемым	Учет, регистрация, ознакомление, изучение наиболее важных работ с конспектированием и нанесением на карты наиболее важных обнажений и месторождений. С особым вниманием производится анализ данных о литологии пород, структуре района, металлогении, угленосности, нефтеносности и газоносности
4	Литература по гидрогеологии	Сбор всех данных о выходах подземных вод, глубинах и характере водоносных горизонтов, учет и ознакомление с важнейшим литературным материалом, освещающим естественно-исторические условия района, гидрографию и климат. Выписки материалов метеорологических наблюдений
5	Литература по радио-гидрохимии	Учет и изучение всех материалов по распределению на территории намечаемого к исследованию района типов подземных вод, их газоносности и радиоактивности
6	Материалы буровых скважин	Сбор данных о местах заложения, отметках устьев, глубине скважин, а также данных о водоносности. Копирование разрезов
7	Материал по экономике района	Ознакомление с важнейшим литературным материалом, освещающим экономику района. Изучение проблем нового строительства, связанных с вопросами геологии и гидрогеологии
8	Геологические коллекции научно-исследовательских институтов, высших и средних учебных заведений, музеев и краеведческих организаций	Ознакомление, изучение наиболее типичных пород, полезных ископаемых и характерного палеонтологического материала

СОСТАВЛЕНИЕ И УТВЕРЖДЕНИЕ ПРОЕКТА РАБОТ

После ознакомления с научным материалом по данному району гидрогеолог должен составить проект, в котором кратко излагается целевая установка работ, указывается, что сделано по району ранее и что необходимо выполнить партии в полевой и камеральный периоды, выбирается метод работы, намечается состав партии и составляются план работ, а также смета необходимых расходов.

План полевых работ составляется с разбивкой по этапам и видам работ и указанием сроков выполнения и исполнителей каждой работы.

К проекту прилагаются: 1) обзорная карта с указанием площади предстоящей радиогидрогеологической съемки; 2) проект графика работ; 3) картограмма геологической, гидрогеологической и радиогидрогеологической заснятости.

Проект должен быть краток, четок, хорошо оформлен и утвержден начальником учреждения или его заместителем. Обычно в каждом учреждении, ведущем полевые работы, имеются свои инструкции, которыми и следует руководствоваться при составлении проекта.

ОРГАНИЗАЦИЯ ПОЛЕВОЙ ПАРТИИ

Основной производственной единицей, ведущей радиогидрогеологические работы, является полевая партия. Силами партии под единым руководством начальника партии должен быть выполнен весь комплекс полевых и камеральных работ, необходимых для решения поставленных задач, и составлен единый гидрогеологический отчет, обобщающий полученные результаты.

Для успешного ведения работы большое значение имеет умелая организация партии: подбор сотрудников соответствующей квалификации, продуманный план работ, правильная расстановка сил и наличие необходимого оборудования, снаряжения и транспорта.

Вопрос снаряжения весьма важен, и начальник партии должен проявить максимум внимания, заботливости и предусмотрительности, чтобы выбрать все действительно необходимое для работы, пригодное для условий района, и в то же время не перегрузить партию. Нужно помнить, что, с одной стороны, недостаток в оборудовании очень болезненно отражается на работе, нередко сильно понижая ее качество, а с другой — каждая лишняя вещь является балластом; в особенности последнее нужно учитывать в труднодоступных районах и при поисково-рекогносцировочных радиогидрогеологических исследованиях, когда приходится делать большие маршруты.

Особое внимание должно быть обращено на проверку до выезда в поле точных приборов и оборудования (пробоотборников, электрометров, камер, промывалок, фотографических аппаратов и т. д.).

ПОЛЕВЫЕ РАДИОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Радиогидрогеологические исследования в полевых условиях состоят в изучении поверхностных и подземных вод, всех проявлений их деятельности как в прошлом, так и в настоящее время.

Задача гидрогеолога при этом сводится к регистрации, описанию, опробованию и нанесению на карту: 1) естественных источ-

ников и мочежин; 2) колодцев, шурфов и шахт; 3) буровых скважин; 4) поверхностных водоюков и водоемов. Рассмотрим кратко программу перечисленных видов радиогидрогеологических исследований.

ИЗУЧЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ И МОЧЕЖИН

Источниками (родниками, ключами) называют все естественные выходы подземных вод на земную поверхность, мочежинами — слабые выходы подземных вод в виде просачивания, не имеющие стока и вызывающие лишь заболоченность территории.

Естественнее всего ожидать выходы источников и мочежин в пониженных частях рельефа, особенно по речным долинам, где имеется наиболее благоприятная обстановка для разгрузки подземных вод. Поэтому при поисках источников и мочежин в первую очередь следует наметить маршруты по долинам рек и ручьев, по оврагам, всевозможным промоинам, по берегам озер, прудов и водохранилищ.

Внимательно осмотрев берега и склоны, гидрогеолог получает возможность судить о наличии или отсутствии естественных водопоявлений. Такие осмотры речных долин и берегов удобнее всего производить в меженное время, т. е. во время низкого стояния воды в реке или в озере, так как при половодье или просто при высоком уровне воды многие источники и мочежины могут быть затоплены и скрыты от глаз наблюдателя.

Каждый источник, подвергающийся обследованию, обозначается особым номером и наносится условным знаком на карту водопунктов. В полевую книжку заносятся следующие данные:

1. Номер источника, его название, адрес и местоположение в рельефе.

2. Абсолютная отметка места выхода, относительная высота его над меженным уровнем ближайшего поверхностного водоема (реки, озера и пр.) или над дном оврага, балки.

3. Условия выхода источника (вытекает из четвертичных отложений или из коренных пород; представляет собой выход пластово-пористых, пластово-трещинных или трещинных вод).

4. Литологический состав водоносного и водоупорного слоев, их положение, трещиноватость, возраст.

5. Тип источника: восходящий или нисходящий. Необходимо иметь в виду, что нередко источники, по существу восходящие, в зависимости от условий выхода проявляют себя как нисходящие, и наоборот. Наиболее простым и наглядным признаком восходящего источника служат колебание взвешенных в выходящей струе песчинок и наличие пузырьков воздуха или газа.

6. Размеры и форма родниковой воронки и головки источника.

7. Схематический геологический разрез в месте выхода источника.

8. Каптаж (оборудование) источника, его форма, размеры, материал, кем и когда был сооружен, его состояние.

9. Дебит (расход) источника (в л/сек), дата и способ замера. Способ определения дебита источников зависит главным образом от величины потока. Дебит небольших потоков (до 10 л/сек) удобнее всего измерять объемным способом или с помощью водосливных рамок (водосливов). При более значительных дебитах определяют площадь живого сечения потока и скорость течения при помощи различного рода поплавков или гидрометрических вертушек.

Водосливы трапециoidalного и треугольного сечений изготовляются из металла и дерева. Расход воды при пользовании трапециoidalными водосливами (рис. 7) определяется по формуле

$$Q = 0,0186 B h \sqrt{h}, \quad (6)$$

где Q — расход в л/сек;

B — ширина нижнего водосливного ребра в см;

h — высота уровня воды перед водосливным ребром в см.

Водослив трапециoidalного сечения применяется при замерах

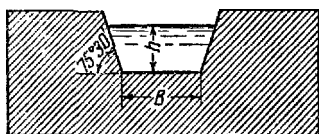


Рис. 7. Водослив трапециoidalного сечения

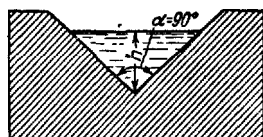


Рис. 8. Водослив треугольного сечения

дебитов от 3 до 50 л/сек и более. При дебитах менее 3 л/сек применяется водослив треугольного сечения (рис. 8).

Расход воды при пользовании водосливом треугольного сечения с углом сливного отверстия $\alpha = 90^\circ$ определяется по формуле

$$Q = 0,014 h^2 \sqrt{h} \text{ л/сек.} \quad (7)$$

У старожилов надо выяснить режим источника в различные время года, зависимость его дебита от снеготаяния, выпадения осадков и пр.

10. Физические свойства воды. Знание физических свойств воды источника (цвет, прозрачность, запах, вкус, температура) имеет большое значение как для непосредственной оценки питьевых и технических качеств воды, так и для косвенной характеристики растворенных в воде веществ. Например, окрашенные воды обычно содержат повышенное количество органических веществ или железа; по запаху можно установить наличие в во-

де сероводорода; по вкусу в ряде случаев можно ориентировочно определить качественное и количественное содержание растворенных солей (NaCl , KCl , Na_2SO_4 , MgSO_4 , CaCO_3 и др.).

Цвет определяется качественно в пробирке (или цилиндре Генера) при рассмотрении столба воды сверху на белом фоне. Вода может быть без цвета, желтая, зеленоватая, бурая и т. п. Если вода мутная, ее предварительно фильтруют.

Качественное определение прозрачности производится в пробирке, в которую налито 10 мл испытуемой воды. Пробирку с водой ставят на черную бумагу и, глядя сверху вниз, определяют степень прозрачности. Для определения степени прозрачности применяется следующая номенклатура: прозрачная, слабо опалесцирующая, опалесцирующая, слабо мутная, мутная, сильно мутная.

Запах воды определяется двумя способами:

1) заполняют водой сосуд на $\frac{3}{4}$, закрывают его корковой пробкой или часовым стеклом, взбалтывают, открывают сосуд и сразу нюхают;

2) налитую в сосуд воду объемом 100—150 мл прикрывают часовым стеклом, подогревают до 50—60°; после нагревания содержимое сосуда взбалтывают вращательным движением, снимают часовое стекло и нюхают.

Характер запаха выражают словами: хлорный, болотный, затхлый, гнилостный, сероводородный и т. п.

Вкус воды определяется при отсутствии подозрений на загрязненность источника. Перед определением воду нужно слегка подогреть (до 20—25°). По вкусу различают воду: пресную, сладковатую, соленую, горькую, кислую, вязкую и т. п.

Температура воды измеряется в градусах Цельсия родниковым термометром в месте ее выхода. Одновременно измеряется температура воздуха (в тени) термометром-пращом. При отсутствии родникового термометра можно воспользоваться любым другим выверенным термометром, желательно с ценой деления до 0,2°. Все данные записываются в полевой книжке с указанием даты наблюдений.

Для источников установлена семибалльная температурная шкала, характеристика которой приводится в табл. 52.

11. Характер отложений источника. Сюда относятся каскады, натеки и налеты железистых образований (охры), известкового туфа (травертины), соли, грязи, которые необходимо изучать с количественной и качественной стороны. В полевую книжку надо записать условия их залегания, форму, размеры, изменения в вертикальном разрезе и в плане.

Известно, что подземные воды, содержащие углекислую известь (в виде бикарбоната кальция или магния), при выходе на поверхность вследствие малого парциального давления теряют часть углекислоты и выделяют осадок CaCO_3 или MgCO_3 . Этот

Шкала температуры вод источников

Балл	Температурная фаза	Типы вод	Температура в °С
1	Холодная	Исключительно холодные	Ниже 0
2	"	Весьма холодные	0 — 4
3	"	Холодные	4 — 20
4	Субтермальная	Теплые	20 — 37
5	Термальная	Горячие	37*— 50
6	"	Весьма горячие	50 — 100
7	"	Исключительно горячие	Выше 100°

* Границей между субтермальными и термальными водами принята температура человеческого тела (37°).

осадок, накапливаясь в течение длительного времени, образует на пути стока воды значительные толщи известкового туфа, а также «облепляет» растения и камни. При тех же условиях содержащаяся в водах закись железа при соприкосновении с атмосферным воздухом превращается в нерастворимый гидрат окиси железа.

Изучение отложений источника может дать очень ценные указания для выяснения ряда вопросов (о происхождении источника, о составе воды и его изменениях, о прежней деятельности подземных вод и т. п.).

12. Химическая характеристика воды источника. Качественное и количественное химическое опробование вод источника производится с помощью полевой гидрохимической лаборатории системы А. А. Резникова.

При работе в отдаленных и труднодоступных районах, куда возить лишний груз затруднительно, удобно пользоваться портативной лабораторией И. Ю. Соколова, укомплектованной сухими реактивами.

Детальность химического анализа может быть различной и зависит от целей опробования воды. Для радиогидрогеологических исследований рекомендуются два типа химических анализов: сокращенный и полный. Определения, выполняемые при анализах того и другого типа, указаны в табл. 53.

Необходимо строго соблюдать правила отбора проб воды на химический анализ и применять стандартные формы документации гидрохимического анализа. Эти правила сводятся к следующему:

а) На сокращенный анализ пробы должны отбираться в объеме не менее 0,5 л и на полный анализ 2—2,5 л; следует учиты-

Основные типы анализов воды

Тип	Выполняемые определения	Характеристика анализов
Сокращенный	Физические свойства; pH; H_2S ; NO_2^- ; NO_3^- ; NH_4^+ ; Fe^{2+} ; Fe^{3+} ; свободная углекислота; Cl^- ; SO_4^{2-} ; CO_3^{2-} ; HCO_3^- ; Ca^{2+} ; Mg^{2+} ; $Na^+ + K^+$ (по разности)	Наиболее простой анализ, применяемый при массовых определениях для предварительной характеристики вод района. Производится в полевых условиях с помощью походной гидрохимической лаборатории (системы А. А. Резникова)
Полный	Физические свойства; pH; H_2S ; NO_2^- ; NO_3^- ; NH_4^+ ; Fe^{2+} ; Fe^{3+} ; свободная углекислота; растворенный кислород; окисляемость; Cl^- ; SO_4^{2-} ; CO_3^{2-} ; HCO_3^- ; Br^- ; I^- ; F^- ; HPO_4^{2-} ; SiO_2 ; Na^+ ; K^+ ; Ca^{2+} ; Mg^{2+} ; Li^+ ; Mn^{2+} ; Pb^{2+} ; Zn^{2+} ; As^{3+} ; Cu^{2+} ; Al^{3+} ; сухой остаток	Анализ, применяемый для подробной характеристики окончательно установленных типичных вод района. Производится наиболее точными методами в стационарных лабораториях. Позволяет произвести контроль анализа как по сухому остатку, так и по суммам миллиграмм-эквивалентов катионов и анионов

вать, что объем пробы должен по крайней мере на 25—30% превышать сумму объемов, расходуемых на отдельные определения, чтобы аналитик располагал некоторым запасом воды для повторных определений.

б) Пробы отбираются в бутылки, хорошо промытые дистиллированной водой. Перед взятием пробы из источника рекомендуется сполоснуть бутылки (не менее чем три раза) отбираемой водой.

в) Объем воздуха между пробой воды в посуде и пробкой должен составлять 5—10 мл, в противном случае при изменении температуры пробка может быть вытолкнута. Бутылки должны быть закупорены хорошо пришлифованными стеклянными или плотно входящими резиновыми либо корковыми пробками, предварительно тщательно прокипяченными в дистиллированной воде и хранящимися в чистой банке или мешочке; категорически не допускается закупорка бутылок деревянными, бумажными, кукурузными и тому подобными пробками. Для закрепления пробки в бутылке горлышко бутылки вместе с пробкой плотно обвязывают чистым кусочком материи.

г) При отборе пробы воды из источника необходимо следить за тем, чтобы в пробу не попали грунт со дна источника, куски растительности, водяные насекомые и т. п.

д) На бутылку наклеивают этикетку с номером пробы, номером и названием источника, названием партии, района, датой взятия пробы; кроме того, к бутылке привязывают паспорт (дубликат, этикетки).

е) При взятии пробы воды определяются ее физические свойства. В полевой обстановке рекомендуется также определять: pH , H_2S , NO_2' , NO_3' , NH_4' , Fe^{++} , Fe^{+++} , свободную углекислоту и растворенный в воде кислород, так как эти составные части воды источника быстро изменяются при хранении проб.

ж) При транспортировке в зимнее время бутылки необходимо обертывать войлоком, сеном, соломой, бумагой; бутылки с водой надо хранить в лежачем положении.

Отбор проб воды на спектральный анализ производится так же, как и на химический. На полевой базе партии пробы воды, отобранные на спектральный анализ, выпариваются для получения сухого остатка, который и отправляется в стационарную лабораторию на анализ. Вес сухого остатка, отправляемого в лабораторию, должен быть не менее 100 мг.

13. Радиоактивность источников. Полевые определения радиоактивности вод источников и мочажин, а также вмещающих их пород должны дать основные показатели для интерпретации результатов радиогидрогеологических исследований на всех этапах работ.

Радиоактивные источники представляют собой выходы на поверхность земли подземных вод, обогащенных радиоактивными элементами (ураном, радием, радоном и др.). При распространении в районе в основном подземных вод с нормальным содержанием радиоактивных элементов источники с повышенным содержанием последних являются своеобразными аномалиями, называемыми радиогидрогеологическими аномалиями.

Радиогидрогеологические аномалии образуются либо одним источником, либо целой серией их. В последнем случае иногда можно наблюдать своеобразные ореолы рассеяния, характеризующиеся постепенным снижением в воде радиоактивных элементов от центра к периферии аномальной зоны.

При изучении радиоактивности вод источников в них должны определяться в первую очередь уран, радий и радон; в отдельных случаях представляет интерес и определение в водах короткоживущих продуктов распада радона — $Ra(C + C')$, — особенно при комплексных работах по изучению генезиса урановых месторождений.

Изучение содержания в водах источников элементов ториевого ряда, в первую очередь ThX и $MstHI$, также может представлять определенный интерес, однако определения этих элементов при радиогидрогеологических работах до настоящего времени почти не производятся и поисковое значение их в должной мере еще не выяснено. Поэтому в настоящей работе указав-

ния по отбору проб воды на элементы ториевого ряда не даются¹.

Помимо определения радиоактивных элементов в водах источников, обязательно должно производиться изучение радиоактивности вмещающих воды горных пород, рудных образований и особенно минеральных и глинистых осадков на стенках водовыводящих трещин. В них определяются:

а) содержание урана и радия (радиохимическими методами) для выяснения наличия радиоактивного равновесия и

б) величина эманирования (коэффициент эманирования) для правильной интерпретации содержания радона.

Правильная методика отбора проб воды для определения радиоактивных элементов является одним из необходимых условий радиогидрогеологических исследований. Как методика определения, так и правила отбора проб воды для определения урана, радия и радона весьма различны. Вследствие этого пробы вод для определения указанных элементов должны отбираться всегда отдельно, с соблюдением необходимых правил.

Отбор проб воды источников для определения содержания урана производится следующим образом:

а) Для определения растворенного урана по методу М. П. Белой пробы отбираются в объеме не менее 1 л, по экспресс-методам П. Н. Жарова, А. А. Резникова и Е. П. Муликовской, Н. Х. Айдиньян, П. А. Волкова и др. — не менее 300 мл.

б) Для взятия пробы применяются обыкновенные стеклянные бутылки, тщательно вымытые; мытье бутылок производится сначала чистой (водопроводной) водой при помощи ерша, затем смесью серной кислоты и хромпика или технической соляной кислотой, а после этого дистиллированной водой. Перед взятием пробы бутылки споласкиваются отбираемой водой.

в) Отбор пробы осуществляют наполнением бутылки из водной струи или зачерпыванием; если проба не может быть отбрана непосредственно в бутылку, предназначенную для данной пробы, допускается использование дополнительной, промежуточной посуды (стеклянные банки, стаканы, стеклянные трубки, эмалированные кружки с непобитой эмалью и т. д.), которую надо тщательно прополоскать отбираемой водой.

г) Отбираемая вода должна быть достаточно чистой и прозрачной, без механических примесей; в тех случаях, когда чистую воду отобрать невозможно, приходится отбирать мутную и затем фильтровать ее через небольшой слой гигроскопической ваты, помещенный в воронку; вата при этом должна быть хорошо проадсорбирована путем предварительного профильтровывания через нее 3—5 л исследуемой воды. Можно применить

¹ Интересующихся можно отослать к работе И. Е. Старика и Е. С. Шептёвой («Методы определения радиоактивности природных образований», Гостеолиздат, 1946), где приводится методика отбора проб воды на элементы ториевого ряда и их определения.

также непродолжительное отстаивание воды в каком-либо сосуде и уже из него после отстаивания отсифонировать воду в бутылку для исследования.

д) В том случае, если проба отобрана совершенно чистой от механических примесей, ее немедленно подкисляют 5—10 см³ химически чистой концентрированной соляной кислоты; в случае мутной воды подкисление производят после фильтрования или сифонирования.

е) Пробы, взятые в далеких или труднодоступных районах, должны иметь двойной объем, так как в случае интересного результата или порчи пробы может потребоваться повторение анализа.

ж) Отбор проб воды на все виды контрольно-арбитражных анализов должен производиться одновременно с вышеуказанными пробами.

Отбор проб воды источников для определения содержания радия производится с соблюдением следующих правил:

а) Для определения радия радиохимическим методом объем пробы должен быть равен 1 л, для определения радия физическими (вакуумным и циркуляционным) методами в высокоминерализованных водах (рассолах) — не менее 300 мл и в водах с небольшой минерализацией — не менее 1 л, с последующим выпариванием до 300 мл.

б) При отборе пробы должны выполняться все требования, предъявляемые к взятию проб воды на уран и на химический анализ.

При отборе проб воды источников для определения содержания радона надо соблюдать следующие правила:

а) Пробы воды (в количестве 100 мл) отбираются в небольшие металлические или стеклянные цилиндрические сосуды, так называемые «промывалки» (рис. 9), емкостью около 200 мл (диаметр 5 см, высота 10 см); предварительно в промывалках при помощи насоса Комовского создается вакуум. Затем радон, содержащийся в воде промывалки, переводится вакуумным методом в ионизационную камеру.

б) При недостатке промывалок пробы воды из самоизливающихся источников могут с успехом отбираться в обыкновенные, любого размера, стеклянные бутылки; наполнение бутылок водой должно производиться при этом через резиновую трубку, по возможности небольшой длины, один конец которой (желательно со стеклянным наконечником) вставляется в струю воды, другой опускается на дно бутылки¹. После наполнения бутылки и некоторого перелива воды из горлышка трубка медленно (без

¹ Такой метод отбора воды может, конечно, применяться только при наличии разности отметок между уровнем истечения воды и поверхностью земли, что позволяет расположить бутылку ниже точки излива воды

прекращения слива воды из бутылки) вынимается из бутылки, и последняя плотно закупоривается хорошей пробкой. Уже после доставки пробы в лабораторию из бутылки обычным вакуумным способом отбирается вода в количестве 100 мл в промывалку (рис. 10).

в) Пробы воды должны отбираться из источника с максимальной возможной глубины, обязательно из-под слоя воды, чтобы в сосуд не попал воздух или пузырьки спонганного газа.

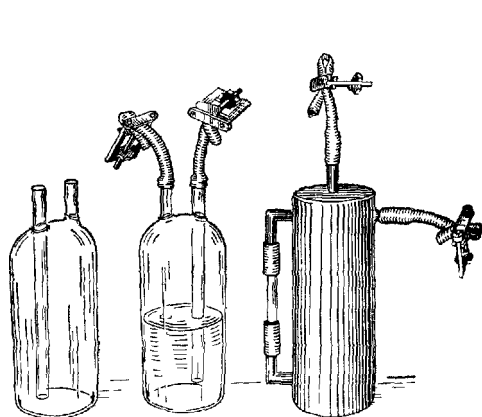


Рис. 9. Стекланные и металлическая промывалки для отбора пробы воды при определении содержания радона

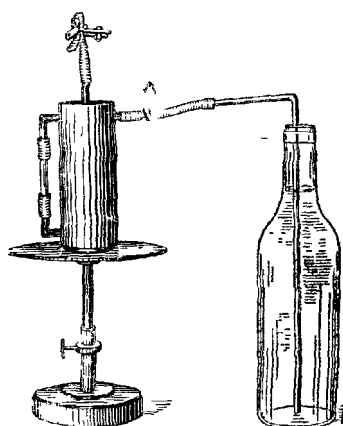


Рис. 10. Отбор воды из бутылки в промывалку вакуумным способом для определения содержания радона

Радиоактивность газа, как правило, бывает значительно больше радиоактивности воды, поэтому даже небольшое количество попавшего в сосуд спонтанного газа может сильно исказить результаты определения. Чтобы избежать попадания в сосуд пузырьков спонтанного газа, рекомендуется затягивать воду в сосуд небольшой струей; для этого можно применить тонко оттянутую стеклянную трубку с загнутым сверху, т. е. по движению пузырьков газа, концом.

г) В том случае, когда вода выходит на земную поверхность в виде слабо сочащегося источника, необходимо сделать небольшое углубление у места его выхода, из которого (спустя некоторое время после его наполнения) можно осторожно взять воду.

д) После отбора пробы на промывалку или бутылку наклеивается этикетка с указанием номера пробы, условий ее отбора, а также даты и времени отбора и делаются необходимые записи в полевой книжке.

Отбор проб воды источников для определения короткоживущих продуктов распада радона. При радиогидрогеологических исследованиях определение короткоживущих продуктов распада

радона в водах источников большей частью не производится. Однако в отдельных случаях определение их может представлять большой интерес. Сопоставление содержания в водах источников короткоживущих продуктов распада радона с концентрацией радона в этих водах может дать дополнительный материал для суждения об условиях циркуляции подземных вод, о степени их застойности или проточности, о характере их выхода на поверхность, об условиях накопления в них радиоактивных элементов и т. п.

Для определения содержания в водах источников короткоживущих продуктов распада радона, в основном $Ra(C + C'')$, могут быть использованы полевые гамма-радиометры. Основное требование, предъявляемое к определению гамма-активности вод источников, сводится к тому, чтобы отбор пробы воды производился непосредственно в ведро (объемом 10 л), без зачерпывания каким-либо вспомогательным сосудом или пропускания через резиновую трубку, что может вызвать снижение гамма-активности воды вследствие адсорбции продуктов распада радона. Измерение гамма-активности воды должно производиться сразу же после взятия пробы.

Газовый состав источников. Определение радона и вообще состава газа, растворенного в воде источника, имеет большое значение для выяснения условий миграции радиоактивных элементов (в особенности урана), а также для использования вод в бальнеологических целях.

Различают газы спонтанные, т. е. свободно выделяющиеся из воды в виде пузырьков, и растворенные в воде. Известны также естественные выходы сухих газов, которые также представляют большой научный и практический интерес и по возможности должны подвергаться опробованию.

На поверхность земли газ проникает вместе с жидкостью (водой или нефтью) по трещинам или по обнажающимся пластам пористых пород. Естественные выходы газов легко наблюдать на относительно спокойной водной поверхности в головках источников, в озерах, реках, лужах и т. п. При сильном выделении газ обнаруживается по звуку: он обычно «сопит» или шипит. Некоторые газы довольно легко могут быть обнаружены и по другим характерным признакам: метан и водород горят; сероводород имеет запах тухлых яиц; углекислота в углублениях гасит свет.

Каждый выход газа должен быть описан, зарисован, нанесен на карту и опробован.

При опробовании газов на месте необходимо записать в полевую книжку следующее:

а) порядковый номер пробы, административное и точное географическое (координаты) местоположение газопроявления, его название, расстояние до ближайшего города, железнодорожной станции и т. д.;

б) условия выходов газов (линейные, рассеянные по площади), возраст и состав газоносных пород, характеристика воды, сопровождающей газ;

в) температура газа; количество газа, выходящего в единицу времени, или дебит¹ отдельных газовых струй; их пульсация (интермиттенция);

г) выделяется ли газ из горных пород, в котором он находится в свободном (газообразном) состоянии, или выходит на поверхность, выделяясь из воды²;

д) способы опробования;

е) дата опробования и фамилия лица, взявшего пробу.

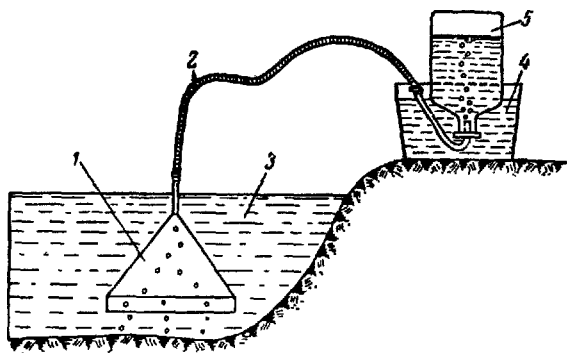


Рис. 11. Схема улавливания газа

1—жестяная воронка, 2—каучуковая трубка; 3—вода источника;
4—ванна; 5—газ, вытеснивший воду

Проба газа берется в количестве 2—3 л из каждой струи; состав газа больших и малых струй может оказаться различным. На склянку с пробой наклеивается этикетка, а ее дубликат с номером пробы, названием партии, указанием района и датой взятия пробы привязывается в сложенном виде к горлышку бутылки.

Для взятия пробы спонтанных газов из источников рекомендуется улавливать их при помощи большой жестяной воронки (рис. 11) с диаметром раструба 30—50 см или больше, чтобы воронка покрывала места наиболее интенсивного выделения газа. Края воронки переходят в цилиндрические плечики и металлическую трубочку. На трубочку воронки надевают каучуковую трубку, которую и подводят к горлышку опрокинутого сосуда.

¹ Дебит газовых струй замеряется объемным способом — по скорости заполнения газом бутылки путем вытеснения воды.

² Иногда происходит выделение газа, окклюдированного твердой породой.

Необходимо, чтобы края воронки находились ниже уровня воды. Можно и полностью погрузить воронку под воду, накрыв ею выход газовых пузырей на дне водоема. В глубоких местах к воронке нужно подвязать груз, чтобы она не всплыла при заполнении ее газом. Соответственно увеличению глубины удлиняется и каучуковая трубка.

Для наполнения сосуда (бутылки, пипетки, склянки) газом чаще всего пользуются методом вытеснения воды. При этом сосуд, предназначенный для взятия пробы, наполняется исследуемой водой, а затем к нему подводится газ, который входит в сосуд и постепенно вытесняет воду. Вода все время является затвором, препятствующим сообщению между газом и воздухом. Кроме газовой емкости (бутылки), необходимо иметь еще один сосуд (таз, бадью и т. п.), служащий в качестве ванны. Для этой цели может быть также использована и любая ямка на местности и даже кусок клеенки или прорезиненной материи, заполненные водой.

Перед началом взятия пробы заполняют водой всю склянку (бутылку), включая горлышко. После этого, прикрыв горлышко склянки и опрокинув ее, опускают горлышко склянки под уровень воды в ванне или заменяющем ее сосуде. Под водой снимают с горлышка склянки крышку и вводят в ванну, а затем подводят под горлышко склянки трубку, по которой через воронку притекает из источника газ. Пузырьки газа поднимаются в склянке вверх, а вытесненная вода вытекает из горлышка в ванну (рис. 12).

Газом наполняют почти всю склянку. Не вынимая горлышка склянки из-под воды, закупоривают склянку пробкой. Впоследствии пробка завязывается марлей и заливается менделеевской замазкой или сургучом. Проба газа должна отделяться от пробки слоем воды толщиной 3—5 см. Склянки с пробами газа хранятся всегда в опрокинутом положении, т. е. горлом вниз, что обеспечивает большую герметичность укупорки. Газ при этом находится под водяным затвором, прикрывающим пробку, залитую замазкой (см. рис. 12).

Той же воронкой можно пользоваться для взятия пробы сухого газа. При этом воронкой накрывают место естественного выхода газа, вдавливая ее цилиндрические края в почву; края обмазывают влажной глиной, а затем воронку засыпают землей или глиной. Газ, таким образом, оказывается направленным под воронку (рис. 13).

В составе газа определяют: N_2 , O_2 , H_2S , CH_4 , CO_2 , H_2 , благородные газы (Ar, Ne, He и т. д.) и тяжелые углеводороды. Методика анализа газов изложена в ряде специальных руководств.

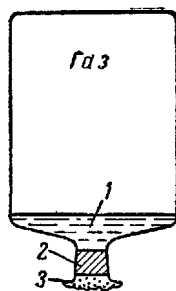


Рис. 12. Укупорка пробы газа

1—водяной затвор;
2—пробка;
3—замазка

ИЗУЧЕНИЕ КОЛОДЦЕВ, ШУРФОВ И ШАХТ

Все одиночные колодцы, шурфы, шахты и другие искусственные выходы подземных вод картируются, регистрируются и опробуются на содержание в них радиоактивных элементов. Из группы колодцев картируются и опробуются лишь наиболее типичные (вскрывающие различные комплексы пород или расположенные на различных гипсометрических отметках). При описании колодцев, шурфов и шахт отмечаются их порядковые номера согласно карте, местоположение, отношение к элементам рельефа, геологический разрез, отметка устья, характер и размеры крепления, глубина от поверхности земли до воды и до

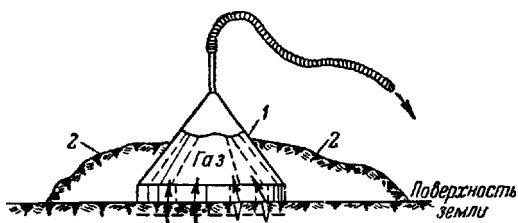


Рис. 13. Подготовка сухого естественного выхода газа для взятия пробы

1—жестяная воронка; 2—земляная засыпка

дна, время заполнения. Путем опроса, а если имеется возможность и личными наблюдениями, выясняются характер водоносного горизонта или трещины (жилы), дебит выработки и его зависимость от выпадения осадков и времени года. Устанавливаются температура и физические свойства воды, производятся качественное опробование воды на месте и отбор проб для количественного определения ее химического состава, радиоактивных элементов (урана, радия и радона) и спонтанного газа.

Наибольшую трудность представляет отбор проб воды из глубоких горных выработок (шурфов и шахт), когда уровень воды находится ниже поверхности земли. В этих условиях удобнее всего отбирать пробы с заданной глубины с помощью специального пробоотборника (водоноса) системы Е. В. Симонова, описание которого приводится ниже.

В тех случаях, когда специальные пробоотборники отсутствуют, для взятия проб воды из глубоких горных выработок можно применять и простые бутылки толстого стекла. Закрытая пробкой бутылка с закрепленным на ней грузом опускается на шпегате в горную выработку. На заданной глубине пробка при помощи прикрепленного к ней шнура выдергивается, и вода наполняет бутылку. Естественно, что при таком отборе воды может быть значительная потеря радона, так как выходящий из бутылки воздух будет продувать поступающую туда воду

При отборе воды на радон может применяться тубусная бутылка объемом 1—2 л, одно отверстие которой при отборе пробы должно сообщаться с воздухом посредством резинового шланга. Таким образом, вода будет заполнять тубусную бутылку без «бульканья» и, следовательно, потеря радона будет меньше, чем при отборе воды первым способом.

Бутылку осторожно, но по возможности быстро погружают на дно выработки и после наполнения водой (что легко устанавливается по прекращению выделения пузырьков воздуха) осторожно поднимают. Тубусную трубку закрывают зажимом, и обычным способом отбирают пробу воды из бутылки в промывалку.

В горных выработках с повышенной активностью воздуха надо особенно внимательно следить за тем, чтобы при отборе проб воды на радон с промывалки не попал воздух, так как это может существенно исказить (повысить) истинные результаты определения радона.

В горных выработках надо тщательно отбирать пробы воды и для определения в них урана и радия. Здесь в бутылку вместе с отбираемой водой могут попасть механические примеси, как, например, гидроокислы и окислы железа и т. п., которые очень хорошо адсорбируют уран, радий и другие радиоактивные элементы. Эти механические примеси, в зависимости от того, были они обогащены ураном (или радием) до взятия пробы или нет, могут и снижать содержание радиоактивных элементов в воде бутылки и повышать.

ИЗУЧЕНИЕ БУРОВЫХ СКВАЖИН

В изучении буровых скважин, заложенных с целью опробования глубоких горизонтов, подземных вод на содержание в них радиоактивных элементов, можно выделить следующие три вида радиогидрогеологических работ: 1) наблюдения при бурении скважин, 2) опробование буровых скважин откачками и 3) опробование самоизливающихся буровых скважин.

НАБЛЮДЕНИЯ ПРИ БУРЕНИИ СКВАЖИН

Способы бурения

Способы бурения и конструкция буровых скважин для поисковых и разведочных целей на уран зависят от геолого-литологического разреза, глубины скважины, количества водоносных горизонтов и проектируемого типа откачек.

Проект буровой скважины составляется на основании имеющихся материалов по геологии и гидрогеологии района и должен содержать следующие сведения:

- а) глубину и геолого-литологический разрез скважины;

б) глубину залегания, мощность и статические уровни водоносных горизонтов, тип подземных вод (грунтовые, напорные);
в) конструкцию скважины — диаметры, длину и положение обсадных труб и фильтра.

Кроме того, в проекте должны быть приведены:

а) указания по гидрогеологическим наблюдениям при бурении, организации и производству опытных откачек, отбору проб воды из скважины;

б) рекомендации по выбору бурового оборудования и способа бурения.

При проходке скважин для поисков и разведки уранового оборудования могут применяться все существующие способы бурения: ручной ударно-вращательный, механический ударный (на штангах и на канатах) и механический вращательный (колонковый и роторный).

Все способы имеют свои преимущества и недостатки.

Ручное ударно-вращательное бурение не требует сложного оборудования и квалифицированного персонала, но оно отличается малой скоростью проходки, подъема и спуска буровой гарнитуры. Применяется этот способ для бурения главным образом поисковых скважин небольшой глубины и малого диаметра при невозможности механизировать работы.

Механическое ударное бурение при поисковых и разведочных работах применяется редко, так как оно отличается малой скоростью проходки и нарушает структуру проходимых пород. Этот способ считается эффективным при бурении дренажных скважин большого диаметра в крепких сливных породах (кварцитах, альбититах и др.).

Преимуществами механического вращательного способа бурения являются быстрота проходки скважины и сохранность ее стенок, что обеспечивает возможность проведения опытно-фильтрационных работ. Недостаток этого способа — необходимость применения глинистой промывки, которая вызывает изменение химического состава подземных вод и сильную адсорбцию глинистыми частицами урана и радия, что снижает содержание их в подземных водах; кроме того, стенки скважины при промывке глинизируются, что может привести к сокращению притока воды из водоносного горизонта или даже к полному его прекращению.

В последнее время успешно применяется вращательное бурение с промывкой водой¹ или без всякой промывки, «всухую».

Поглощение промывочной жидкости

Для характеристики проницаемости проходимых скважиной пород очень важно установить факт поглощения породой промывочной жидкости (глинистого раствора или воды) или увели-

¹ В условиях Туймазинского нефтяного района с промывкой водой бурятся скважины глубиной до 1500 м и более («Правда» от 5/VIII 1954 г.).

чения объема последней в результате поступления в скважину подземной воды.

Существует несколько способов учета потерь промывочной жидкости. Все они заключаются в измерении количества поступающей в скважину и выходящей из нее жидкости. Увеличение и уменьшение, равно как и постоянство объема циркулирующей жидкости, при установившейся циркуляции легко определить по

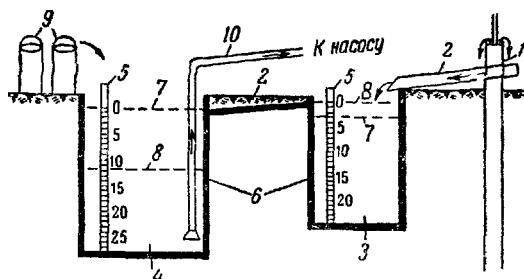


Рис. 14. Схема циркуляционной системы для учета потерь промывочной жидкости

1—скважина; 2—лоток; 3—отстойник; 4—зумпф (прямик), 5—рейка; 6—гидроизоляция; 7—уровень жидкости в начале работы, 8—уровень жидкости в конце работы, 9—мерные сосуды для добавки жидкости, 10—всасывающий шланг грязевого насоса

уровню жидкости в зумпфе и в отстойнике (рис. 14). Зная площади зумпфа и отстойника и величину изменения уровня за время проходки метрового интервала, нетрудно вычислить объем убыли или прибыли, а также расход жидкости в литрах в секунду.

Для замера уровня жидкости в зумпфе и отстойнике устанавливают простые деревянные водомерные рейки (см. рис. 14), на которых нуль соответствует уровню наполненного доверху зумпфа или отстойника. Деления (в сантиметрах) могут быть нанесены на рейки краской или вырезаны из листового железа, с припаянными цифрами из проволоки. Такая рейка изображена на рис. 15. Вместо рейки можно замерять уровень жидкости поплавком, соединенным с противовесом-гирей тонким тросиком, перекинутым через ролик. Гиря снабжается указателем, который движется вдоль рейки, установленной вне зумпфа.

Добавки и сбросы промывочной жидкости удобнее всего производить по окончании бурения метрового интервала, приурочивая их ко времени прекращения работы долота на забое.

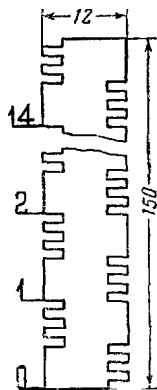


Рис. 15 Рейка для замера уровня раствора в отстойниках

Результаты обработки данных о поглощении жидкости заносятся в сводный журнал потерь промывочной жидкости, прилагаемый к буровому журналу.

Физические свойства промывочной жидкости

Из физических свойств промывочной жидкости определяются удельный вес, отстой (стабильность), процентное содержание песка и температура при изливе.

Точные определения удельного веса производятся стеклянным пикнометром. Точность $\pm 0,001$ можно получить при взвешивании на весах чувстви-

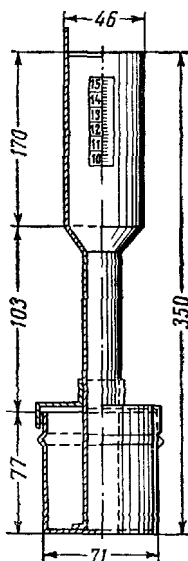


Рис. 16. Ареометр Михайлова для определения удельного веса глинистого раствора

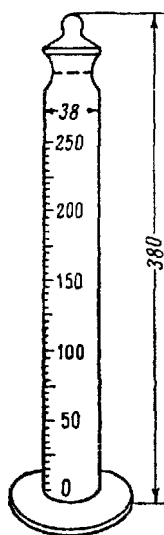


Рис. 17. Цилиндр для определения отстоя промывочного раствора

тельности 1 г литровой эрленмейеровской колбы, наполненной промывочной жидкостью. Чтобы брать один и тот же заранее установленный объем жидкости, край горла колбы шлифуется. Избыток взятой жидкости срезается стеклом.

Для определения удельного веса глинистых растворов широкое применение нашел ареометр Михайлова, изготовляемый из жести и состоящий из сосуда с крышкой, полый узкой трубки и расширенного поплавка, к которому припаяна планка—шкала, градуированная на удельные веса раствора (рис. 16).

При замере удельного веса крышку приподнимают и сосуд погружают в раствор. После наполнения сосуда

до краев крышку закрывают и прибор переносят в чистую, обязательно пресную воду. При этом прибор погрузится в воду до определенного деления шкалы, которое и покажет удельный вес раствора. Точность показаний ареометра Михайлова $\pm 0,01$.

Отстой жидкости косвенно указывает на ее коллоидные свойства. Для определения отстоя жидкость, поступающая из скважин, наливается в градуированный цилиндр (рис. 17) емкостью 250 см³, который закрывается притертой пробкой. Величина отстоя определяется отношением высоты отстоявшегося за 24 часа прозрачного слоя к высоте всего столба взятого раствора.

Процентное содержание песка в промывочной жидкости определяется отстойником Лысенко (рис. 18). В отстойник наливается 50 см³ промывочной жидкости и доливается вода до отметки 500 см³. Закрыв притертой пробкой, отстойник после сильного взбалтывания оставляют в вертикальном положении и по истечении 3 мин. отсчитывают объем осадка, отложившегося в суженной части прибора. Объемный процент содержания песка получается путем умножения объема осадка (в см³) на два. За 2—3 мин. успевают осесть все частицы размером более 0,05 мм и часть фракции 0,01—0,05 мм.

Температура раствора при изливе измеряется родниковым термометром в наиболее близкой к устью скважины точке.

Систематические исследования физических свойств промывочной жидкости необходимы для полевого контроля ее при бурении поисковых и разведочных гидрогеологических скважин. При увеличении объема циркулирующей жидкости весьма важно быстро установить изменение ее удельного веса и других физических свойств для выяснения причин этого явления (поступление в скважину подземной воды, газа и т. д.).

Химические свойства фильтрата промывочной жидкости

Химические исследования фильтрата промывочной жидкости могут дать ряд ценных сведений о пересекемых скважиной водоносных горизонтах, их глубине и мощности.

Отбор пробы фильтрата производится путем слива воды с отстоявшейся промывочной жидкости. Для более быстрого отбора пробы фильтрата промывочная жидкость пропускается через бязевый конусный мешок (рис. 19) и бумажный фильтр. Проба фильтрата отбирается в промытую бутылку в количестве 1 л, плотно закрывается и заливается менделеевской замазкой. На бутылку наклеивается этикетка. В лаборатории вода полностью отфильтровывается от глинистых частиц и подвергается химическому анализу сокращенного типа.

Отбор проб фильтрата на химические свойства производится не реже чем через 25 м углубки.

Радиоактивность фильтрата промывочной жидкости

Исследования радиоактивности фильтрата промывочной жидкости имеют существенное значение, так как позволяют в процессе бурения скважины выявлять в разрезе горных пород радио-гидрогеологические аномалии и ореолы рассеяния. Наблюдения

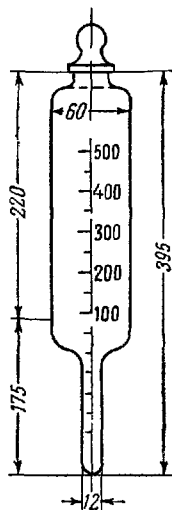


Рис. 18. Отстойник Лысенко

показывают, что промывочная жидкость, циркулирующая в стволе буровой скважины, соприкасаясь с урансодержащими породами, может обогащаться радиоактивными элементами (ураном, радием и радоном).

При изучении радиоактивности фильтрата промывочной жидкости особое внимание следует уделять урану, так как он легко определяется в воде при помощи экспресс-методов.

Методы отбора проб фильтрата промывочной жидкости на определение содержания урана, радия и радона аналогичны отбору проб воды из естественных источников.

ОПРОБОВАНИЕ БУРОВЫХ СКВАЖИН ОТКАЧКАМИ

Задачами откачки являются очистка скважины от промывочной жидкости и «оживление» водоносного горизонта с целью установления наличия в скважине подземных вод и отбора проб

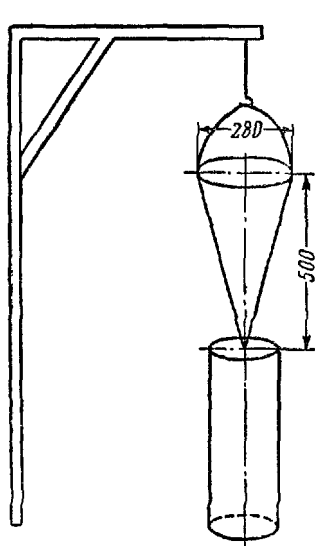


Рис. 19. Мешок-фильтр

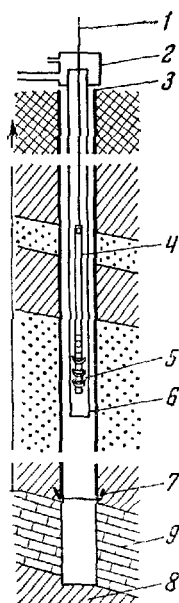


Рис. 20. Схема опробования под защитой обсадных труб

1—тартальный канат;
2—свабный прием; 3—обсадная колонна; 4—грузовая колонна; 5—сваб;
6—компрессорные трубы;
7—башмак обсадной колонны; 8—водоупор, 9—открытый водоносный горизонт

воды для определения их химического состава и содержания радиоактивных элементов (урана, радия и радона).

По характеру водоприемной части гидрогеологические буровые скважины делятся на две категории: 1) скважины с устойчивыми стенками, не вызывающими опасений в отношении обвалов; в этих скважинах водоприемная часть не закрепляется и фильтры не применяются; 2) скважины с неустойчивыми стенками; в них водоприемная часть оборудуется фильтрами.

В практике гидрогеологических работ находят применение самые разнообразные конструкции фильтров (дырчатые, сетча-

тые, гравийные, колокольные и др.), рассмотрению которых посвящена специальная литература.

В большинстве случаев опробование буровых скважин производится под защитой обсадной колонны (рис. 20), которая отделяет опробуемый горизонт от вышележащих водоносных пластов. Такое опробование является наиболее удобным, особенно при наличии водоупорных слоев в кровле и подошве опробуемого горизонта.

Основным методом очистки буровой скважины от промывочной жидкости и оживления водоносного горизонта является сильное понижение давления жидкости в скважине, производимое откачкой желонкой, свабом или эрлифтом. Образующийся при этом перепад давления обуславливает поступление подземной воды в скважину. Подземная вода при этом увлекает с собой глинистые и мелкозернистые частицы и очищает трещины и поры водовмещающих пород.

В тех случаях, когда в скважине с неустойчивыми стенками устанавливают фильтровую (перфорированную) колонну, до начала откачки должна быть проведена промывка скважины водой через промывочные трубы, спускаемые на глубину отверстий фильтра. Промывка сопровождается медленным неоднократным спуском и подъемом труб с одновременным их вращением, для того чтобы размылась корка на всей вскрытой поверхности опробуемого горизонта.

Откачку при опробовании водоносного горизонта на содержание радиоактивных элементов проводят для того, чтобы удалить из буровой скважины промывочную жидкость и получить заведомо подземную воду для полноценных проб. Поэтому она отличается от обычных гидрогеологических откачек сравнительно кратковременностью.

При откачках, проводимых для радиохимического опробования, применяются чаще всего желонки, свабы и эрлифты, реже — штанговые и центробежные насосы. Условия применения первых трех способов откачки и отбора проб воды из скважин кратко рассматриваются ниже.

Откачка желонкой

При глубине залегания подземных вод до 25—50 м, обычной для большинства поисковых участков, откачка осуществляется с помощью желонки. Для производства откачки таким способом надо иметь трос достаточной длины для спуска желонки до забоя скважины. Желонку можно изготовить из куска обсадной трубы. Желательно, чтобы клапан желонки был снабжен «язычком» (рис. 21); в этом случае, когда желонку ставят на какой-либо упор, клапан открывается и выпускает из желонки воду.

Объем желонки необходимо точно определить до начала откачки и записать в журнал откачки. Клапан должен хорошо

закрывается и не давать течи. Спуск и подъем желонки можно производить при помощи лебедки бурового станка или подъемника, а также вручную. Желонку надо поднимать наполненной до краев и спускать ее на одну и ту же глубину. Динамический уровень в скважине можно замерять хлопушкой.

Очень важно определить оптимальное время откачки, т. е. время, необходимое для удаления из скважины промывочной жидкости и получения химического равновесия в подземной воде, поступающей в скважину. Оптимальное время откачки зависит главным образом от водоотдачи вскрытого скважиной водоносного горизонта, а также от интенсивности откачки, т. е.

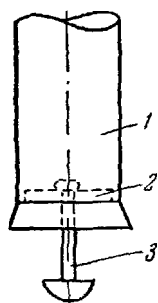


Рис 21. Желонка

1 — корпус желонки,
2 — клапан, 3 — язычок
клапана

от объема воды, откачиваемой из скважины в 1 час. Для определения оптимального времени откачки пользуются контрольными химическими графиками, которые специально составляются в процессе опробования скважин.

Для построения контрольного химического графика необходимо иметь данные только по одному из анионов, например по Cl' , по HCO_3' или по SO_4'' , выраженные в миллиграммах или миллиграмм-эквивалентах на 1 л воды. Лучше всего эти графики совмещать с другими гидрогеологическими графиками (расхода, уровня воды в скважине и т. п.).

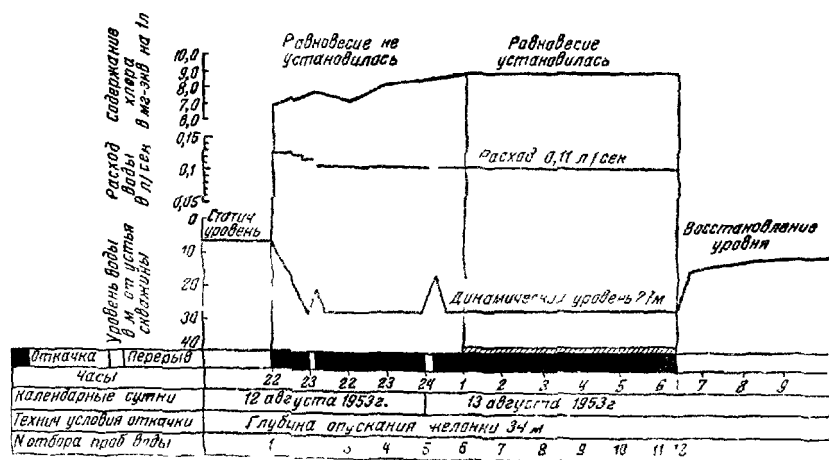


Рис. 22. График опытных откачек воды из поисковой скважины для установления гидрохимического равновесия

При построении такого комбинированного графика (рис. 22) по горизонтали откладывается время откачки в часах, по вертикали — содержание Cl' в миллиграмм-эквивалентах на литр, рас-

ход воды в литрах в секунду и уровень воды в метрах от устья скважины. Тогда для ряда систематических определений в процессе непрерывной откачки получаются кривые, определяющие изменение содержания Cl' в зависимости от количества выданной воды при определенном динамическом уровне в скважине.

В первый период откачки колебания в содержании Cl' могут быть значительными, как это видно на рис. 22. В дальнейшем, когда в процессе откачки будет получена относительно, неизменная, почти горизонтальная кривая, гидрохимическое равновесие можно считать установившимся, и только тогда можно из последних желонок произвести отбор проб для радиохимического анализа опробуемых вод.

Откачка свабом

Наилучшим методом оживления водоносных горизонтов при глубоких скважинах является свабиrowание, поэтому откачку лучше всего производить свабом. Наиболее эффективна свабая откачка на вакуум, однако ею не следует злоупотреблять во избежание образования пробок.

При откачке свабом (рис. 23), трос 1, перекинутый через кронблок буровой или треноги, спускается в скважину с прикрепленными к нему грузовой штангой 4 и свабом 5.

Для приема воды служит открытый сверху бак 2, приваренный к патрубку, соединенному переходником со свабой колонной. Патрубок выступает на 15 см выше дна, что необходимо для отбора газа. Вода идет по главному отводу 6, заканчивающемуся резиновым шлангом 7, в тарированный чан 8.

Наибольшее распространение имеет сваба системы Гайберсона. Он состоит из полого стержня, на который надеваются резиновые манжеты с каркасом из стальных проволок, имеющих вид корзин. Общий вид сваба представлен на рис. 24.

Полый стержень, на котором сидят манжеты, состоит из отдельных секций — кусков одинаковой длины, соединяющихся друг с другом посредством муфт. На каждом куске можно расположить две манжеты. Благодаря такому устройству длина сваба

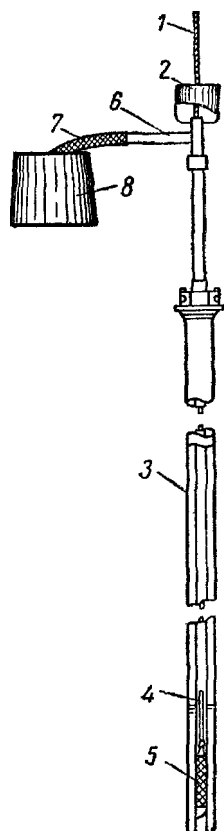


Рис. 23. Схема монтажа свабного и водоприемного оборудования

1 — трос; 2 — водоприемный бак; 3 — обсадная колонна; 4 — грузовая штанга; 5 — сваба; 6 — отвод для воды; 7 — резиновый шланг; 8 — чан

и количество манжет могут уменьшаться или увеличиваться, а при необходимости отдельные части свабы могут заменяться.

В верхней части корпуса свабы наверху клетка с шаровым клапаном. При опускании свабы в жидкость клапан открывается, манжеты несколько сжимаются, и поэтому погружение свабы происходит быстро. При подъеме свабы клапан закрывается, а столб жидкости (вода, глинистый раствор), находящийся над ним, давит на свабные корзинки, распирает их и настолько плотно прижимает к стенкам труб, что утечки жидкости при исправных свабах почти не происходит.

В нефтяной практике применяются также разъемные свабы системы Мишон (рис. 25), в которых свабный поршень разделен по осевой линии пополам. Одна половина

Рис. 25. Разъемный сваб системы Мишон

свабного поршня находится в закреплённом состоянии, а другая может двигаться кверху до верхнего упора, но без горизонтального смещения.

Свабировать можно в любых гладкостенных трубах, не имеющих вмятин и сужений. Обычно применяются компрессорные трубы различных диаметров. Перед сборкой трубы калибруются и собираются таким образом, чтобы муфты были пригнаны доотказа. Для удаления риски на концах труб снимается фаска, иначе свабные манжеты быстро срабатываются.

Глубина свободного опускания труб при неглубоких водоносных горизонтах — не свыше 300—350 м. Предварительную прокачку необходимо начинать с медленного свабирования при небольшом погружении труб, например 50—75 м. По мере восстановления подтока пластовых вод в скважину погружение труб можно увеличивать, доводя его до 200—250 м ниже статического уровня.

Рис. 24. Сваб системы Гайберсона
1—полый стержень, 2—манжеты, 3—муфта, 4—шаровой клапан, 5—клетка клапана, 6—подвеска для каната

Откачка свабом проводится по цикловой системе; сущность ее состоит в том, что устанавливаются одинаковые отрезки времени, в течение которых работы по свабированию, наблюдению и документации выполняются по определенной методике и последовательности.

В практике полевых работ продолжительность цикла устанавливается равной 1 часу при свободно спущенных трубах и 2 часам при откачке на вакуум. Кроме цикловых работ, могут быть и внецикловые операции, выполняемые дежурным гидрогеологом.

При свабировании должна вестись документация технических условий откачки: глубины опускания сваба (в метрах от устья), числа рейсов сваба (фактически проведенных в течение цикла), должны отмечаться смены комплекта манжет, неполадки и т. п.

В процессе свабной откачки составляется график рейсов сваба. Началом рейса считается момент начала спуска сваба, концом — момент окончания подъема сваба на поверхность. При 10 рейсах на одночасовой цикл теоретическая продолжительность одного рейса равна 6 мин.

Уровень воды в скважине замеряется хлопущкой или электрическим уровнемером после окончания цикла. При откачке в свободно спущенных трубах уровень замеряют в межтрубном пространстве, а при откачке на вакуум — только в трубах, в которых производится свабирование; для этого необходимо извлечь сваб на поверхность.

Для определения суммарного количества выданной воды и среднего расхода за цикл при равномерной откачке совершенно достаточно замерить в отдельности объемы воды, выданные за два свабных рейса в начале цикла, за два рейса в середине и за два — в конце цикла. По средней производительности одного рейса подсчитываются общий объем воды, выданный за цикл, и средний секундный расход.

В процессе откачки свабом производятся обычные наблюдения над цветом, запахом, вкусом, газоносностью, мутностью воды и за изменением этих свойств в процессе откачки в пробах, отобранных на сокращенный анализ. Кроме того, замеряются температура воды в месте излива родниковым термометром и температура воздуха — пращом.

Откачка свабом, так же как и желонирование, ведется до установления стабильности химического состава и физических свойств воды (температура, цвет, запах, осветление и пр.). После этого из скважины отбирают пробы воды на полные химические, радиохимические, радиологические и другие исследования.

При перерывах и по окончании откачки производятся детальные наблюдения над восстановлением статического уровня. В первый период по извлечении последнего сваба уровень надо замерять через минутные интервалы, а после того, как начнется

плавное восстановление уровня, можно перейти на более редкие замеры: через 5, 10, 20, 30 мин. и т. д.

Опытные откачки свабом, в зависимости от быстроты оживления водоносного пласта и установления гидрохимической стабильности, могут быть кратковременными (несколько часов) и длительными (2—10 суток). Чаще всего откачка затягивается при опробовании водоносности мелкоотрищиватых пород и применении метода сплошной цементации.

Откачка эрлифтом

Воздушный насос (эрлифт) является более совершенным водоподъемником, чем желонка или сваб, так как он дает возможность поднимать воду, содержащую значительное количество взвешенных частиц, и увеличивать производительность

водоподъема в процессе откачки. Недостатком эрлифта является то, что его производительность трудно поддается регулировке.

Глубина скважины, необходимая для нормальной работы эрлифта, может быть определена по формуле

$$\alpha \geq h(1 + a), \quad (8)$$

где h — глубина динамического уровня от точки излива в м;

a — коэффициент, зависящий от величины h ; при $h = 15-20$ м коэффициент рекомендуется принимать равным 2, при $h > 15-20$ м $a = 1,5$.

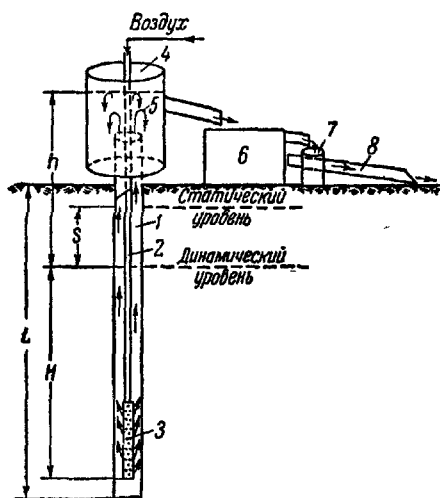


Рис. 26. Схема устройства простейшего эрлифта

1—обсадные трубы; 2—воздухоподающие трубы; 3—смеситель; 4—водоприемная бочка; 5—откачиваемая вода с воздухом; 6—отстойник; 7—мерный сосуд; 8—лоток; S—понижение уровня воды при откачке; h —высота подъема жидкости; H —глубина погружения воздухоподающих труб; L —глубина скважины

Глубина погружения воздушных труб под воду определяется по формуле

$$H = ah. \quad (9)$$

Существуют две системы размещения эрлифтных труб:

1) центральная система, при которой воздушная колонна труб размещается внутри водоподъемной; при такой конструкции эрлифта водоподъемными трубами могут служить обсадные трубы (рис. 26);

2) система размещения эрлифтных труб рядом.

В зависимости от принятой системы размещения эрлифтных труб в скважине и требуемой производительности подбираются диаметры эрлифтных труб (табл. 54).

Т а б л и ц а 54

Диаметры эрлифтных труб при разных системах размещения

Центральная система размещения эрлифтных труб			Размещение эрлифтных труб рядом		
Диаметр труб в дюймах		Производительность откачки в м³/час	Диаметр труб в дюймах		Производительность откачки в м³/час
водо-подъем-ной	воздуш-ной		водо-подъем-ной	воздуш-ной	
3	1 1/4	12—13	1	1/2	1,4—1,6
4	1 1/2	30—35	1 1/2	1 1/4	4—5
5	2	40—50	2	1	7—8
6	2	65—80	3	1 1/2	20—25
8	3	110—150	4	1 1/4	30—40
			6	2	85—100

Давление сжатого воздуха (в атмосферах), необходимое для работы эрлифтной установки, определяется путем деления на 10 глубины погружения воздушных труб в воду (в метрах), считая от уровня воды.

При расчете эрлифтной установки производительность компрессора (расход воздуха) в зависимости от высоты подъема воды может быть ориентировочно определена по табл. 55.

Т а б л и ц а 55

Зависимость расхода воздуха от высоты подъема воды

Высота подъема воды в м .	5	7	10	15	20	25	30	35	40	45	50
Расход воздуха в м³ на 1 м³ воды	2,1—2,5	2,5—2,8	2,5—3,1	3,6	4,2	4,8	5,3	5,8	6,5—7,8	7,0—8,5	7,5—9,0

Гидрогеологические работы, наблюдения и документация во время опытной откачки эрлифтом, так же как и при свабной откачке, проводятся по цикловой системе. Продолжительность цикла 1 час. В течение цикла производятся замеры уровня воды, дебита и температуры.

Динамический уровень во время откачки замеряется в начале каждого цикла. При откачке эрлифтом из одиночных скважин небольшого диаметра возникают затруднения с замерами динамического уровня воды. Это объясняется тем, что в кольце-

вое пространство между обсадными трубами скважины и водоподъемными трубами эрлифта общеупотребительные приборы (хлопушка, электроуровнемер) не проходят. Если же эрлифт опущен в скважину без водоподъемных труб, то замерять динамический уровень обычными способами вообще невозможно. В таких случаях понижение при откачке приходится определять теоретически.

Формула (10) позволяет с достаточной точностью определять динамический уровень воды при откачке эрлифтом, не производя замеров этого уровня в скважине:

$$s = \frac{10(p_0 - p_1) + \Delta_1 H}{1 - \Delta_1} \text{ м}, \quad (10)$$

где s — понижение в м;

p_0 — наибольшее давление, которое показывает манометр в самом начале откачки, в момент постепенного пуска воздуха в воздухоподающую трубу, в кг/см²;

p_1 — давление воздуха при установившемся дебите эрлифта в кг/см²;

H — расстояние от уровня разлива воды из скважины до статического уровня воды в м;

Δ_1 — объемный вес газо-водяной смеси.

Объемный вес газо-водяной смеси Δ_1 можно определить опытным путем во время откачки или подобрать по табл. 56, где приведены приближенные значения Δ_1 , вычисленные на основании справочных данных о расходе воздуха на 1 м³ откачиваемой воды.

Таблица 56

Данные для расчета объемного веса газо-водяной смеси

Высота подъема жидкости в м	5	10	25	40	50
Объем смеси в м ³	3,5	4,0	5,0	6,75	8,5
Вес смеси в т	1,003	1,004	1,005	1,008	1,010
Объемный вес газо-водяной смеси Δ_1 в т/м ³ . .	0,29	0,25	0,20	0,15	0,12

Для промежуточных значений высоты подъема, не указанных в табл. 56, значение Δ_1 можно получить путем интерполяции.

Определение дебита воды производят в каждом цикле объемным методом, отмечая по секундомеру время заполнения мерного сосуда. Объем мерного сосуда должен быть таким, чтобы наполнение его водой продолжалось не менее 30 сек. Получаемые при этом ошибки в измерениях дебита находятся в пределах 5—10%, что соответствует точности опыта.

Температура воды измеряется проверенным родниковым термометром с делениями по $0,2^{\circ}$, который помещают в термометрическую трубку и устанавливают в водоприемной бочке (см. рис. 26). Одновременно замеряется температура воздуха.

Цвет, запах, вкус, газовые проявления, мутность воды обязательно документируются.

Откачка ведется до установления стабильности химического состава и физических свойств воды (температуры, цвета, запаха, осветления и пр.). По окончании откачки производятся наблюдения за восстановлением статического уровня воды, вплоть до полного выполаживания кривой и наступления статического равновесия.

Отбирая пробы воды для производства полных химических, радиохимических и радиологических исследований, следует помнить, что при эрлифтной откачке возможны некоторые изменения химического и газового состава воды под влиянием аэрации. Поэтому отбор проб, особенно на радон, рекомендуется производить через 4—6 часов после откачки при помощи глубинного пробоотборника, описание которого дается ниже.

Отбор проб воды из несамонизливающих скважин

Для отбора проб воды из несамонизливающих скважин с определенных глубин применяют специальные пробоотборники. Простейшим из них является водонос конструкции Е. В. Симонова (рис. 27). При помощи этого водоноса можно отбирать пробы воды (и других жидкостей) с любой глубины, что позволяет производить опробование вод на содержание в них радиоактивных элементов как по всему разрезу скважины, так и в наиболее интересных интервалах водосодержащих пород.

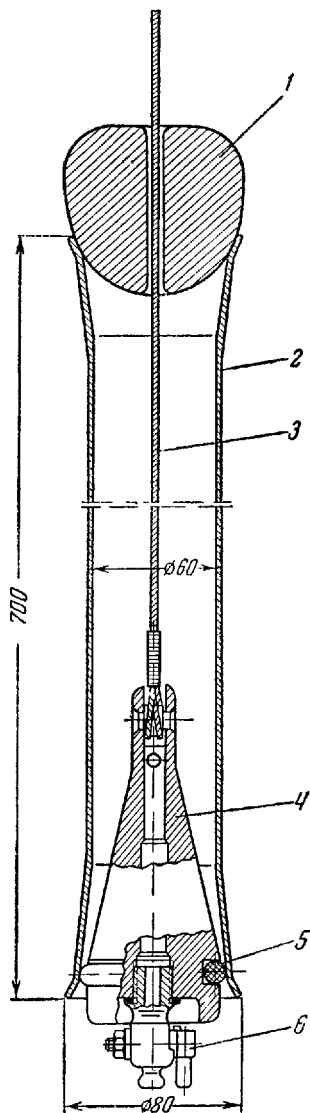


Рис. 27. Водонос Симонова
1—посыльная пробка; 2—приемный цилиндр, 3—трос; 4—груз; 5—уплотнительное кольцо, 6—спускной кран

Для извлечения пробы при помощи водоноса на тросе диаметром 3—5 мм сначала на заданную глубину опускают груз 4, снабженный в нижней части краником 6. Затем по тросу спускают цилиндр 2, имеющий в нижней части уплотнительное кольцо 5. Ударившись о груз, цилиндр наполняется водой на заданной глубине. В этот же момент по тросу спускают посыльную пробку 1, закрывающую цилиндр сверху. Когда посыльная пробка закрывает верхнее отверстие цилиндра, водонос поднимают на поверхность и при помощи краника 6 с надетой на него резиновой трубкой наполняют бутылки промывалки, предназначенные для отбора проб воды. Объем отбираемой водоносом пробы должен быть 1—2 л. Вес водоноса (с пробой) — 5 кг.

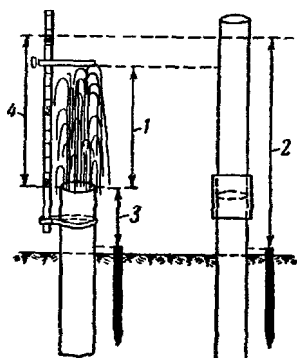


Рис. 28. Измерение высоты фонтана, статического и динамического уровней при самоизливе

1—высота фонтана, 2—статический уровень; 3—динамический уровень; 4—понижение (разность между статическим и динамическим уровнями)

Дальнейший ход отбора и упаковки проб воды для производства полных химических, радиохимических и радиологических исследований аналогичен отбору проб из естественных источников.

Особую задачу представляет отбор проб газа с заданной глубины буровой скважины. Для этого было предложено несколько конструкций приборов (например, глубинный пробоотборник В. П. Савченко), которые здесь не описываются. Конструкция этих приборов все время совершенствуется. Испытан глубинный телескопический пробоотборник системы Е. В. Симонова

(ВСЕГИНГЕО), который обеспечивает сохранность газовой фазы, и может быть рекомендован.

ОПРОБОВАНИЕ САМОИЗЛИВАЮЩИХСЯ СКВАЖИН

Если скважина вскрывает водоносные горизонты с самоизливающейся водой, то кроме всего комплекса наблюдений и работ, применяемых при изучении естественных источников (см. выше), необходимо документировать глубину залегания водоносного горизонта и глубину обсадной колонны, а также измерять высоту статического и динамического уровней воды, дебит скважины при самоизливе, понижение и динамический уровень.

Статический уровень воды, или максимальный напор над поверхностью земли, определяется посредством наращивания обсадных труб выше поверхности земли до тех пор, пока самоизлив не прекратится и уровень воды не установится в трубах

(рис. 28). После этого производят измерение уровня, считая от устья скважины. Максимальный напор самоизливающихся вод можно также определять закрытием скважины и установкой манометра, если вода не газирована.

Динамический уровень измеряют от устья скважины до края трубы, из которой происходит самоизлив. Разность между статическим и динамическим уровнями определяет величину понижения.

Дебит скважины при самоизливе определяют различными методами в зависимости от высоты напора и количества самоизливающейся воды. При небольшом напоре, когда вода только переливается через край трубы, замер дебита производят объемным методом, используя тщательно тарированные ящики или бочки объемом не менее 10 л. Во избежание ошибок замер повторяют до трех раз и вычисляют среднее значение. При сильном самоизливе из скважины, когда вода фонтанирует (см. рис. 28), поднимаясь над краем трубы на высоту более 10 см, дебит можно определить по следующим формулам:

$$Q = 11 d^2 \sqrt{f} \text{ л/сек} \quad (11)$$

или

$$Q = 11 d^2 \sqrt{f(1 + 0,0013f)} \text{ л/сек}, \quad (12)$$

где f —высота фонтана над краем обсадной трубы;
 d —внутренний диаметр обсадных труб.

Формулу (11) рекомендуется применять при f меньше 5 м, а формулу (12) — при f больше 5 м.

При определении содержания в воде радона и вообще спонтанного газа надо иметь в виду, что способ отбора проб из самоизливающейся скважины несколько отличается от ранее описанного.

Пробы воды на радон отбираются при помощи вспомогательных стеклянных трубок, соединенных между собой каучуковой трубкой. Эти трубки как можно глубже вставляют в скважину и засасывают в них воду так, чтобы они полностью заполнялись водой; затем, без захвата воздуха, конец трубок присоединяют к вакуумной промывалке. После открытия зажима вода с силой втягивается в промывалку в количестве 100 мл и трубка закрывается зажимом.

Для отбора пробы газа, если скважина фонтанирует водой и газом, на устье скважины устанавливают газоотделители или специальные траппы. При небольших дебитах воды и газа удобен газоотделитель системы М. Н. Воробьева. Принцип отделения ясен из рис. 29. Перед отбором пробы все пути движения газа по каптажному устройству должны достаточно долго продуваться газом, чтобы освободиться от воздуха.

Отбор пробы из скважины с сухими струями газа никаких затруднений не встречает. Для каптажа сухого газа, выделяющегося из устья скважины, может быть применено следующее

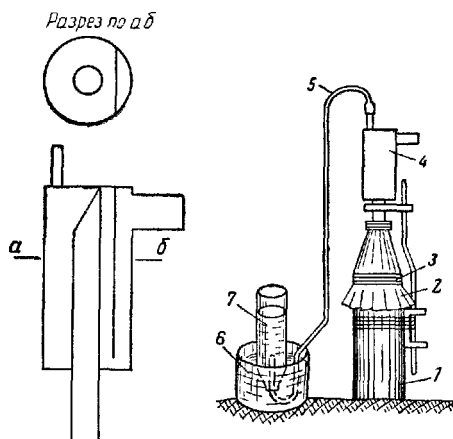


Рис. 29. Газоотделитель
М. Н. Воробьева

1—обсадная труба; 2—манжеты из прорезиненной материи или клеенки; 3—шнур;
4—газоотделитель; 5—резиновая трубка;
6—сосуд с водой; 7—бутылка емкостью 2—3 л

простое устройство (рис. 30). Небольшим куском клеенки или прорезиненной материи накрывают верхний срез трубы сква-

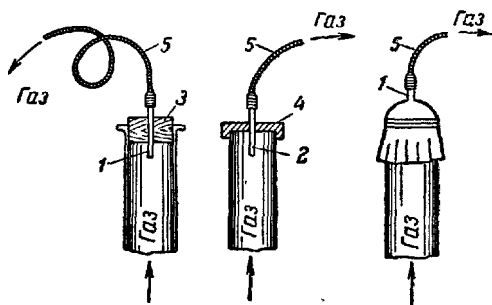


Рис. 30. Подготовка газифицирующей скважины
для взятия пробы

1—трубки стеклянные; 2—трубка металлическая; 3—пробка
деревянная; 4—гайка металлическая; 5—трубки каучуковые

жины. Края материи загибают вниз на обсадную трубу и плотно обвязывают веревкой. В куске материи (или клеенки) предварительно делают отверстие, через которое пропускают газот-

водную трубочку; рваные края проткнутой материи плотно обвязывают ниткой вокруг трубочки. Газ устремляется по газоотводной трубке в бутыль.

Можно также закрыть скважину деревянной (или из иного материала) пробкой с пропущенной через нее трубкой (см. рис. 30).

Упаковка проб газа была описана выше.

ИЗУЧЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДОТОКОВ И ВОДОЕМОВ

ОПРОБОВАНИЕ ВОДОТОКОВ

Все поверхностные водотоки (реки, ручьи, канавы и различного рода каналы—водопроводные, осушительные, оросительные и др. должны в обязательном порядке опробоваться с точки зрения обогащения их радиоактивными элементами (ураном и радием) как за счет пород, по которым они протекают, так и за счет подземных радиоактивных вод, часто разгружающихся в водотоках.

Фактический материал показывает, что поверхностные воды, так же как и подземные, могут выщелачивать и растворять уран, заключенный в породах, и переносить его в виде комплексного соединения, или в виде коллоида, или (в меньшей степени) в виде ионов на довольно большие расстояния.

Опробование поверхностных водотоков необходимо вести от низовьев к верховью через определенные интервалы, беря пробы также из всех боковых притоков. При этом устанавливаются наличие повышенного содержания урана в некоторых ручьях, речках и т. п. (или на отдельных их интервалах) и отсутствие его в других, что позволяет детализировать работу на отдельных, практически интересных участках. Отбор проб воды на содержание в них урана следует делать в нескольких точках на различных расстояниях от берега. Взятие проб воды на разных глубинах реки необязательно, так как растворенные вещества вследствие турбулентности потока обычно распределены по вертикали более или менее равномерно. Только в отдельных случаях (при сжатом течении, большой глубине, наличии плесов и омутов) можно ожидать некоторой неоднородности химического и радиохимического состава.

Наряду с опробованием поверхностных вод следует анализировать также взвешенное в воде вещество, так называемую «муть», и породы, слагающие дно водотоков, на содержание в них урана.

Рекомендуется выполнять также анализ средней пробы валунов или гальки различных горных пород, так как возможна адсорбция урана рыхлыми породами и органическими остатками по пути следования поверхностных вод.

При наличии адсорбированного урана в рыхлых породах или в органических остатках можно сделать неправильное заключение о том, что в пункте, где обнаружена радиоактивная аномалия, на глубине находятся промышленные концентрации урана, тогда как в действительности этот уран может быть принесен водами с участка, расположенного на том или ином расстоянии от аномалии. Следует всегда помнить, что адсорбция урана рыхлыми породами или органическими остатками может происходить только в определенных условиях (при рН, равном 2,5—5,5, в отсутствии гидрокарбонатного и карбонатного ионов, при наличии сероводорода), которые чаще всего можно наблюдать в пределах равнин. В условиях горных рек и ручьев, где, как правило, встречаются пресные воды с содержанием гидрокарбонатного иона (HCO_3') больше 100—150 мг/л, адсорбции урана из вод не происходит.

На основе анализа данных по опробованию вод и пород, слагающих дно рек и ручьев, должны быть выяснены источники обогащения поверхностных вод радиоактивными элементами, их связь с ураноносными породами, условия поверхностного стока, выявлены места перехода поверхностного стока в подземный и, наоборот, участки питания поверхностных вод подземными и т. п.

При изучении и описании водотоков указываются их названия, размеры и расходы воды. На карту наносятся также точки отбора проб воды и пород.

Отбор и упаковка проб воды из поверхностных водотоков для производства сокращенных и полных химических, радиохимических и радиологических исследований аналогичны отбору проб из естественных источников.

ОПРОБОВАНИЕ ВОДОЕМОВ

Поверхностные водоемы (озера, пруды) продолжают оставаться еще мало изученными, хотя, как показали исследования последних лет, воды многих из них характеризуются повышенным содержанием радиоактивных элементов и в некоторых случаях могут служить объектом для специальной добычи урана. Кроме урана, воды ряда озер, преимущественно минерализованных, содержат и другие полезные элементы, как, например, хлор, магний, бор, бром, калий и т. п., которые также можно использовать как сырье для химической промышленности.

Всестороннее изучение поверхностных водоемов с точки зрения содержания в них радиоактивных и других редких элементов и передача их промышленности для комплексного использования имеют крупное государственное-экономическое значение. Поэтому нахождение в СССР водоемов с радиоактивными водами является первоочередной задачей гидрогеологов.

При обследовании водоемов необходимо указывать их наименование, местонахождение, принадлежность к определенному физико-географическому и административному району.

Для крупных водоемов даются географические координаты (широта и долгота) с указанием точного названия и масштаба карты, по которой определено их местонахождение. Местонахождение мелких водоемов определяется пересечением широты и долготы посередине водоема, без особой морфометрической точности. Кроме того, следует, по возможности, указывать расстояние водоемов от ближайшего населенного пункта, железнодорожной станции, пристани, административного центра и т. д.

Для морфометрической характеристики водоема необходимо указать его площадь, длину, ширину и емкость, изрезанность береговой линии, островность, высоту над уровнем моря и т. д. Водоемы принято различать плоские, глубокие, воронкообразные, долинные и пр.

Так как обычно площадь водоемов в течение года значительно колеблется, то при обследовании необходимо указать время года, которому соответствует эта площадь. Желательно указывать площади водоема для периодов весеннего разлива, осеннего низкого уровня и зимнего стояния.

Для практического использования водоемов необходима всесторонняя оценка всего комплекса естественно-исторических явлений в их генетическом развитии и взаимодействии. В связи с этим при обследовании водоемных котловин необходимо изучить их геологическое и геоморфологическое строение, а также гидрогеологические и гидрологические условия как по имеющимся литературным работам, так и по личным наблюдениям.

Гидрогеологические исследования должны быть тесно увязаны с гидрометрическими и гидрологическими наблюдениями; только таким путем можно выявить влияние подземных вод на режим озер и прудов.

Для гидрологических, гидрометрических и гидрометеорологических работ устанавливаются специальные посты, обработка материалов которых должна дать характеристику водного баланса водоема.

При обследовании водоемов должны производиться следующие работы:

а) гидрометрические замеры расходов впадающих в водоемы источников и ручьев;

б) измерения глубин водоема с замерами температуры и определением прозрачности и цвета воды,

в) опробование всех вод, впадающих в водоем, на содержание радиоактивных элементов, а также выяснение временных или циклических изменений химического и радиохимического состава вод в водоеме.

Для выяснения источника и процессов образования радиоактивного состава вод, питающих озера и пруды, а также химиче-

ских процессов, которые происходят в водоемах, необходимо изучение химического состава среды и функциональной связи между водой и горными породами, которые выщелачиваются и растворяются водами, стекающими в водоемы.

Количество проб воды, отбираемых на химический и радиохимический анализ, так же как и частота их взятия, определяется задачами, которые ставятся перед исследованием, типом водоема и его размерами.

Если для целей исследования достаточно знать примерное содержание урана в воде водоема, то можно ограничиться взятием двух-трех проб. При детальном же исследовании надо брать серию проб воды.

В крупных водоемах единичные пробы воды берутся в средней их части или, во всяком случае, на значительном удалении от берега, а при детальном изучении пробы берутся с различных глубин в ряде пунктов. Обычно эти пункты располагают по линии, проведенной от берега к открытой части водоема, причем серию пунктов, расположенных по прямой линии от одного берега к другому, называют разрезом.

В тех случаях, когда пробы отбираются с разных глубин, они должны быть взяты не менее чем в двух точках: у поверхности (вернее на глубине 0,5 м) и у дна. При более детальном обследовании глубоких водоемов пробы берут в различных точках через определенные интервалы глубин (0,5; 2,5; 5; 10; 20; 30; 50 м и т. д.), желательно при спокойной погоде и по возможности в один и тот же день.

В мелких озерах, где вода под влиянием ветра перемешивается, можно брать пробы только с поверхности.

Для взятия проб с различных глубин удобно пользоваться водоносом системы Е. В. Симонова, употребляемым и для отбора проб из буровых скважин.

При детальном обследовании водоемов во всех случаях необходимо подсчитывать запасы растворенного в воде урана и радия.

Методика отбора и упаковки проб воды, отбираемых из водоемов для производства сокращенных и полных химических и радиохимических исследований, описана выше.

Глава III

МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ ПО ВОПРОСАМ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РАДИОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Интерпретация радиогидрогеологических данных является заключительной и самой ответственной частью радиогидрогеологических исследований.

Практика показывает, что успешный анализ собранных в процессе полевых работ радиогидрогеологических данных может быть выполнен только на основе знания геологии и основных черт гидрогеологических условий района. Это объясняется тем, что концентрация рудных минералов урана обусловлена комплексом благоприятных стратиграфических, петрографических, минералогических, структурных, радиогидрогеологических и других условий. Одни лишь радиогидрогеологические благоприятные условия, взятые сами по себе, вне связи с другими, не всегда являются надежными поисковыми признаками.

При обработке радиогидрогеологических данных необходимо уделять особое внимание анализу палеогидрогеологической обстановки, т. е. восстановлению природных условий, при которых происходили в прошлом формирование и циркуляция подземных вод и образование связанных с ними урановых оруденений.

В первую очередь необходимо восстановить палеогидрогеологическую обстановку для периода наиболее интенсивного формирования урановых концентраций и сопутствующих минералов. Такие периоды особенно четко выявляются в районах месторождений гидротермального типа. Они связаны с проявлением в породах древних процессов циркуляции термальных вод: а) щелочного метасоматоза (альбитизация, эгиринизация, рибекитизация и др.); б) окварцевания; в) карбонатизации и т. п.

Интенсивное развитие щелочных, карбонатных и кварцевых минералов является весьма благоприятным признаком для ура-

нового оруденения отдельных месторождений; наибольший интерес представляют альбитизированные и доломитизированные породы и жилы, с которыми иногда могут быть связаны значительные концентрации урана в виде уранинита и настурана.

Четко выделяются периоды наиболее интенсивного формирования урановых концентраций также и на отдельных месторождениях нефти, углей и горючих сланцев, где промышленное оруденение урана в большинстве случаев имеет ярко выраженный эпигенетический характер и образовалось за счет подземных вод, обогащенных растворенным ураном. При интерпретации радиогидрогеологических данных необходимо учитывать, что в месторождениях этого типа часто наблюдаются: а) приуроченность урановых минералов (черни, урано-ванадаты, настуран) к сгусткам битумов; б) оруденения, замещающие створки раковин; в) оруденения вокруг раковин, заполненных кремнеземом; г) оруденения на поверхности глин в прослоях и линзах; д) оруденения на растительных остатках и др.

Анализируя палеогидрогеологическую обстановку месторождений гидротермального и осадочного типа, необходимо иметь также в виду, что выпадение концентраций урана в осадок из водных растворов происходит преимущественно в определенной геоструктурной обстановке. Такой типичной обстановкой являются:

- 1) антиклинали, моноклинали, крылья и замки синклинали;
- 2) ослабленные приконтактные зоны;
- 3) зоны рассланцевания;
- 4) локализованные изгибы пластов, прослоев и т. п.

При этом следует всегда учитывать, что в периоды формирования месторождений урана движение ураноносных водных растворов направлено всегда избирательно, преимущественно по восходящим путям (вертикальным и наклонным) к верхним частям земной коры. Последнее и обуславливает распределение и конфигурацию уранового оруденения.

Конкретный анализ древних и современных гидрогеологических условий изучаемого региона или участка позволит подойти к оценке гидрогеологической раскрытости и промытости отдельных комплексов пород (массивы, пласты и жилы), что обуславливало в прошлом и обуславливает в настоящее время: а) гидрогеологическую и геохимическую зональность и б) степень разрушения и сохранения возможных рудных концентраций урана.

ОСОБЕННОСТИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РАДИОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ В РАЗЛИЧНЫХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗОНАХ

Как уже указывалось выше, исходя из характера циркуляции подземных вод в земной коре в вертикальном разрезе выделяют пять взаимосвязанных гидрогеологических зон. Особенности этих

зон необходимо учитывать при интерпретации радиогидрогеологических данных.

1. Самая верхняя, зона аэрации (зона поверхностного выветривания) характеризуется временным просачиванием поверхностных вод и формированием обстановки интенсивного растворения и выщелачивания урана и радия.

В этой зоне сохраняются лишь гидроокислы железа и силикаты урана. Вблизи самой поверхности встречаются содержащие уран гиалиты (опал) ниже наблюдается отенит, а еще глубже — торбернит и цейнерит (см. табл. 49). Эти ореолы рассеяния (при наличии в них урана) обладают способностью свечения в ультрафиолетовом свете и имеют огромное значение в качестве поисковых признаков в зоне аэрации, так как они большей частью расположены непосредственно над урановым телом.

Необходимо различать современную и древнюю зоны аэрации. При определенных условиях зона древней аэрации может достигнуть весьма значительной мощности, уходя в современную зону свободного обмена подземных вод с земной поверхностью, а иногда и в зону затрудненного водообмена.

2. Зона колебаний (сезонных и многолетних) уровня грунтовых вод характеризуется интенсивным окислением, растворением и выщелачиванием урановых минералов. Здесь слюдки уже не могут существовать, поэтому на отдельных месторождениях появляется «пустая» зона, где лишь изредка встречаются различные мало устойчивые сульфаты урана.

3. Зона свободного обмена подземных вод с земной поверхностью отличается интенсивной циркуляцией нисходящих и восходящих подземных вод и формированием окислительной обстановки в сильно промытых и промывающихся комплексах пород. С этой зоной чаще всего приходится иметь дело при радиогидрогеологических поисковых работах. Здесь могут быть встречены разнообразные химические типы вод, однако в основном это гидрокарбонатные и сульфатные пресные или слабо минерализованные воды. Под влиянием содержащегося в водах кислорода, уголекислоты, иногда повышенной кислотности (за счет окисляющихся сульфидов) в зоне свободного водообмена происходит интенсивное окисление и растворение урана. Уран и радий поступают в воду как из пород, содержащих эти элементы в рассеянном состоянии, так и путем разрушения рудных концентраций урана, встречающихся в этой зоне преимущественно в виде остаточной черни. Фактический материал показывает, что здесь происходит повышенный вынос за пределы месторождения урана и в меньшей степени радия.

При радиогидрогеологическом опробовании водопунктов, приуроченных к зоне свободного водообмена, наиболее надежным поисковым критерием является повышенное содержание урана (от $1 \cdot 10^{-4}$ до $n \cdot 10^{-3}$ г/л) и радона (от 400 до 10 000 эман и более).

При интерпретации радиогидрогеологических данных, связанных с зоной свободного водообмена, необходимо учитывать следующее.

1) высокое содержание урана и радона в одних и тех же водах характерно только для вод, в большей или меньшей степени связанных с рудными концентрациями урана;

2) при оценке поискового значения тех или иных радиогидрогеологических данных следует всегда руководствоваться принципом аномальности, применяемым на базе глубокого анализа гидрогеологической обстановки. При этом в каждом случае необходимо учитывать не столько абсолютное содержание в воде радиоактивных элементов, сколько относительное превышение их содержания на аномальных участках над общим фоном;

3) изучая причины формирования радиогидрогеологических аномалий и ореолов рассеяния, необходимо обращать особое внимание на выяснение путей движения и скорости фильтрации подземных вод, обогащенных радиоактивными элементами;

4) необходимо учитывать также исключительно большую миграционную способность урана. При отсутствии восстановительной обстановки (органических соединений, сероводорода) процессы выщелачивания и растворения урановых минералов и выноса урана на значительных глубинах могут опережать разрушение других минералов, слагающих породы и руды;

5) при сильной разрушенности верхней части урановых месторождений, когда зона окисления распространяется на много десятков и даже сотен метров в глубь земной коры и подземные воды в большинстве случаев бедны радиоактивными элементами, особое значение имеет петрографический состав пород, слагающих рудные месторождения.

Так, например, в водах коры выветривания порфиров содержание радиоактивных элементов составляет: урана $n \cdot 10^{-7}$ — $5 \cdot 10^{-6}$ г/л, радия $n \cdot 10^{-13}$ — $2 \cdot 10^{-12}$ г/л, радона до 10—15 эман. В водах коры выветривания гранитов содержание радиоактивных элементов уже несколько выше: урана $n \cdot 10^{-7}$ — $5 \cdot 10^{-5}$ г/л, радия $n \cdot 10^{-13}$ — $5 \cdot 10^{-12}$ г/л, радона до 100 эман. В водах коры выветривания осадочно-метаморфических пород типа железистых кварцитов (роговиков и джеспилитов), аспидных сланцев, карбонатизированных кварцитов и др. содержание радиоактивных элементов бывает относительно высоким: урана $n \cdot 10^{-6}$ — $8 \cdot 10^{-5}$ г/л, радия $n \cdot 10^{-12}$ — $3 \cdot 10^{-11}$ г/л, радона до 150 эман.

Иногда картина усложняется наличием пегматитовых жил, содержащих устойчивые урановые минералы и адсорбированный глинистым веществом (по трещинам) радий. Радиоактивность воды в этих случаях даже при хорошо промытой коре выветривания может достигать 300—500 эман. Таким образом, в зоне окисления наблюдаются однообразная картина содержания в водах радиоактивных элементов и незначительные, как бы сглаженные аномалии. Расшифровать их, оценить их

поисковое значение, нащупать по ним залегающие на глубине рудные концентрации урана очень трудно. Решить вопрос о наличии или отсутствии радиогидрогеологической аномалии можно только при заложении глубокой скважины и опробовании вод на содержание радиоактивных элементов. Из практики известно, что в глубоких скважинах, шахтах и т. п., где породы слабее промыты, воды значительно богаче радиоактивными элементами, чем в верхней части разреза, и резко отличаются от вод безрудных пород.

4. Зона затрудненного водообмена характеризуется присутствием вод сравнительно замедленной циркуляции и окислительно-восстановительной обстановкой. Окисление наблюдается лишь в некоторых пластах или жилах, по отдельным, более водопроницаемым участкам, трещинам и т. д. Здесь могут быть встречены воды от гидрокарбонатно-сульфатных до сульфатно-хлоридных.

Наиболее типично для вод этой зоны то, что они в пределах распространения урановых тел, независимо от их химического состава, отличаются весьма повышенным содержанием основных радиоактивных элементов (урана, радия и радона) относительно безрудных полей.

Однако уже на сравнительно небольшом расстоянии (в 20—50 м) от рудных урановых залежей содержание в подземных водах урана и особенно радона резко снижается. А при наличии в породах битумов и ряда других органических соединений, а также сероводорода воды зоны замедленного водообмена могут иметь весьма пониженное содержание урана, который здесь восстанавливается и выпадает в осадок в виде урановой черни.

Таким образом, при интерпретации радиогидрогеологических данных, связанных с зоной затрудненного водообмена, вопросы поисков урановых залежей решаются значительно легче, чем по данным других зон. Здесь картина радиоактивности вод и ее связь с рудными телами выступает рельефнее, аномальные содержания радиоактивных элементов устанавливаются отчетливее.

В зоне затрудненного водообмена заслуживают внимательного изучения следующие содержания радиоактивных элементов:

а) в водах гранитоидов — содержание урана $5 \cdot 10^{-5}$ г/л, радия $n \cdot 10^{-11}$ г/л, радона свыше 300 эман;

б) в водах железных руд, железистых кварцитов (роговики и джеспилиты), аспидных сланцев и др. — содержание урана $5 \cdot 10^{-4}$ г/л, радия $5 \cdot 10^{-11}$ г/л, радона свыше 200 эман.

5. Зона весьма затрудненного водообмена отличается от других зон: а) весьма замедленным движением вод; б) восстановительной геохимической обстановкой; в) относительной стабильностью химического и газового состава вод. В этой зоне могут формироваться как высокоминерализованные

воды и рассолы хлоридно-натриевого и хлоридно-натриево-кальциевого типа, характеризующиеся высокой радиеносностью ($n \cdot 10^{-10}—5 \cdot 10^{-8}$ г/л) и для платформенных условий относительно пониженной ураноносностью ($n \cdot 10^{-8}—5 \cdot 10^{-6}$ г/л), так и относительно слабо минерализованные щелочные радоно-радиевые воды гранитных массивов.

При поисковых работах необходимо иметь в виду, что в области распространения кислых интрузивных и осадочно-метаморфических пород, включающих урановые концентрации, высокоминерализованные воды зоны весьма затрудненного водообмена могут обогащаться растворенным ураном до относительно высоких концентраций (до $2 \cdot 10^{-4}$ г/л и выше) и радоном до 300 эман и могут служить поисковым признаком.

Миграция относительно повышенных концентраций урана в восстановительной обстановке на небольшие расстояния (до 15—20 м от рудного тела) все же возможна благодаря специфическим физико-химическим условиям, наблюдаемым местами в глубоких водных бассейнах (высокое давление, наличие углекислоты, хлора, двухвалентного железа и т. п.).

В пределах широкого распространения кристаллических пород зона весьма затрудненного водообмена может быть недостаточно четко выраженной или совсем отсутствовать, так как иногда эти породы бывают слабо обводненными или практически безводными, что особенно благоприятствует сохранению урановых залежей.

В зоне весьма затрудненного водообмена заслуживают внимания следующие содержания радиоактивных элементов:

а) в водах гранитоидов — содержание урана $1 \cdot 10^{-5}$ г/л, радия $n \cdot 10^{-11}$ г/л, радона свыше 100 эман;

б) в водах осадочно-метаморфических пород типа железистых кварцитов (роговики и джеспилиты), карбонатизированных кварцитов, аспидных сланцев и др. — содержание урана $5 \cdot 10^{-5}$ г/л, радия $n \cdot 10^{-11}$ г/л, радона свыше 50 эман.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ РАДИОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОПРОБОВАНИЯ

Интерпретация данных радиогидрогеологического опробования, как уже отмечалось, является наиболее трудной и ответственной частью радиогидрогеологических исследований. Целесообразно выполнять ее в процессе полевых работ, чтобы иметь возможность провести контрольное опробование и более детально изучить перспективные участки.

Кроме внимательного анализа всего материала, полученного при радиогидрогеологическом опробовании подземных и поверхностных вод, при интерпретации следует привлекать в необходи-

мых объемах данные о геологии, гидрогеологии, климате, геоморфологии и других особенностях изучаемых площадей.

В основу интерпретации радиогидрогеологических данных кладется принцип аномальности, который заключается в том, что при оценке того или иного водоисточника учитывается главным образом не абсолютное содержание радиоактивных компонентов в воде, а их превышение над радиогидрогеохимическим натуральным фоном. Под последним понимается содержание того или иного радиоактивного компонента в подземных водах, которые на всем своем пути двигались по заведомо нерудоносным породам. Натуральный фон имеет нижнюю и верхнюю границы, а также среднее значение.

Поскольку месторождения урана представляют собой явления локальные, обогащение подземных вод ураном имеет место также на сравнительно ограниченных площадях. Благодаря этой особенности, имея многочисленные данные по содержанию в водоисточниках радиоактивных элементов, обычно удается достаточно легко установить натуральные фоны.

Натуральный фон выводится для каждого существенно различного типа пород, и при этом отдельно для каждой площади, заметно отличающейся по климатическим условиям. Натуральный фон устанавливается для каждой гидрогеохимической обстановки (зоны), даже если воды и приурочены к одним и тем же породам. Кроме того, натуральный фон целесообразно устанавливать для одного и того же года и даже для одного сезона.

В ряде случаев установление натурального фона представляет некоторые трудности даже для площадей, однородных по своему геологическому строению, климатическим, гидрогеохимическим и другим особенностям. Изучение подземных вод в районах урановых месторождений показало, что в ряде случаев нет четкой границы между содержанием урана в водах безрудных площадей и рудных участков, поскольку, с одной стороны, и на безрудных участках местами наблюдается существенно повышенное содержание урана в водах, а с другой стороны, воды, сильно обогатившиеся ураном за счет руд, по выходе из них нередко сильно разбавляются. Однако такое ложное впечатление отсутствия границы натурального фона создается только в том случае, когда не учитывается частота встречи водоисточников с различными содержаниями. Для установления натурального фона в таких районах следует принимать эту верхнюю границу таким образом, чтобы в натуральный фон не включать те богатые ураном водоисточники, которые встречаются значительно реже, чем водоисточники с более низкими, обычными содержаниями урана. Аналогично поступают и при установлении натурального фона по содержанию в водах радия и радона.

В некоторых районах встречаются породы с таким высоким содержанием урана, что при движении по ним подземные воды могут обогащаться ураном до $n \cdot 10^{-5}$ г/л и даже до $n \cdot 10^{-4}$ г/л.

В результате по содержанию урана они будут мало отличаться от вод, прошедших через рудные тела, тем более что в последнем случае содержание урана в водах при дальнейшем движении их за пределами оруденения нередко снижается. В таких районах необходимо особенно внимательно изучать результаты радиогидрогеологического опробования, а последнее надо проводить возможно детальнее. При этом на площадях с высоким натуральным фоном необходимо опробовать водоисточники на содержание трех радиоактивных компонентов урана, радия и радона, поскольку воды, прошедшие через рудные тела, обычно обогащены радием и радоном.

Следует, однако, помнить, что эта особенность у сравнительно слабо минерализованных вод довольно быстро исчезает по мере удаления от рудных тел, нередко на первых десятках метров. Радий интенсивно сорбируется минералами руд и вмещающих пород. Радон является сравнительно короткоживущим элементом уранового ряда, и время его полураспада равно всего лишь 3,8 суток. Учитывая, что скорости движения подземных вод часто измеряются десятками сантиметров и несколькими метрами в сутки, реже десятками и сотнями метров в сутки, легко прийти к выводу, что в заметно повышенных количествах радон может быть встречен в водах скорее всего на удалении десятков — первых сотен метров, реже на более значительных расстояниях от рудных тел.

Практика полевых определений радона в водах целиком подтвердила этот вывод. При этом оказалось, что на участках развития плотных руд, вследствие медленного движения вод, ореол аномальных по радону вод имеет меньшую протяженность (десятки метров), в трещиноватых, хорошо проницаемых породах аномальность вод по радону может сохраняться на более значительном расстоянии (первые сотни метров и более).

Что касается вод, получающих уран из обогащенных им нерудоносных пород в тех же верхних частях земной коры с активным водообменом, то они обычно бедны радием и радоном. Таким образом, определяя три радиоактивных компонента в водах, можно в ряде случаев более обоснованно выделить аномальные водоисточники.

После того как установлены натуральные фоны, обычно не представляет особой трудности выделить водоисточники с аномально высокими содержаниями урана или других радиоактивных компонентов. Степень аномальности таких водоисточников в каждом районе различна в зависимости от типа руд, водообильности пород и других особенностей изучаемых площадей. Поэтому невозможно дать универсальные цифровые характеристики аномальных вод.

Приближенно можно считать аномальными по урану воды, в которых содержание урана на порядок и более превышает среднее содержание урана в окружающем его натуральном фоне

(например, $5 \cdot 10^{-5}$ г/л и более при среднем содержании в натуральном фоне $5 \cdot 10^{-6}$ г/л). При этом содержание урана в аномальном водоисточнике должно не менее, чем на полпорядка превышать верхний предел натурального фона. Это относится к тем водоисточникам, в которых аномальная составляющая вод не подвергалась очень сильному разбавлению. Для вод ручьев, рек, крупных родников из аллювиальных отложений и др., где воды бывают значительно разбавленными, аномальными можно считать воды с содержанием урана, превышающим на полпорядка-порядок среднее содержание его в натуральном фоне, но заметно отличающимся от верхнего предела натурального фона.

Отнесение вод к группе аномальных по содержанию радия выполняется по тому же принципу, что и по урану, т. е. аномальными условно считаются воды, в которых содержание радия на порядок и более превышает среднюю величину натурального фона по радия (например, $2 \cdot 10^{-11}$ г/л и более при среднем содержании радия в водах вмещающих пород $2 \cdot 10^{-12}$ г/л). Поскольку радий довольно быстро сорбируется минералами руд и пород, следует обращать внимание и на те водоисточники, в которых превышение над натуральным фоном составляет всего полпорядка, особенно если они содержат повышенные количества других радиоактивных элементов. Кроме того, для вод сильно разбавленных (воды ручьев аллювиальных отложений и т. п.) принимается во внимание и превышение, равное полпорядку.

Аномальными водами по содержанию радона можно условно считать такие, в которых концентрация радона превышает двойной натуральный фон и при этом заметно отличается от максимального значения фона, если этот фон высокий. При низком фоне можно считать аномальным и содержание, превышающее фон на 30—40 эман и более. При этом следует помнить, что необычно высокое содержание радона в подземных водах возникает не только вследствие движения их по урановым рудам, но и в результате циркуляции их по пегматитам, природным адсорбентам радия (глинистые образования, гидроокислы железа и т. п.) и в некоторых других случаях.

Как известно, различные гидрогеохимические обстановки характеризуются различной степенью обогащения подземных вод радиоактивными компонентами за счет руд или пород. Поэтому, анализируя данные радиогидрогеологического опробования, необходимо точно определять, в каких гидрогеохимических условиях формируются подземные воды, выходящие в виде родников, колодцев, ручьев, шахтных вод и других водоисточников

В земной коре в каждом водоносном горизонте напорных или безнапорных вод наблюдаются вполне закономерные изменения в их химическом составе по направлению глубокого движения вод. В настоящее время можно выделить два геохимически крайних типа гидрогеохимической зональности, наблюдающихся в изученной части земной коры (5,5 км). Характерные особен-

ности этих гидрогеохимических зон определяются прежде всего геохимическими различиями вмещающих воды пород. В одном случае породы водоносного горизонта или контактирующие с ним породы содержат в рассеянном или концентрированном виде нефть, каменный уголь или другое органическое вещество, которое способно вступать в биохимические или химические реакции, играя в них роль сильного восстановителя. В другом типе гидрогеохимической зональности породы водоносного горизонта или окружающие его слои не содержат такого органического вещества.

В табл. 57 и 58 выделено по несколько гидрогеохимических зон (обстановок), отличающихся между собой характерным ионно-солевым компонентом или составом растворенных газов, которые являются наиболее тонкими индикаторами изменений в геохимических условиях. В природе многие из выделенных зон обычно связаны постепенными переходами и предложенные границы между зонами проводятся условно.

Не останавливаясь подробно на гидрогеохимической зональности, отметим лишь те ее стороны, которые важны для проведения радиогидрогеологических поисково-разведочных работ.

При отсутствии в водоносном горизонте битумов или других активных органических восстановителей (и сорбентов), во всем гидрогеохимическом разрезе, от близповерхностных участков со слабо минерализованными водами до значительных глубин, где господствуют хлоридные рассолы, существуют условия для перехода в подземные воды всех трех радиоактивных компонентов из руд и пород. В результате во всем этом разрезе подземные воды, прошедшие через рудные тела, будут всегда аномально обогащены ураном, а вблизи рудных тел также радием и радоном. Таким образом, для данного гидрогеохимического разреза радиогидрогеологические критерии являются аналогичными для всех зон.

Однако интенсивность обогащения вод радиоактивными компонентами не одинакова по всему разрезу. Наиболее благоприятные условия для перехода урана из пород и руд в воды существуют в верхней зоне данного разреза — в зоне вод со свободным кислородом. Как показали наши наблюдения, растворенный кислород обычно проникает в толщу подземных вод, значительно глубже их естественного уровня. В водах пород без органического вещества он встречается нередко до глубины 100—200 м, считая от уровня подземных вод, а местами до 1000 м и даже глубже.

Обычно кислород развит в верхней гидрогеохимической зоне, в слабо минерализованных водах, но зачастую нижняя граница кислорода опускается в зону сульфатных вод, иногда — до ее контакта с зоной хлоридных вод. Во всех случаях нижняя граница развития кислорода имеет извилистые очертания.

Радиогидрогеологические поисково-разведочные критерии для гидрогеохимического разреза при отсутствии в водоносных или окружающих их породах реагирующего органического вещества (по А. И. Германову)

Гидрохимические зоны	Характерные компоненты	Часто наблюдаемые глубины нижних границ зон, считая от уровня подземных вод	Состав растворен- ных газов	Некоторые геохимиче- ские особенности зон	Содержание радиоактивных компонентов в водах						Радиогидрогеологи- ческие поиско- разведочные критерии
					на безрудных участках			на рудных участках			
					U в г/л	Ra в г/л	Rp в эма- нах	U в г/л	Ra в г/л	Rp в эма- нах	
Зона слабо минерализо- ванных вод обычно гид- рокарбонатного типа	HCO ₃ ' (SO ₄ '', Cl')	На равнинах десятки и первые сотни метров В горах сотни метров, местами более 1000 м	O ₂ N ₂ CO ₂	Окислительная обстановка благодаря растворенному в воде кислороду. Высо- кий окислительно-восста- новительный потенциал (100—500 м)	n·10 ⁻⁷ — n·10 ⁻⁵ , редко до 5·10 ⁻⁴	До 5·10 ⁻¹² , часто ниже 1·10 ⁻¹²	Единицы— первые десятки	n·10 ⁻⁴ — n·10 ⁻² , редко n·10 ⁻¹	n·10 ⁻¹² — n·10 ⁻¹⁰ , иногда n·10 ⁻⁹	Многие десятки, сотни и тысячи	Аномально высокое со- держание в воде урана, радия и радона
Зона более минерализо- ванных вод обычно сульфатного типа	SO ₄ '' (HCO ₃ ', Cl')	На равнинах сотни мет- ров, местами более 1000 м В горах многие сотни метров и первые ки- лометры	N ₂ CO ₂	Бескислородная обстановка. Окислительно-восстанови- тельный потенциал падает с глубиной. Одновременно в растворе в возрастаю- щих количествах появ- ляются Fe ²⁺ и другие элементы в закисной форме	n·10 ⁻⁷ — n·10 ⁻⁵	n·10 ⁻¹² и меньше По мере увеличе- ния минерализации вод с глубиной возрастает до n·10 ⁻¹¹		n·10 ⁻⁶ — n·10 ⁻⁴ , иногда выше	n·10 ⁻¹² — n·10 ⁻¹⁰ , в более минерали- зованных водах n·10 ⁻¹¹ — n·10 ⁻¹⁰ , иногда n·10 ⁻⁹		Критерии аналогичны, но абсолютные содер- жания урана в ано- мальных водах обычно ниже
Зона высокоминерализо- ванных вод хлорид- ного типа	Cl' (SO ₄ '' всегда)	Вплоть до максимальных глубин развития тре- щин и пор, содержа- щих свободные (гид- равлически подвиж- ные) воды (километры, нередко более 5 км)				n·10 ⁻¹¹ — n·10 ⁻¹⁰ , иногда до 5·10 ⁻⁹			n·10 ⁻¹⁰ — n·10 ⁻⁹ , возможно больше		

Эта зона кислородных вод в минералого-геохимическом отношении отличается от нижележащих зон развитием гидроокислов железа и марганца или других минералов зоны окисления, появлением пустот выщелачивания на месте сульфидов и т. п.

В водах данной зоны в ряде случаев наблюдаются наиболее резкие водные аномалии на рудных участках (до $n \cdot 10^{-2}$ и даже до $5 \cdot 10^{-1}$ г/л урана), а также несколько более высокий натуральный фон (до $5 \cdot 10^{-5}$ — $5 \cdot 10^{-4}$ г/л в водах пород, обогащенных ураном, в районах с сухим климатом).

В остальных зонах разреза содержание урана в водах рудных участков обычно несколько ниже. Но зато более минерализованные воды относительно богаче радием. Особенно высокое содержание радия наблюдается в глубоких хлоридных рассолах, которые, двигаясь по безрудным породам, приобретают радий в количестве до $n \cdot 10^{-11}$ — $n \cdot 10^{-10}$ г/л. На рудных участках они содержат до $n \cdot 10^{-9}$ г/л радия, а возможно, и выше.

При изучении вод, заключенных в породах, не содержащих органического вещества, следует помнить, что в ряде случаев под действием сульфидов и некоторых других минералов возможно осаждение урана, особенно из бескислородных вод.

В толщах, содержащих биохимически или химически реагирующее органическое вещество, радиогидрогеологические критерии различны для разных зон гидрогеохимического разреза (см. табл. 58). Здесь в нижней, обычно наиболее мощной зоне, где породы содержат концентрированное или рассеянное органическое вещество, а в водах растворены нафтеновые кислоты, метан и другие углеводороды, содержание урана в воде ничтожно мало ($1 \cdot 10^{-6}$ г/л и меньше). Такая концентрация урана наблюдается и в водах безрудных пород и в водах рудных тел. Обычно она ниже, чем в морской воде, которая могла попасть в земную кору с осадочными или другими породами, и ниже, чем в водах верхних зон гидрогеохимического разреза. Следовательно, переход урана из руд и пород не имеет здесь места, а более вероятен процесс осаждения, вызванный резко восстановительными условиями.

Очевидно, данные о содержании урана в подземных водах этой зоны не могут быть использованы для поисков урановых месторождений. Здесь показателем присутствия урановой минерализации является аномально высокое содержание в водах радия — на порядок и более выше натурального фона. Последний здесь, так же как и в разрезе первого типа, особенно высок в сильно минерализованных водах. Содержание радия в водах, прошедших через урановое оруденение, заметно выше фона и равно $n \cdot 10^{-10}$ — $n \cdot 10^{-9}$ г/л; можно ожидать и более высокие содержания.

Аномально высокое содержание радия, по существу, является единственным радиогидрогеологическим критерием при поисках урановых вод в обстановке обилия органического вещества в во-

доносных породах, так как повышенное содержание радона нередко не наблюдается даже в водах самих рудных тел, что объясняется, вероятно, сорбцией радона органическим веществом руд.

Аналогично обстоит дело и с применением радиогидрогеологического метода в переходной зоне углекисло-сероводородных вод с обильным органическим веществом в водоносном горизонте (пленки нефти и т. п.). Но для этой зоны характерно более низкое содержание радия в водах нерудоносных пород.

В верхней части данного гидрогеохимического разреза, от поверхности земли до глубины десятков, а местами сотен метров (возможно, более 800 м), считая от уровня подземных вод, расположена зона с резко окислительными условиями — зона вод с растворенным кислородом. Свободный кислород здесь также развит чаще лишь в зоне слабо минерализованных вод, но в ряде случаев нижняя граница кислородных вод опускается в зону сульфатных вод, вплоть до контакта с зоной углекисло-сероводородных вод. Для вод кислородной зоны применимы те же радиогидрогеологические критерии, что и для кислородных вод в первом типе гидрогеохимической зональности.

К зоне бескислородных вод, не содержащих сероводорода (эта зона присутствует в данном разрезе не всегда), как и к зоне углекисло-сероводородных вод, развитых в обстановке относительной бедности органическим веществом, применимы аналогичные радиогидрогеологические критерии. Однако содержание урана в аномальных водах этих зон обычно заметно ниже, чем в зоне кислородных вод, причем наблюдается общая тенденция к снижению его с глубиной. В то же время постепенно, с ростом минерализации вод, возрастает содержание радия в водах рудных участков и нерудоносных пород. Аномальность же по радону становится все менее резкой.

Следует помнить, что геохимическая обстановка выделенных зон, особенно переходных, обычно неоднородная. Наличие участков с остатками обильного органического вещества или со скоплениями сульфидов может вызывать осаждение той или иной части урана из вод и, таким образом, в какой-то степени снизить их аномальность по урану и частично по радону.

Кроме двух крайних типов гидрогеохимической зональности, которые рассмотрены выше, в земной коре, даже в пределах одного и того же водоносного горизонта, возможны и иные гидрогеохимические разрезы, обусловленные изменением характера пород или влиянием других факторов. В вертикальном же разрезе, например при разбуривании слоистых толщ, содержащих ряд водоносных горизонтов, можно наблюдать самые различные типы зональности вплоть до обратной, когда минерализация вод с глубиной снижается. Нередко можно встретить разрез, в котором наблюдается чередование вод с различной минерализацией и с изменяющимися геохимическими условиями.

Радиогидрогеологические поисково-разведочные критерии для гидрогеохимического разреза в обстановке обилия в водоносных или окружающих их породах реагирующего органического вещества (по А. И. Германову)

Гидрохимические зоны	Характерные компоненты	Часто наблюдаемые глубины нижних границ зон, считая от уровня подземных вод	Состав растворенных газов	Некоторые геохимические особенности зон	Содержание радиоактивных компонентов в водах						Радиогидрогеологические поисково-разведочные критерии	
					на безрудных участках			на рудных участках				
					U в г/л	Ra в г/л	Rn в эманах	U в г/л	Ra г/л	Rn в эманах		
Зона слабоминерализованных вод, обычно гидрокарбонатного типа	HCO ₃ ' (SO ₄ '', Cl')	На равнинах десятки и первые сотни метров. В горах сотни метров, местами более 1000 м	O ₂ N ₂ CO ₂	Окислительная обстановка благодаря растворенному в воде кислороду. Высокий окислительно-восстановительный потенциал (100—500 мв)	n·10 ⁻⁷ — n·10 ⁻⁵ , редко до 5·10 ⁻⁴	До 5·10 ⁻¹² , часто ниже 1·10 ⁻¹²	Единицы — первые десятки, иногда до 100	n·10 ⁻⁴ — n·10 ⁻² , редко n·10 ⁻¹	n·10 ⁻¹² — n·10 ⁻¹⁰ , иногда n·10 ⁻⁹	Многие десятки, сотни, иногда тысячи	Аномально высокое содержание в воде урана, радия и радона	
Зона более минерализованных вод, обычно сульфатного типа	SO ₄ '' (HCO ₃ ', Cl')	На равнинах сотни метров, иногда более 1000 м	CO ₂ , N ₂	Бескислородная обстановка. Окислительно-восстановительный потенциал ниже и падает с глубиной. Растворы могут содержать Fe ²⁺ и другие элементы в закисной форме. Повышенные количества CO ₂ и бикарбонатов (карбонатов)	n·10 ⁻⁷ — n·10 ⁻⁵	Меньше 5·10 ⁻¹² , с возрастанием минерализации повышается до n·10 ⁻¹¹		n·10 ⁻⁵ — n·10 ⁻⁴ , иногда— n·10 ⁻³	n·10 ⁻¹¹ — n·10 ⁻¹⁰ , иногда n·10 ⁻⁹		Критерии аналогичны, но абсолютные содержания урана в аномальных водах обычно ниже	
Зона углекисло-сероводородных вод	H ₂ S (SO ₄ '', Cl', HCO ₃ ')	В горах многие сотни метров и первые километры	H ₂ S, CO ₂ (CH ₄ и другие углеводороды)	В водах присутствуют сероводород и углекислота. Породы бедны органическим веществом. Окислительно-восстановительный потенциал еще ниже				n·10 ⁻⁵ — n·10 ⁻⁴ , редко n·10 ⁻³			Десятки и сотни	Критерии аналогичны, но аномалии менее контрастные, особенно по радю и радону
			H ₂ S, CO ₂ , CH ₄ и другие углеводороды	В водах обильно развиты сероводород, углекислота и газы метановой группы. Породы богаты химически и биохимически реагирующим органическим веществом. Окислительно-восстановительный потенциал низкий (от 0 до—50 мв и меньше). Резко восстановительные условия	n·10 ⁻⁷ и меньше, реже до 5·10 ⁻⁶			n·10 ⁻⁷ , реже n·10 ⁻⁶				Аномально высокое содержание радия
Зона высокоминерализованных вод хлоридного типа	Cl' (иногда в небольших количествах SO ₄ '')	Вплоть до максимальных глубин развития трещин и пор, содержащих свободные (гидравлические подвижные) воды (километры, нередко более 5 км)	CH ₄ и другие углеводороды	В водах развиты газы метановой группы, углекислота, нафтеновые кислоты. Породы богаты рассеянным или локализованным органическим веществом. Окислительно-восстановительный потенциал очень низкий (меньше—50—100 мв). Резковосстановительные условия	1·10 ⁻⁶ и меньше	n·10 ⁻¹¹ — n·10 ⁻¹⁰ , иногда до n·10 ⁻⁹	Меньше 10, иногда первые десятки	1·10 ⁻⁶ и меньше	n·10 ⁻¹⁰ — n·10 ⁻⁹	Первые десятки и меньше		

Из рассмотрения гидрогеохимической зональности ясно, что недоучет различия в гидрогеохимических обстановках может привести к «обнаружению» не действительных, а ложных водных аномалий по тому или иному радиоактивному компоненту или по нескольким из них сразу. Так, например, среди общего поля напорных вод восстановительной обстановки вдоль тектонических нарушений или под влиянием проходки горных выработок может иметь место локальное развитие кислородных вод. Они могут показаться аномально обогащенными ураном и несколько аномальными по радону, хотя они и формируются в нерудоносных породах. В других случаях на участках восходящего движения вод (у разломов, под долинами и т. д.) возможно внедрение минерализованных хлоридных вод в общее поле слабо минерализованных вод. Первые обычно обогащены радием за счет нерудоносных пород, последние — бедны им. В результате может возникнуть ошибочное представление о наличии аномальных по радио вод.

При радиогидрогеологических поисковых работах чаще всего приходится иметь дело с водами верхней гидрогеохимической зоны. Эти воды в большинстве случаев слабо минерализованы. Они относительно быстро передвигаются в породах к долинам или другим дренирующим участкам и являются основным источником питания для родников (за исключением восходящих). Их же обычно вскрывают колодцами, мелкими скважинами, шурфами, неглубокими шахтами и т. п.

Поскольку в этой зоне широко развиты процессы перехода урана из руд и пород в подземные воды, имеются большие возможности для применения радиогидрогеологического метода поисков и разведки урановой минерализации. При этом основным и наиболее надежным критерием является аномальность вод по содержанию урана.

Следует только помнить, что на отдельных участках, где имеются скопления сульфидов, углистых остатков или других осадителей урана, содержание урана в водах может заметно снижаться, так как часть урана осаждается из раствора. Однако наблюдения показывают, что некоторая доля урана практически всегда выходит за пределы участков вторичного осаждения урана, и воды этой зоны, прошедшие через урановую минерализацию, всегда в той или иной степени аномальны по урану, а вблизи рудных тел всегда аномальны также по радону.

Для верхней гидрогеохимической зоны характерно то, что содержание в ней урана, как и другие особенности ее химического состава, в значительной степени определяется климатическими условиями, в которых находятся области питания водоносного горизонта. Другими важными факторами, которые проявляются уже во всех зонах, являются характер водоносных пород, содержание в них радиоактивных компонентов и другие их особенности.

Влияние климата сказывается в том, что обычно содержание урана в подземных водах, так же как и общая их минерализация, возрастает в направлении от областей с более влажным климатом к областям более сухим (от $n \cdot 10^{-7}$ до $n \cdot 10^{-5}$ г/л, а иногда и выше). Поэтому при систематизации данных радиогидрогеологического опробования водоисточников целесообразно устанавливать натуральные фоны для более ограниченных площадей, ни в ком случае не переходя из одной климатической зоны в другую. Особенно важно помнить о влиянии климата в горных районах с большой амплитудой рельефа. Здесь даже в одних и тех же породах, на одном и том же склоне долины подземные воды могут формироваться в весьма различных климатических условиях. Поэтому для горных районов необходимо выводить более подробные натуральные фоны, проводя условные границы между различными климатическими зонами, например, через 500 м.

Климатическая неоднородность может быть обусловлена не только различиями в гипсометрическом положении, но и другими факторами, например ориентировкой склонов гор по отношению к странам света, наличием влажных ветров или, напротив, суховеев и т. п. В силу этого в ряде районов необходимо устанавливать натуральные фоны отдельно для разных склонов хребта или даже для еще более ограниченных площадей.

Недоучет климатических различий, особенно в горных районах, может привести к обнаружению ложных «аномалий». Так, например, в одних и тех же породах на склоне одного хребта различия в содержании урана, вызванные неоднородностью климатических условий, могут достигать целого порядка, и родники у подножья хребта, особенно когда их мало, могут попасть в категорию «аномальных».

Для расшифровки водных аномалий очень важно знать гидрогеологические условия участка, где образуются и передвигаются аномальные воды. Даже в породах с равномерной водопроницаемостью ореол аномальных вод может иметь различную форму, а содержание урана и других растворенных радиоактивных компонентов в аномальной воде может существенно изменяться в течение года.

Поясним это несколькими схемами формирования ореолов аномальных вод, составленными на основе современных представлений о динамике подземных вод. При этом примем, что движение вод происходит по равномерно проницаемым породам. Дренающим фактором является долина, но аналогичное движение вод происходит и к котлованам, шахтам, штольням и другим искусственным дренам. Границы ореолов на рисунках проведены в известной степени условно, так как в природе, благодаря диффузии в растворе, переходы от аномальных вод к окружающим их водам могут быть постепенными.

В случае расположения неизвестного рудного тела выше уровня подземных вод (напорных или безнапорных) ореол ано-

мальных вод в зоне насыщения будет иметь временный характер. Он будет возникать лишь в результате просачивания вод в зоне аэрации (рис. 31, А), что может иметь место, в зависимости от климатических особенностей района, один или большее число раз в году. Аномальное содержание радиоактивных компонентов в водоисточнике (естественном или искусственном) будет наблюдаться только в определенные периоды, когда обогащенные этими компонентами воды достигнут водоисточника (рис. 31, Б). А это, в зависимости от удаленности рудного тела и водопроницаемости пород, может иметь место в самое различное время после инфильтрации атмосферных вод. Заметим, что в случае совместного нахождения урановых минералов с сульфидами, еще не целиком окисленными, аномальные по урану воды будут обогащены и сульфатами. В промежутки между истечением на поверхность земли (или в выработку) ореольных вод содержание урана в водоисточнике будет находиться в пределах натурального фона, а концентрация сульфатного иона будет обычной для вод безрудных пород данной климатической зоны.

В тех случаях, когда рудное тело расположено частично в зоне аэрации, а частично в зоне насыщения (рис. 32), ореол аномальных вод состоит из двух частей. В течение всего года существует более значительный ореол аномальных вод, получающих уран из руд при нисходяще-боковом движении вод в зоне насыщения. Периодически верхняя часть потока получает уран из той части рудного тела, которая расположена выше уровня вод. На большой ореол как бы накладывается меньший. В случае наличия первичных минералов в промываемой зоне окисления, что обычно имеет место в молодых зонах окисления, воды этого современного ореола могут быть более богаты ураном, особенно если руды ниже уровня вод плотные, растворяющиеся сравнительно медленно. В результате в аномальном водоисточнике содержание ура-

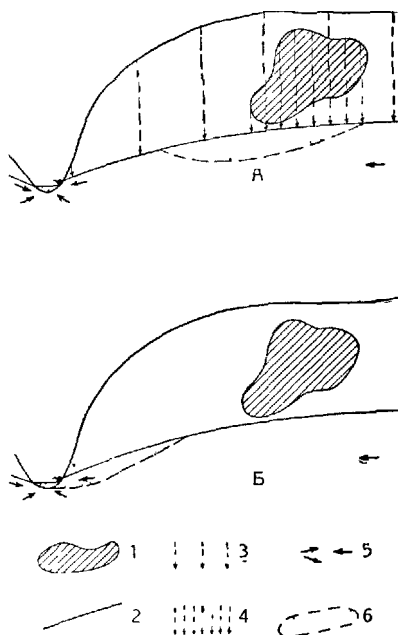


Рис. 31. Схема образования временного ореола аномальных вод при зле-гании рудного тела выше уровня подземных вод

1—рудное тело, 2—естественный уровень подземных вод; воды зоны просачивания: 3—натуральный фон, 4—аномальное содержание; 5—направление движения подземных вод; 6—ореол аномальных вод

на в воде будет изменяться во времени, испытывая заметные повышения (рис. 32, Б) один или несколько раз в течение года в зависимости от климатических особенностей района. При этом, если урановая минерализация ассоциирует с сульфидной, еще не полностью окисленной, возрастание содержания урана в воде сопровождается одновременным увеличением концентрации сульфатов. Резкие сезонные колебания в содержании урана являются

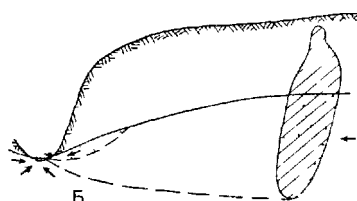
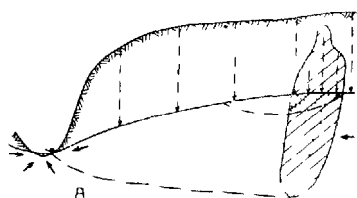


Рис. 32. Схема образования ореолов аномальных вод при частичном залегании рудного тела в зоне насыщения

1—рудное тело; 2—естественный уровень подземных вод, воды зоны просачивания; 3—ватуральный фон; 4—аномальное содержание; 5—направление движения подземных вод; 6—ореолы аномальных вод различной концентрации

работ, режимные наблюдения в аномальных водоисточниках, а также в нескольких водоисточниках с обычным содержанием урана. Последнее покажет общий ход сезонных изменений в период полевых работ и позволит при анализе материала, полученного при радиогидрогеологическом опробовании, учесть влияние сезонных изменений. Кроме того, целесообразно радиогидрогеологическое опробование проводить в сжатые сроки в один и тот же период года, а в случае невозможности этого, опробовать водоисточники так, чтобы хотя бы в пределах каждой ограниченной площади все водоисточники были опробованы в короткое

одним из главных признаков аномальных вод, отличающих их от вод безрудных пород, которые могут содержать также достаточно высокие количества урана (до $n \cdot 10^{-5}$ — $n \cdot 10^{-4}$ г/л), но более устойчивые в течение года.

В районах с хорошо проработанными зонами окисления, не только лишившимися первичных урановых минералов, но и сильно обедненными вторичными минералами, сезонные изменения в содержании урана в аномальных водах менее заметны.

Сезонные изменения в содержании урана наблюдаются и в водах безрудных площадей, но они менее значительны. Иногда они достигают полпорядка, а в отдельных случаях и более, например при сухом климате на участках испарения грунтовых вод. Нередко наблюдается некоторое возрастание содержания урана в водах родников с уменьшением их дебита в более сухие периоды года.

Чтобы избежать ошибок за счет сезонных изменений, целесообразно проводить, хотя бы на протяжении периода полевых

время в один и тот же сезон года. По той же причине при контрольном опробовании аномальных водоисточников необходимо брать повторные пробы из окружающих их водоисточников, характеризующих натуральный фон.

В зависимости от глубины «погружения» рудного тела в зону насыщения ореол аномальных вод может иметь различную форму (рис. 33, А и Б). При этом возможны и такие случаи, когда в верхней части подземного потока располагаются воды неаномальные, а ореол аномальных вод находится на какой-то глубине. Отсюда понятна необходимость детального опробования всех выходов воды как на поверхность земли, так и особенно в подземных выработках. На участках же аномальных вод в некоторых случаях необходимо проходить специальные шурфы или скважины на воду.

В природных условиях ореолы аномальных вод обычно имеют сложную форму, поэтому при расшифровке водных аномалий в ряде случаев необходимо выяснить гидрогеологические условия аномального участка, особенно его гидродинамическую обстановку. Об этом следует помнить и при самом радиогидрогеологическом опробовании вод в скважинах, колодцах, шахтах и других искусственных водоисточниках.

Поясним это примером. Скважина, шахта или другие подземные выработки могут быть пройдены за пределами ореола аномальных вод, существующего в естественных гидродинамических условиях (рис. 34, А). В результате откачки воды из скважины или под действием проходки горной выработки ореол аномальных вод меняет свою форму, но, если она была недостаточно продолжительной, аномальные воды могут и не успеть подойти к скважине или другому искусственному водоисточнику (рис. 34, Б). Очевидно, для того чтобы аномальные воды были обнаружены, откачки должны быть длительными, а опробование вод многократным (рис. 34, В).

Рассмотренный случай может иметь место в равной мере как в напорных, так и в безнапорных водоносных горизонтах.

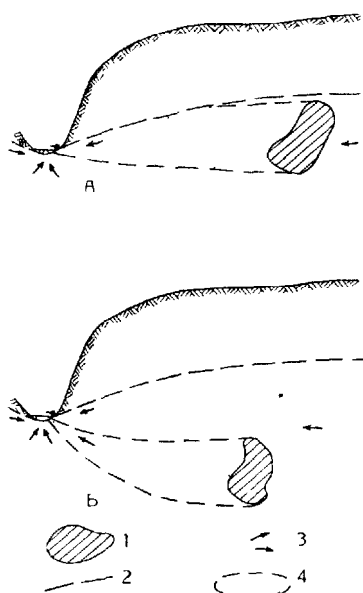


Рис. 33. Различные формы ореолов аномальных вод в зависимости от положения рудного тела в зоне насыщения

1—рудное тело; 2—естественный уровень подземных вод, 3—направление движения подземных вод, 4—ореолы аномальных вод

Знание основных гидрогеологических особенностей района, в котором проводится радиогидрогеологическое опробование, важно также для понимания некоторых других вопросов. Так, например, без этого трудно правильно понять специфические осо-

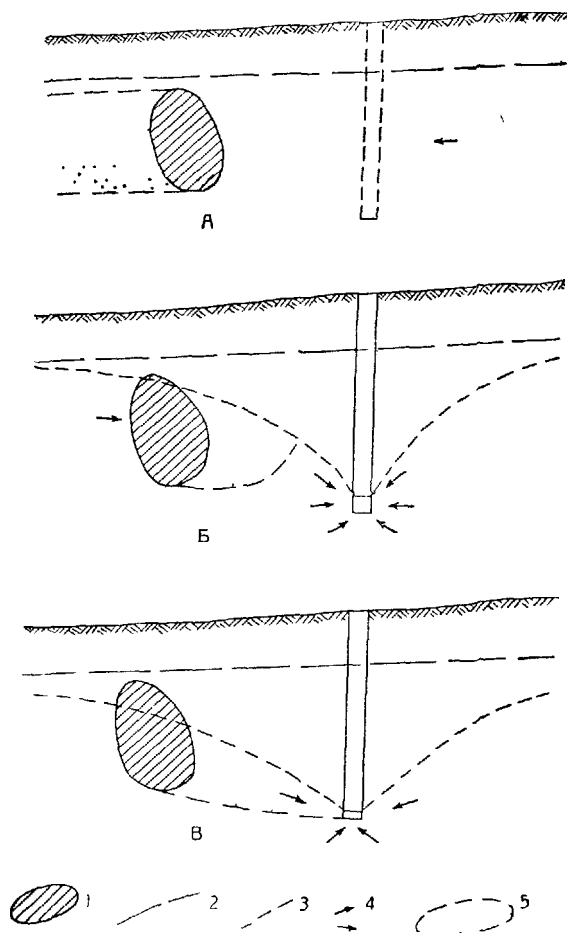


Рис. 34. Различные виды ореолов аномальных вод при развитии депрессионной воронки в зоне крутых выработок или скважин

1—рудное тело, 2—естественный уровень подземных вод; 3—искусственный уровень подземных вод 4—направление движения подземных вод, 5—ореолы аномальных вод

бенности химического состава аномальных вод (часто повышенная сульфатность, сравнительно высокое содержание цинка, молибдена или других компонентов и т. д.).

При интерпретации данных следует всегда ясно представлять масштабы возможного разбавления аномальных вод при движе-

нии их в коренных породах и особенно в рыхлых (например, аллювиальных) отложениях, а также в поверхностных водотоках. Так, например, подрусловые потоки грунтовых вод в аллювиальных отложениях среднеазиатских суходолов могут быть весьма обильными, а подземное разбавление аномальных вод — значительным.

В районах с засушливым или пустынным климатом на отдельных локальных участках возможна концентрация солей в воде в результате испарения подземных вод. Она имеет место там, где грунтовые воды залегают неглубоко (до 1—3 м) от поверхности земли, вследствие чего капиллярные воды могут подниматься к поверхности земли и, испаряясь, вызывать концентрирование урана и других растворенных компонентов в грунтовой воде.

В таких районах минерализация грунтовых вод обычно пестрая, содержание урана и нередко радия может быть также переменным, возрастая вместе с общей минерализацией вод. В ряде случаев, повидимому, целесообразно устанавливать натуральный фон для каждого гидрохимического типа вод, для определенных интервалов их минерализации. Однако необходимо иметь в виду, что повышение минерализации вод может происходить и за счет соле-гипсоносности пород, фекального загрязнения и других факторов.

Знание гидрогеологических особенностей района важно еще и потому, что возможны случаи внедрения в определенную климатическую зону подземных вод, сформировавшихся в другой климатической зоне. Например, пресные воды конусов выноса у подножья среднеазиатских гор могут резко отличаться по содержанию урана и химическому составу от общего фона более минерализованных грунтовых вод предгорной равнины с засушливым климатом.

При интерпретации данных радиогидрогеологического опробования желательно хорошо знать геологию изучаемой территории, ее геоморфологические и другие особенности. В некоторых случаях неоднородность пород может вызвать разнообразие в содержании радиоактивных компонентов в подземных водах. Так, например, среди гранитов или других интрузивных пород могут быть развиты пегматиты, при прохождении через которые подземные воды нередко сильно обогащаются радоном (десятки и сотни эман), а иногда также радием и ураном. Это обогащение вод, связанное с наличием в пегматитах непромышленных радиоактивных минералов и имеющее локальный характер, может быть ошибочно истолковано как признак промышленно ценной урановой минерализации. Не менее важно помнить о неоднородности пород и при опробовании вод осадочных толщ, особенно при плохой обнаженности коренных пород. Наблюдаются также случаи, когда воды, поступающие из древнечетвертичных делюви-

альных и аллювиальных отложений, содержат заметно больше урана (на полпорядка — порядок), чем воды коренных пород.

Знание геоморфологических особенностей района позволяет выделить площади, в различной степени измененные гипергенезом, с древней или молодой корой выветривания и т. п. В интенсивно промытой коре выветривания аномальность вод, связан-

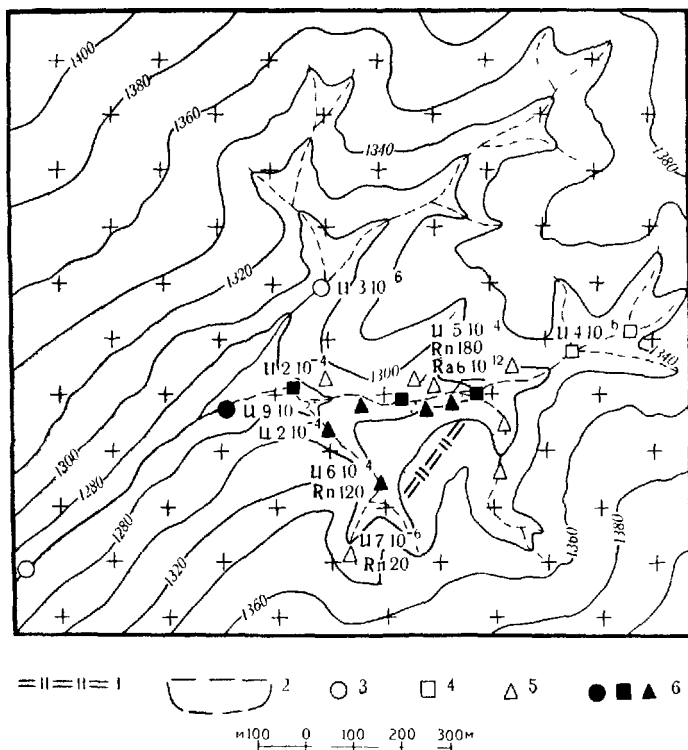


Рис 35. Карта радиогидрогеологического опробования

1—рудносыная структура; 2—ореол аномальных вод; 3—места взятия проб воды из источников и ручьев; 4—шурфы, пройденные в первой стадии поисково-разведочных работ; 5—шурфы, пройденные во второй стадии поисково-разведочных работ; 6—аномальные водоисточники. Цифры показывают содержание урана и радия в г/л и содержание радона в эмансах

ных с остатками уранового оруденения, менее контрастна, и, следовательно, в этих условиях внимательного рассмотрения заслуживают менее высокие водные аномалии. Кроме того, различная степень выветрелости пород может вызвать некоторое разнообразие в радиогидрогеологическом натуральном фоне в одних и тех же породах.

Приведем несколько примеров применения радиогидрогеологического метода в практике поисково-разведочных работ.

Пример 1 (рис. 35). В одном из горных районов при радиогидрогеологическом опробовании был обнаружен родник с ано-

мальным количеством в воде урана: $9 \cdot 10^{-5}$ г/л, при содержании его в окружающих родниках, вытекающих из тех же гранитоидов, в пределах $1 \cdot 10^{-6}$ — $9 \cdot 10^{-6}$ г/л (в среднем $4 \cdot 10^{-6}$ г/л).

Вода родника поступает на дно небольшой долины из аллювиальных отложений. Дебит родника около 0,3 л/сек. Вода его стекает в небольшой ручей. Выше родника дно долины сухое, и воды, питающие источник, двигаются в аллювиальных отложениях. Район аномалии отличается хорошей сохранностью плотных гидротермальных руд. Обогащенность ураном вод, проходящих через уже известные месторождения урана, сравнительно невысокая (выше $5 \cdot 10^{-5}$, чаще $n \cdot 10^{-4}$ г/л, изредка $n \cdot 10^{-3}$). Учитывая эти особенности района, источник был признан аномальным.

На площади питания этого родника были вначале пройдены неглубокие шурфы на воду. Они проходились в рыхлых отложениях на дне долины последовательно от родника вверх по долине. После того как был найден аномальный интервал в подрусловом грунтовом потоке на дне долины, были пройдены шурфы в наносах у подножья обоих склонов долины и на дне некоторых ее ответвлений. В результате был оконтурен основной ореол аномальных вод, в пределах которого содержание урана в водах шурфов равнялось $1 \cdot 10^{-4}$ — $6 \cdot 10^{-4}$ г/л, а по некоторым шурфам наблюдалось и повышенное содержание в водах радона (до 180 эман). Аномально высокое содержание радия в воде наблюдалось только в одном шурфе. В дальнейшем на выделенной перспективной площади геолого-геофизическими методами был найден разлом с урановой минерализацией.

Пример 2 (рис. 36). На площади интрузивных пород в аналогичном среднегорном районе были обнаружены две водные аномалии. В одном источнике из аллювиальных отложений содержание урана в воде составляло $6 \cdot 10^{-5}$ г/л, в другом $3 \cdot 10^{-4}$ г/л, при натуральном фоне $1 \cdot 10^{-6}$ — $8 \cdot 10^{-6}$ г/л (в среднем $5 \cdot 10^{-6}$ г/л). По тому же принципу в два этапа были пройдены неглубокие шурфы для отбора проб воды из рыхлых отложений. Оконтуривание ореолов аномальных вод сразу же показало резкое различие в протяженности неизвестных до этого рудоносных участков. При этом так же четко обнаруживалась аномальность вод по содержанию в них урана и лишь в некоторых шурфах оказалось заметно повышенное содержание радона (до 120 эман) и радия (до $5 \cdot 10^{-12}$ г/л).

Пример 3 (рис. 37). В процессе разведки обнаруженного геофизическим методом месторождения производилось опробование вод в забойной части штольни по мере ее проходки. В самом начале разведочных работ были взяты пробы воды на три главных радиоактивных компонента из источника у подножья склона. Вода оказалась аномальной лишь по урану, так как содержание радона в воде равнялось 30 эман при натуральном фоне до

40 эман, а повышение содержания радия было едва заметным ($2 \cdot 10^{-12}$ г/л при натуральном фоне до $1 \cdot 10^{-12}$ г/л).

По мере проходки штольни уровень воды постепенно понижался, причем с приближением забоя к рудному разлому содержание урана в воде последовательно возрастало и на подходе к рыхлым черневым рудам с остатками смолки достигло $2 \cdot 10^{-3}$ г/л. Повышение концентрации радия и радона на доволь-

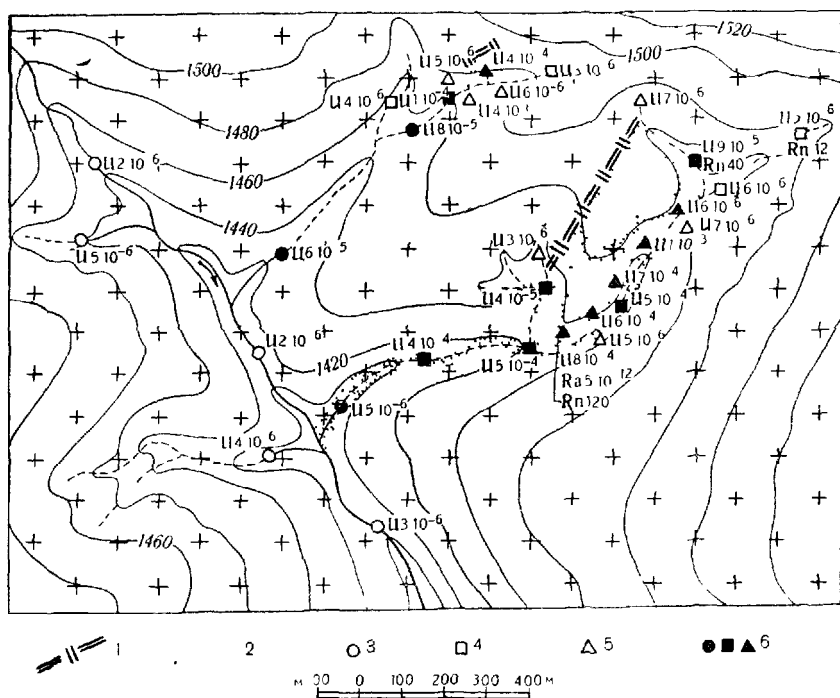


Рис. 36. Карта радиогидрогеологического опробования различной активности 1—рудноносная структура; 2—ореолы аномальных вод различной концентрации; 3—места взятия проб воды из источников и ручьев 4—шурфы, пройденные в первой стадии поисково-разведочных работ; 5—шурфы пройденные во второй стадии поисково-разведочных работ; 6—аномальные водоисточники. Цифры показывают содержание урана и радия в г/л и содержание радона в эманах

но большом протяжении было незначительным, и лишь примерно в 100 м от руды аномальность вод по радону и радию стала более четкой.

Пример 4 (рис. 38). Этот пример иллюстрирует возможность использования радиогидрогеологического метода для обнаружения урановой минерализации в случае ее расположения не только сбоку, но и выше горной выработки.

На одном из месторождений в период просачивания инфильтрационных вод в штольне, пройденной по рудному разлому, появились временные капези вод с кровли. Отбор проб показал в водах некоторых капезей аномально высокое содержание ура-

на. Позднее на этом участке было обнаружено рудное тело, нижняя часть которого была представлена неокисленными рыхлыми черневыми рудами. На этом же месторождении рудные

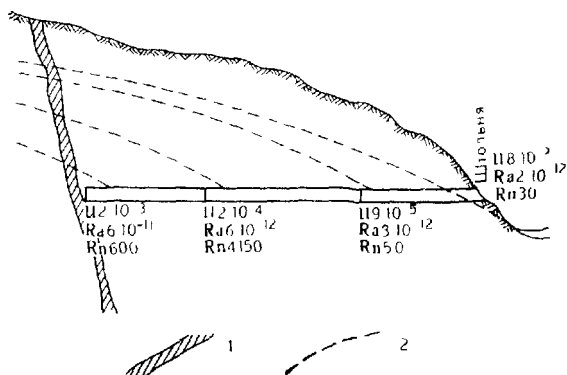


Рис. 37. Схема снижения уровня и повышения радиоактивности подземных вод при проходке штольни

1—рудный разлом с урановыми концентрациями, 2—уровень подземных вод

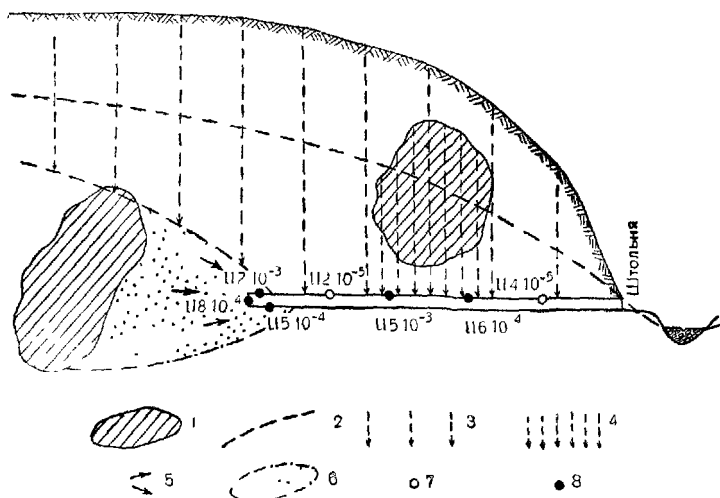


Рис. 38. Возможные положения водных аномалий по отношению к рудному телу

1—рудные тела; 2—уровень подземных вод, воды зоны просачивания; 3—натуральный фон, 4—аномальное содержание; 5—направление движения подземных вод; 6—ореол аномальных вод; 7—места взятия проб воды в горных выработках; 8—аномальные водоисточники

тела, расположенные ниже уровня грунтовых вод, вызывали локальное обогащение вод зоны насыщения (в пределах

$n \cdot 10^{-4}—5 \cdot 10^{-3}$ г/л урана), которые выходили обычно в виде струй из стенок, реже из кровли выработок.

Пример 5. На одном из эксплуатируемых месторождений в результате опробования вод на содержание урана и радона удалось обнаружить три неизвестных до этого рудных тела. Во всех случаях горизонтальные выработки были пройдены на некотором расстоянии от рудных тел. Единственным признаком наличия руд являлось высокое содержание урана в водах, которые посупали в квершлаг и в водах не определялся). Не заданы разведочные выработки, к

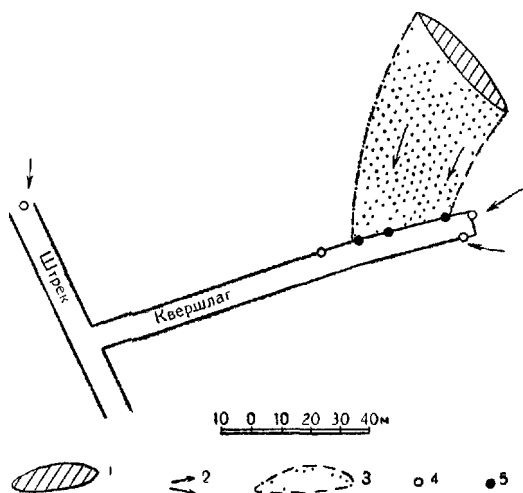


Рис. 39. Схема к примеру 5

1—рудное тело, 2—направление движения подземных вод;
3—ореол аномальных вод, 4—места взятия проб воды в горных
выработках; 5—аномальные водонисточники

На рис 39 показан участок с аномальными водами в один из моментов проходки квершлага. В аномальных струях содержание урана в воде равнялось $3 \cdot 10^{-3}—6 \cdot 10^{-2}$ г/л при натуральном фоне $n \cdot 10^{-5}—2 \cdot 10^{-4}$ г/л. Содержание радона колебалось от 200 до 1200 эман при натуральном фоне 20—90 эман.

Интересно то, что довольно скоро в результате дальнейшей проходки квершлага фронт обводнения переместился на восток и на рассмотренном участке исчезли все выходы грунтовых вод. Из этого ясно, что опробование вод в выработках необходимо проводить систематически по мере их проходки.

Пример 6 (рис. 40). В рассматриваемом случае гамма-кароттаж скважин показал отсутствие урановой минерализации в структуре, протягивающейся параллельно эксплуатируемой рудной жиле. Гидрогеологами было проведено опробование вод, выте-

кавших из скважин, на содержание в них урана, радия и радона. Оказалось, что воды всех скважин в той или иной степени аномальны по содержанию урана ($6 \cdot 10^{-5}$ — $8 \cdot 10^{-4}$ г/л при натуральном фоне до $1 \cdot 10^{-5}$ г/л). При этом наиболее высокое содержание урана наблюдалось в скважине, в которой, в отличие от других скважин, отмечалась также резкая аномальность вод по содержанию радона (580 эман при натуральном фоне до 40 эман) и радия ($2 \cdot 10^{-11}$ г/л при натуральном фоне до $2 \cdot 10^{-12}$ г/л). Позже разведочные выработки вскрыли на этом участке промышленное

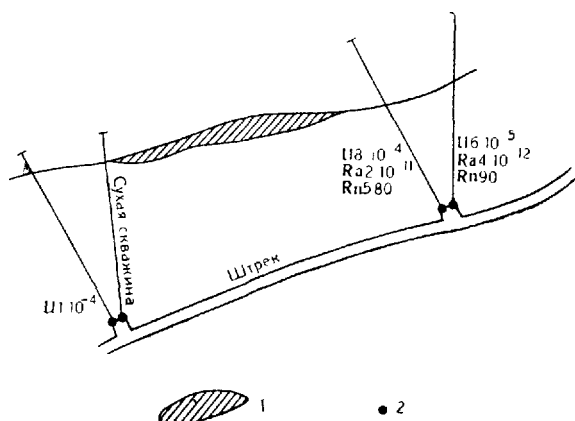


Рис. 40. Схема к примеру 6
1—рудное тело; 2—аномальные водоисточники

рудное тело, причем скважина с наиболее аномальной водой оказалась наиболее близко расположенной к этому рудному телу.

Пример 7 (рис. 41). В процессе проходки разведочной шахты из зумпфа периодически отбирались пробы воды, поступавшей в виде струй из разных стенок шахты. В воде определялся уран. В интервале от естественной поверхности грунтовых вод до глубины около 160 м в зумпф шахты из северной стенки в виде струй поступали воды с аномально высоким содержанием урана ($2 \cdot 10^{-4}$ — $4 \cdot 10^{-4}$ г/л при натуральном фоне $5 \cdot 10^{-6}$ — $2 \cdot 10^{-5}$ г/л). Из другой стенки шахты в ствол поступали неаномальные воды. Глубже содержание урана в воде резко упало ($2 \cdot 10^{-5}$ — $4 \cdot 10^{-5}$ г/л). На основании этих данных гидрогеологами было сделано предположение о том, что урановое оруденение исчезает на глубине около 100—120 м. Дальнейшая разведка подтвердила правильность этого смелого прогноза.

Рассмотренный пример показывает, что радиогидрогеологические данные можно использовать не только для обнаружения перспективных участков, но и для более правильной оценки мало перспективных или вовсе безрудных участков на уже известных рудных полях.

Пример 8 (рис. 42). В одном из районов месторождение урановых руд приурочено к горизонту карбонатных пород. Руды залегают в виде крупных линз, образующих в целом рудоносную полосу. Между рудными линзами в этой полосе расположены бедные забалансовые руды и породы, несколько обогащенные ураном. В процессе разведки и рудоносная полоса и прилегающие к ней участки были разбурены системой разведочных скважин. Во многих из них наблюдался самоизлив напорных вод, которые были опробованы на содержание урана, радия и радона. Результаты изучения этих вод сведены в таблицу. Не оста-

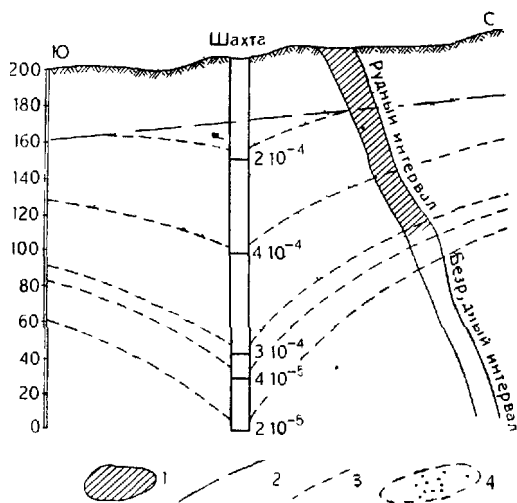


Рис. 41. Изменение активности подземных вод при различном положении депрессионной воронки по отношению к рудному телу

1—рудное тело, 2—естественный уровень подземных вод; 3—искусственный уровень подземных вод; 4—ореол аномальных вод

навливаясь подробно на этих данных, подчеркнем некоторые выявленные закономерности, наиболее важные для поисково-разведочных целей.

В зонах 1, 2 и 3 воды рудоносной полосы оказались в той или иной степени аномальными по всем трем радиоактивным компонентам. В зонах 4 и 6, где породы обильны органическим веществом, воды рудной полосы аномальны лишь по содержанию радия, что и является, по существу, единственным радиогидрогеологическим критерием при поисках и разведке урановых месторождений в данной геохимической обстановке. Интересно то, что нефть, поступавшая непосредственно из руд, не отличалась повышенным содержанием радона. Выделявшиеся из нефти спонтанные газы также не содержали сколько-нибудь повышенных количеств радона. Вероятно, этот химически инертный газ сорбируется органическим веществом рудоносной породы.

На данном примере хорошо видно, как важно учитывать геохимическую обстановку формирования той или иной опробуемой воды. Об этом особенно следует помнить при изучении вод восходящих источников, скважин и глубоких выработок.

Разумеется, невозможно дать готовые рецепты интерпретации радиогидрогеологических данных для всех разнообразных случаев, встречающихся в природе. Мы рассмотрели здесь лишь некоторые вопросы интерпретации, останавливаясь главным образом на более сложных случаях. В практике нередко встречаются

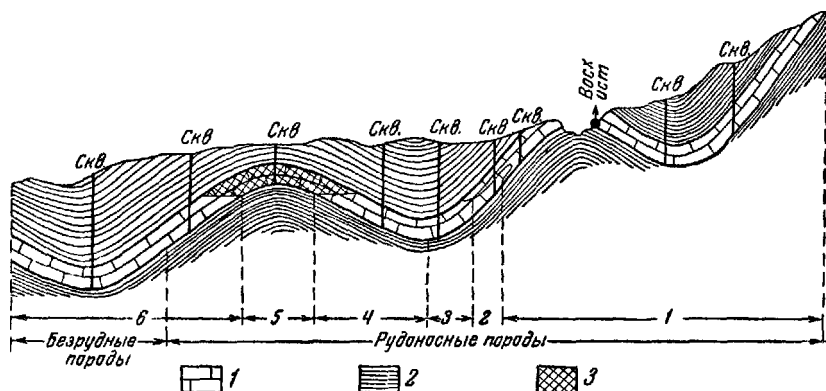


Рис. 42. Геологический разрез месторождения (к примеру 8)

1 — известняки; 2 — глины; 3 — нефть

настолько резкие водные аномалии, что выделение их не представляет никакой трудности, а вызывающая их урановая минерализация легко обнаруживается геолого-геофизическими методами. Однако задача заключается в том, чтобы эффективно использовать радиогидрогеологический метод и тогда, когда водные аномалии выявляются менее четко и выделение их представляет известную трудность. Необходимо научиться по содержанию радиоактивных компонентов в водах определять наличие урановой минерализации не только на площадях, где верхние части земной коры еще сохранили достаточные количества рудного вещества, но и на площадях, где породы подверглись интенсивному выветриванию и потеряли в верхних частях месторождений не только первичную, но в значительной степени и вторичную урановую минерализацию. Надо уметь по слабым водным аномалиям находить промышленные руды, сохранившиеся на глубине.

Интерпретируя радиогидрогеологические данные, важно уметь обнаружить рудные тела, не только расположенные вблизи водоисточников, но и достаточно удаленные, учитывая, что с удалением от урановой минерализации содержание урана в подземной воде всегда в той или иной степени снижается в связи

Радиогидрогеологическая характеристика зон (к примеру 8)

№ зоны	Наименование зоны и ее геохимическая характеристика	Содержание радиоактивных компонентов в подземных водах зоны					
		в рудных участках			в безрудных участках (в стороне от рудной полосы)		
		U в г/л	Ra в г/л	Rn в эманах	U в г/л	Ra в г/л	Rn в эманах
1	Зона развития напорных вод со свободным кислородом. Обстановка резко окислительная	$n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-11} - n \cdot 10^{-10}$	$n \cdot 10 - n \cdot 100$	$n \cdot 10^{-6} - n \cdot 10^{-5}$	$\leq 5 \cdot 10^{-12}$	< 20
2	Зона бескислородных вод, не содержащих сероводорода (зона развита не всегда)	$n \cdot 10^{-4}$, иногда $n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-11} - n \cdot 10^{-10}$	$n \cdot 10 - n \cdot 100$	$n \cdot 10^{-6} - 5 \cdot 10^{-5}$	$\leq 5 \cdot 10^{-12}$	< 20
3	Зона углекисло-сероводородных вод с умеренным количеством органического вещества в породе	$n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-4}$, редко $n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-11} - n \cdot 10^{-10}$	$n \cdot 10 - 300$	$n \cdot 10^{-6} - 5 \cdot 10^{-5}$	$\leq 5 \cdot 10^{-12}$	< 20
4	Зона углекисло-сероводородных вод с обильным органическим веществом в породе	$n \cdot 10^{-7}$, реже $n \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-11} - n \cdot 10^{-10}$	< 20	$n \cdot 10^{-7} - 5 \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-12}$	< 20
5	Нефтяная залежь	Вода практически отсутствует					
				В нефти < 20			В нефти < 20
6	Зона высокоминерализованных вод с растворенными газами преимущественно метановой группы, нефтяными кислотами, с CO_2 , но без H_2S . Породы богаты органическим веществом. Обстановка резко восстановительная	$n \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-6}$ и меньше	$n \cdot 10^{-10} - n \cdot 10^{-9}$, (но всегда выше, чем в окружающих породах, на порядок и более)	< 20	$n \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-6}$ и меньше	$n \cdot 10^{-11} - 5 \cdot 10^{-10}$	< 20

с разбавлением неаномальными водами или под влиянием некоторых других факторов (сорбция породами и др.).

Необходимо уметь обнаруживать не только пористые руды, сильно обогащающие воды ураном, но и плотные руды, за счет которых подземные воды обогащаются ураном значительно слабее, а водные аномалии нередко слабо отличаются от натурального фона (на один порядок).

Как показали полевые наблюдения, все действительно аномальные воды связаны с урановой минерализацией — или промышленно ценной, или убогой, не представляющей практического интереса. В силу этого окончательная оценка перспективности того или иного участка аномальных вод обычно может быть сделана лишь с одновременным учетом геоструктурных, минералогических, геохимических и других особенностей этих участков, а также с привлечением результатов геофизического изучения данных площадей.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ АЭРОРАДИОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Аэрогеологический метод поисков концентраций урана основан на улавливании гамма-излучения урановых соединений. В природных условиях интенсивное гамма-излучение образуется не только при радиоактивном распаде атомов радиоактивных элементов, находящихся в горных породах и рудах, но и при выходе на поверхность земли радиоактивных вод в виде источников.

Из всех радиоактивных элементов, присутствующих в подземных водах, наибольший интерес в силу своего относительно значительного содержания представляют элементы уранового ряда: уран, радий и радон. Из них уран и радий находятся в воде в виде соединений, а радон — в форме газа. Как известно, различные элементы уранового ряда являются альфа-, бета- и гамма-излучателями. Из указанных выше трех элементов уран и радон являются только альфа-излучателями, а радий в основном альфа-излучателем и в значительно меньшей степени бета- и гамма-излучателем. Поэтому определение указанных элементов в подземных водах даже при значительном их содержании не может быть произведено непосредственно при помощи гамма- или бета-счетчиков.

Вместе с тем известно, что в ряде урана гамма-излучателями являются следующие элементы: UX_1 , UX_2 , Ra , RaB , $Ra(C+C'')$, $RaD + RaE$ и RaF . Из них наиболее интенсивным гамма-излучателем является короткоживущий продукт распада радона $Ra(C+C'')$. Интенсивность гамма-излучения других перечисленных элементов во много раз меньше интенсивности излучения $Ra(C+C'')$. Так, например, интенсивность гамма-излучения Ra составляет всего около 1% интенсивности гамма-излучения

$Ra(C+C'')$, а если учесть, что содержание Ra в водах очень мало — обычно не более 10^{-10} г/л — и значительно меньше равновесного с $Ra(C+C'')$, то станет ясным, что Ra не может оказывать сколько-нибудь заметного влияния на величину гамма-излучения радиоактивных вод. При накоплении в подземных радиоактивных водах короткоживущих продуктов распада радона гамма-активность вод будет постепенно возрастать и должна достигнуть максимума при установлении радиоактивного равновесия между Rn и $Ra(C+C'')$.

Следовательно, интенсивность гамма-излучения других элементов уранового ряда благодаря ее ничтожной величине может не приниматься во внимание. Может не приниматься во внимание и гамма-излучение содержащихся в подземных водах элементов ториевого ряда: $MsTh II$, ThV и $Th(C+C'')$.

Таким образом, гамма-активность подземных вод, а значит, и величина аэрогеологической аномалии обуславливаются только короткоживущими продуктами распада радона; следовательно, при наличии радиоактивного равновесия между этими элементами и радоном гамма-активность воды будет отражать содержание в воде радона.

Обогащение подземных вод радоном происходит вследствие эманирования горных пород, по которым происходит циркуляция подземных вод. Степень обогащения подземных вод радоном зависит при прочих равных условиях от двух основных факторов: от содержания радия в горных породах и от коэффициента их эманирования. Вследствие этого высокое содержание радона в подземных водах может наблюдаться в трех случаях:

- 1) при наличии в породах рудных концентраций урана;
- 2) при высоком коэффициенте эманирования, обусловленном интенсивной тектонической раздробленностью (разрушенностью) пород;
- 3) при вторичной обогащенности пород радием в результате адсорбционных процессов.

Вследствие этого при расшифровке аэрогеологических аномалий необходимо:

1. Выяснить причину аэрогеологической аномалии, т. е. установить, является ли она следствием концентрации радиоактивных элементов в горных породах или следствием высокого содержания радона в подземных водах. Для этого производится определение радона в водах источников, колодцев и других водопунктов, выходящих в пределах аэрогеологической аномалии.

2. В случае, если аэрогеологическая аномалия вызывается радиоактивностью подземных вод, выяснить причину высокого (более 100 эман) содержания радона в подземных водах. Для этого все водоисточники исследуются на содержание в воде урана, а в районах предполагаемого наличия осадочных месторождений урана (угольных, сланцевых, урано-ванадиевых, в битумах) — и на содержание в воде радия.

Повышенное содержание в воде урана ($3 \cdot 10^{-5}$ г/л) и радия ($1 \cdot 10^{-11}$ г/л) указывает, что аэрогеологическая аномалия может быть вызвана рудными концентрациями урана, залегающими на той или иной глубине.

ОСНОВНЫЕ ТРЕБОВАНИЯ К МЕТОДИКЕ ПОИСКОВ КОНЦЕНТРАЦИЙ УРАНА РАДИОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Содержание в воде радиоактивных элементов: радона более 100 эман, радия более $1 \cdot 10^{-11}$ г/л и урана более $1 \cdot 10^{-5}$ г/л считается повышенным. Однако, как указывалось в первой части книги, такое содержание радиоактивных элементов не всегда указывает на связь исследуемой воды с рудными концентрациями урана.

Оно зависит не только от содержания радиоактивных элементов в водовмещающих породах, но и от формы их нахождения и условий циркуляции подземных вод.

По степени радиоактивности все подземные воды с повышенным содержанием радиоактивных элементов можно разделить на две группы:

1. Воды со слабо повышенным содержанием радиоактивных элементов (урана $1 \cdot 10^{-5}$ — $1 \cdot 10^{-4}$ г/л, радия $1 \cdot 10^{-11}$ — $5 \cdot 10^{-11}$ г/л и радона 100—400 эман). Связь этих вод с урановым оруденением может быть и очень отдаленной. В районе водоисточников с подобным содержанием радиоактивных элементов ставятся предварительные радиогидрогеологические исследования с целью выяснения необходимости постановки более детальных работ.

2. Воды с сильно повышенным содержанием радиоактивных элементов (урана более $1 \cdot 10^{-4}$ г/л, радия более $5 \cdot 10^{-11}$ г/л и радона более 400 эман). Связь этих вод с урановым оруденением вероятна. В районе водоисточников с подобным содержанием радиоактивных элементов ставятся детальные радиогидрогеологические исследования.

Использование радиогидрогеологических данных для поисков месторождений урана как при предварительных, так и при детальных исследованиях может быть эффективным только в комплексе с другими поисковыми методами (геологическими, минералогическими, геофизическими и т. д.).

При использовании для указанных целей радиогидрогеологических данных необходимо исходить из гидрогеологических условий района исследований и территориального распределения в пределах района радиоактивных вод повышенной концентрации.

Оценка водоисточника со слабо повышенным содержанием радиоактивных элементов при предварительных радиогидрогеологических исследованиях должна базироваться на:

а) степени аномальности радиоактивности данного водоисточника по сравнению с радиогидрогеологическим фоном различных

Геохимические и минералогические критерии природных окислительно-восстановительных обстановок (по А. В. Щербакову)

Природная обстановка	Геохимические критерии в подземной гидросфере												Минералогические критерии в литосфере						
	Основные						Вспомогательные						Типичные формы отложения и изменения минералов в различных окислительно-восстановительных обстановках						
	ОкВ-по- тенциал ¹	Газы			Катионы		Анионы		Катионы				Кэффи- циент $\frac{Fe^{2+}}{Fe^{3+}}$	минералы железа	минералы меди	минералы мышьяка и марганца	минералы висмута	минералы свинца	минералы урана
		Еh в мв	O ₂ в мг/л	H ₂ S в мг/л	Rn ² в эманах	U ² в г/л	Ra ² в г/л	NO ₃ ['] в мг/л	NO ₂ ['] в мг/л	NH ₄ ⁺ в мг/л	Mn ⁺⁺ в мг/л	Fe ⁺⁺ в мг/л							
Окислительная	Выше +250	3,5—14,0 и более	Нет	50,0—10 000,0 и более	$n \cdot 10^{-4}$ — $n \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-11}$ — $n \cdot 10^{-9}$	0,5—1 000,0 и более	<0,05	Мало или нет	Мало или нет	Мало или нет	0,1—30,0	<0,1	Лимонит транспор- тированный (обычно бурый) и остаточный (обычно красный); лимонито-квар- цевые каркасы сульфид- ных руд	Малахит; азурит; тор- бернит; цейнерит; куп- рит и др.	Скородит, цейнерит	Псевдоморфозы висму- та по сернистому вис- муту, висмутовые охры	Пироморфит, окислы свинца	Силикаты урана ³ , уран- содержащий гяалит, по- рошковидный отенит, торбернит и др.
Окислительно-восстано- вительная (переходная)	От +250 до 0	<3,5	<7,0	50,0—1 000,0	$n \cdot 10^{-5}$ — $n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-11}$ — $n \cdot 10^{-9}$	<0,5	0,05—1,0	<1,2	<0,5	<25,0	<25,0	0,1—10,0	Лимонит (немного), заме- щающий сульфиды по тонким трещинам; гетит; гидрогетит; пирит (обыч- но вкрапления). Ячеи- стая текстура сульфид- ных жил	Борнит, ковеллин (плен- ки); халькозин (корочки и пленки); халькопирит (обычно вкрапления или небольшие concentra- ции)	Арсенопирит серый; остатки блеклой руды; остатки черного сфале- рита и пирротина	Остатки сернистого вис- мута (обычно вкрапле- ния или небольшие кон- центрации)	Остатки галенита (обыч- но вкрапления или не- большие концентрации)	Остаточные урановые черни; регенерированные урановые черни; останки настурана ³
Восстановительная:																			
а) нормально-восстано- вительная	От 0 до —150	Нет	7,0—105,0	> 50	$n \cdot 10^{-6}$ — $n \cdot 10^{-5}$	$n \cdot 10^{-11}$ — $n \cdot 10^{-9}$	Нет	Нет	1,2—135,0	0,5—75,0	0,1—2 000,0 и более	Мало	>10	Пирит; марказит; арсено- пирит; халькопирит и др.	Халькопирит	Арсенопирит; блеклая руда; черный сфалерит; пирротин	Сернистый висмут	Галенит	Урановые черни; насту- ран; уранинит
б) резко восстано- вительная	От —150 до —350 и ниже	Нет	105,0—2 000,0 и более	> 50	< $n \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-10}$ — $n \cdot 10^{-8}$	Нет	Нет	135,0—500,0 и более	Мало	Мало	Нет	∞	То же	То же	То же	То же	То же	То же

¹ Окислительно-восстановительный потенциал.
² Содержание радиоактивных компонентов в водах урановых месторождений и рудопроявлений.
³ При раскрывающихся геологических структурах в аридных условиях первичные урановые минералы могут выходить на поверхность.

литологических и стратиграфических комплексов пород, развитых в районе исследований,

б) общих геологических предпосылок перспективности района (наличие кислых интрузий, зон дробления, гидротермального изменения пород и сульфидной минерализации, а также осадочных комплексов, битумов, углей, гидроокислов железа, меди, ванадатов) и его геологической истории;

в) степени водообильности пород, промытости структур и примерном направлении подземного стока,

г) химическом составе вод,

д) геохимических условиях.

В районе водоисточников с сильно повышенным содержанием радиоактивных элементов, а также водоисточников со слабо повышенным содержанием, но в процессе предварительных исследований показавших перспективность по общим признакам, ставятся детальные радиогидрогеологические исследования, включающие комплекс необходимых геологических и геофизических работ.

Предметом детальных радиогидрогеологических исследований в целях выявления перспективных на уран площадей должны являться:

а) условия формирования подземных радиоактивных вод в различных природных геохимических обстановках, с которыми связаны радиогидрогеологические аномалии (табл. 59);

б) динамика подземных вод и локальное положение радиоактивных вод в рассматриваемых гидрогеологических условиях;

в) связь очагов радиоактивных вод с геологической структурой и вещественным составом водовмещающих пород.

Все перечисленные задачи решаются путем специальных полевых гидрогеологических исследований, объем и содержание которых зависят от естественно-исторических условий каждого района и не могут быть в деталях определены заранее. Однако во всех случаях должны быть выполнены следующие работы

1. В первую очередь должна быть произведена среднемасштабная гидрогеологическая съемка ($1:250\,000$ — $1:100\,000$) и выяснены условия концентрации радиоактивных вод в зависимости от геоструктурных и гидрогеологических условий района их распространения.

2. Установлены условия распространения, глубины залегания, водообильность водоносных горизонтов, с которыми связаны очаги радиоактивных вод, а также условия питания и стока подземных вод

3. Установлены условия движения подземных вод и положение участков с радиоактивными водами по отношению к водоносным горизонтам, с которыми они связаны

4. Оконтурены ореолы распространения повышенной концентрации радиоактивных вод в увязке с вмещающими их породами

5. Выявлены возможные очаги обогащения вод радиоактив-

ными элементами. Для этого производится крупномасштабное гидрогеологическое картирование территории, прилегающей к водоисточнику. На карту наносятся все родники, шурфы, колодцы, скважины и т. д., производится проходка мелких шурфов и бурение скважин. В водоисточниках производится отбор проб воды для химического анализа и для определения всех радиоактивных элементов. Данные анализа наносятся на карту в изолиниях. Изучается эманирование горных пород.

На выявленных радиогидрогеологических аномалиях в случае необходимости ставится глубокое бурение с целью обнаружения рудных тел. Приближение к рудному телу фиксируется повышением содержания в воде радиоактивных элементов, особенно радия и радона.

В качестве отчетных документов по указанным исследованиям должны быть составлены:

а) геолого-литологическая карта района исследований с необходимым количеством геологических разрезов, дающих представление об общей геологической структуре района и о литологии пород;

б) гидрогеологическая карта, отображающая распространение радиоактивных вод различной концентрации, распространение водоносных горизонтов, глубины их залегания и мощности, а также направление движения подземных вод, области питания и стока, минерализацию подземных вод.

В заключение отметим, что в настоящее время еще не существует достаточно разработанной и общепринятой методики интерпретации радиогидрогеологических данных. В связи с этим методические указания, приведенные в настоящей работе, должны в дальнейшем, по мере накопления новых фактических данных, уточняться и пополняться.

Глава IV

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ РАДИОАКТИВНОСТИ ВОД И ГАЗА

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ РАДОНА В ВОДАХ

Для определения радона в водах существуют три основных метода:

1. Метод измерения фонтактометром; он заключается в том, что радон, находящийся в растворенном состоянии в жидкости, вводится в камеру вместе с жидкостью и извлекается из последней путем встряхивания.

2. Циркуляционный метод; по этому методу сосуд, содержащий радон, включают вместе с ионизационной камерой в единую замкнутую цепь, после чего, заставляя воздух циркулировать с помощью резиновой груши, добиваются равномерного распределения радона во всей системе.

3. Вакуумный метод; ионизационная камера откачивается с помощью вакуумного насоса и радон затягивается в нее под действием разности давлений.

По всем этим методам радон, содержащийся в исследуемой воде, предварительно переводится в воздух ионизационной камеры (рис. 43), где содержание его измеряется при помощи электрметра.

Не останавливаясь на подробном рассмотрении всех этих методов, детальное описание которых приводится в опубликованной работе И. Е. Старика и Е. С. Щепотьевой («Методы определения радиоактивности природных образований», Госгеол-издат, 1946), отметим лишь, что наибольшими преимуществами из них обладает вакуумный метод. Именно этот метод благодаря ряду положительных особенностей может быть рекомендован для всех радиогидрогеологических работ.

Основные преимущества вакуумного метода заключаются в следующем: а) для исследования не требуется большой объем

воды; б) вся установка компактна, удобна, проста и надежна в работе; в) переводение радона из воды в ионизационную камеру производится очень быстро; г) достигается полное переводение радона из взятого объема воды в ионизационную камеру, что устраняет необходимость введения ряда поправок, обязательных, например, при циркуляционном методе, и, наконец, д) благодаря

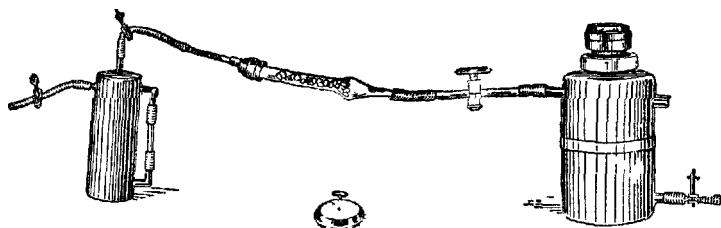


Рис. 43. Переведение радона из промывалки в ионизационную камеру при определении содержания радона в водах вакуумным методом

полной герметичности системы и ничтожному количеству резиновых трубок, могущих поглощать радон, возможные потери радона сводятся к минимуму.

Вакуумный метод в его обычном виде можно применять для определения содержания радона в водах тогда, когда в наличии имеются большие ионизационные камеры (объемом 2—3 л). Такой объем камер необходим для того, чтобы можно было надежно переводить в ионизационную камеру радон из сравнительно больших промывалок, так как брать для исследования меньше 100 мл воды не рекомендуется.

Рис. 44. Схема вакуумного метода измерения содержания радона в водах

1—металлическая промывалка для воды, 2—металлическая трубка, 3—стеклянная трубка, 4—резиновые трубки, 5—трубка с CaCl_2 , 6—ионизационная камера, А—кран, Б, В—зажимы

Для возможности пользования ионизационными камерами нормального размера (1 л) обычный вакуумный метод был несколько видоизменен Е. С. Щепотьевой. Идея видоизмененного вакуумного метода ясна из рис. 44. Вода в количестве 100 мл набирается в предварительно откачанную металлическую промывалку 1 размером около 200 мл (диаметр 5 см, высота 10 см). При закрытых зажимах Б и В промывалка встряхивается в течение $\frac{1}{2}$ мин. и присоединяется к предварительно откачанной ионизационной камере 6, натуральное рассеяние которой определено заранее. Открыв кран А и зажим Б, пускают радон из промывалки в ионизационную камеру. Затем закрывают зажим Б и приоткрывают зажим В для

впуска в промывалку свежего воздуха до атмосферного давления. После прекращения прохождения пузырьков зажим закрывают, промывалку снова встряхивают 1—2 мин., и с помощью зажима *Б* опять впускают из нее в ионизационную камеру воздух с оставшимся радоном.

Такое поочередное встряхивание, переводение воздуха в ионизационную камеру и выпуск свежего воздуха в промывалку повторяют шесть-восемь раз, после чего, если в камере еще осталось разрежение, можно пустить в нее через промывалку непрерывную струю воздуха до заполнения камеры. Вся операция перевода радона из воды в ионизационную камеру занимает около 8 мин. Калибровка прибора при этом делается обычным вакуумным методом.

Вычисление содержания радона в воде делается по следующей формуле:

$$q_{\text{Rn}} = \frac{k(N' - n')}{\omega} \text{ кюри, } \lambda = \frac{k(N' - n')}{\omega} \cdot 10^{10} \text{ эман,} \quad (13)$$

где ω —количество взятой для измерения воды в λ ;

N' —величина ионизационного тока;

n' —величина натурального рассеяния прибора;

k —калибровка прибора.

В случае, если между взятием пробы воды из источника и измерением прошло столько времени, что распадом радона за это время нельзя пренебречь, содержание радона вычисляется по формуле

$$q'_{\text{Rn}} = \frac{q_{\text{Rn}}}{e^{-\lambda_{\text{Rn}} t}}, \quad (14)$$

где q'_{Rn} —действительное содержание радона в пробе воды;

q_{Rn} —величина, вычисленная по формуле (13) по данным измерения ионизационного тока;

t —промежуток времени между моментом отбора пробы воды из источника и измерением¹ ионизационного тока;

λ_{Rn} —константа распада радона (находится по таблице).

Для определения радона могут использоваться любые из существующих в настоящее время электрометров. Однако точность измерения и удобство применения их в полевых условиях весьма различны. До настоящего времени при радиологических исследованиях применялись следующие электрометры: а) листовые (универсальные или типа Шмидта); б) двунитные (типа

¹ Точнее, t есть время между взятием пробы воды и измерением, уменьшенное на 3 часа, так как самая калибровка прибора делается через 3 часа после введения радона в камеру.

Вульфа); в) однонитные (типа Вульфа или Лютца — Эдельмана)

В настоящее время в практике радиологических работ в СССР широко применяются новые, более совершенные электрометры отечественной конструкции СГ-1М и СГ-2М. Первый из них по принципу действия аналогичен однонитному электрометру, второй — листочковому и двунитному.

Не касаясь устройства и принципов работы перечисленных электрометров, которые описываются в ряде специальных руководств и инструкций, кратко рассмотрим применение указанных приборов для радиогидрогеологических исследований.

Высокочувствительные однонитные электрометры, а также электрометры СГ-1М для измерения радона обычно не применяются. Для этой цели используются листочковые, двунитные и чаще всего электрометры СГ-2М. Точность этих приборов при вакуумном методе определения радона в водах находится в пределах 3—5 эман.

Такая точность обычно вполне достаточна для радиогидрогеологических работ, и в этом отношении все три прибора вполне пригодны для измерения радона. Однако по своей конструкции двунитные электрометры, хотя и обладающие несколько меньшей чувствительностью (0,5—1,0 дел/в), для работы в полевых условиях значительно более удобны, чем листочковые электрометры. Они обладают более постоянной чувствительностью и большей надежностью в работе; влажность воздуха на них отражается меньше, чем на листочковых электрометрах.

Еще более совершенны в этом отношении электрометры СГ-2М, методика работы с которыми аналогична работе с листочковыми и двунитными электрометрами.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ РАДОНА В ГАЗАХ

Для определения радона в газах, отобранных из источника в бутылку, как описано выше (ч. II, гл. II), переводят газ из опрокинутой в воду бутылки в откачанную ионизационную камеру обычным путем; объем газа, введенного в ионизационную камеру, определяют по объему воды, вошедшей в бутылку.

К недостатку этого метода относится неточное определение объема измеряемого газа; происходит это оттого, что условия давления, температуры и влажности при наборе газа часто недостаточно хорошо известны. Кроме того, в случае, если при наборе вся ионизационная камера заполняется исследуемым газом, точное вычисление содержания радона в газе делается затруднительным вследствие того, что ионизационный ток, создаваемый α -частицами в камере, зависит от состава газа, заполняющего камеру.

Указанных недостатков можно избежать, если пользоваться при измерении радиоактивности газов следующим методом, предложенным Е. С. Щепотьевой.

К ионизационной камере (рис. 45) присоединяется с одной стороны открытый ртутный манометр 1, а с другой, через трубку с хлористым кальцием 3, разрезающий насос; камера откачивается и зажим А закрывается. Отъединив насос, к трубке с хлористым кальцием присоединяют трубку, другой конец которой находится в предварительно откупоренной под водой бутылки с газом. Отсчитав по манометру разность уровней h , прикрывают зажим А и впускают в камеру газ из бутылки с таким расчетом, чтобы заполнить не более $1/5$ — $1/4$ объема ионизационной камеры. После этого зажим А закрывают и по манометру отсчитывают разность уровней h_2 .

После окончания отсчетов краны Б и В закрывают, трубку с CaCl_2 отъединяют и затем через чистую трубку с CaCl_2 в камеру впускают воздух до атмосферного давления.

Объем набранного сухого газа, приведенный к 0° и 760 мм ртутного столба, можно определить по следующей формуле:

$$V = \frac{V_0(h_1 - h_2) \cdot 273}{760(273 - t)}, \quad (15)$$

где V_0 —объем ионизационной камеры;

t —температура окружающего воздуха в месте перевода газа.

Ионизационный ток в камере измеряется обычным образом через 3 часа после введения радона. Вычисление ведется по формуле (13), в которую вместо ω подставляют V .

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ РАДИЯ В ВОДАХ

Содержание радия в водах можно определить двумя методами: 1) физическим и 2) радиохимическим.

Применение первого метода, более простого и быстрого, но менее точного, может быть допущено только в полевых условиях, при отсутствии в партии достаточно оборудованной лаборатории. Сущность этого метода, подробно описанного в вышеуказанной работе И. Е. Старика и Е. С. Щепотьевой, заключается в том, что исследуемая проба воды упаривается¹ до небольшого объема, переливается в бутылку с двумя стеклянными трубками, интенсивно продувается для полного удаления содержащегося

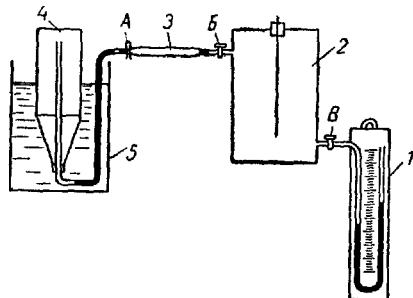


Рис. 45. Схема вакуумного метода измерения радона в газах

1—ртутный манометр; 2—ионизационная камера; 3—трубка с CaCl_2 ; 4—бутылка с газом; 5—сосуд с водой; А—зажим; Б, В—краны

¹ Высокоминерализованные воды (рассолы) исследуются без упаривания.

в воде радона и после этого стеклянные трубки на бутылки запаиваются. После накопления в бутылки радона производят его определение обычным вакуумным методом, пересчитывая результаты измерений на содержащийся в воде радий.

При использовании физического метода необходимо соблюдать следующие условия:

1) при высокоминерализованных водах (рассолах) проба должна браться объемом не менее 300 мл, при водах с небольшой минерализацией — не менее 1 л с последующим выпариванием ее до 300 мл;

2) в высокоминерализованных водах и в упаренном растворе не должно происходить выпадения солей, и проба воды должна оставаться совершенно прозрачной;

3) продувание воздуха через воду для удаления радона должно быть достаточно интенсивным, продолжаться не менее 10—15 мин. и осуществляться по возможности при помощи воздуховки;

4) измерение надо производить через 10—15 дней, но не менее чем через 4—5 дней, после отбора пробы, особенно при незначительном содержании радия, так как иначе не будет гарантии, что весь радон удален из воды при продувании;

5) при указанном объеме воды, перелитом в бутылку емкостью 500 мл, для измерения вакуумным методом должны быть использованы стандартные камеры объемом около 2 л;

6) измерения должны производиться на однопитном электрометре или электрометре СГ-1М.

Чувствительность физического метода находится в пределах $1 \cdot 10^{-12}$ г и более на 1 л воды.

Принцип радиохимического метода определения радия в воде состоит в том, что перед определением производится химическая обработка радия. При этом содержащийся в воде радий (как и его изотопы) соосаждается с BaSO_4 , осадок сплавляется с NaCO_3 и KHCO_3 и затем, после тщательного промывания 1%-ным горячим раствором соды (до отрицательной реакции на ионы серной кислоты), осадок растворяется на фильтре 5%-ным раствором соляной кислоты. Полученный раствор переливается в обычный стеклянный барботер, в котором через определенный срок и производится определение радона физическим методом.

Основным преимуществом этого метода является его относительно большая точность. К недостаткам метода надо отнести его длительность, необходимость иметь оборудованную лабораторию и квалифицированных химиков, что не всегда возможно в полевых условиях.

Чувствительность радиохимического метода при достаточном объеме пробы (не менее 1 л) и применимости чувствительных электрометров — порядка 10^{-13} г на 1 л воды. Точность метода $\pm 10\%$.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГАММА-AКТИВНОСТИ ВОД

Определение гамма-активности (короткоживущих продуктов распада радона) подземных вод производится при помощи полевых радиометров.

Метод определения короткоживущих продуктов распада радона в водах при помощи гамма-радиометров основан на следующих соображениях. Из всех радиоактивных элементов, присутствующих в подземных водах, интенсивным γ -излучением обладает только $Ra(C+C'')$. Поэтому только последним и может обуславливаться гамма-активность подземных вод. Гамма-активность достигает своего максимума при наличии радиоактивного равновесия между содержащимися в воде Rn и $Ra(C+C'')$.

Однако радиоактивное равновесие в подземных водах почти всегда отсутствует, так как горные породы, по которым циркулируют воды, обладают способностью интенсивно адсорбировать короткоживущие радиоактивные элементы. При отсутствии явления адсорбции с достаточной для практических целей точностью можно считать, что радиоактивное равновесие в водах достигается через 2,5—3,0 часа с момента начала распада.

Методика определения гамма-активности воды при помощи полевых радиометров сводится к выполнению следующих операций:

1) измерение натурального фона в ведре с неактивной водой (речной или озерной);

2) взятие пробы исследуемой воды непосредственно в цилиндрическое ведро, высота которого должна быть примерно равной трубке радиометра;

3) измерение гамма-активности воды радиометром сразу же после взятия пробы во избежание дополнительного накопления в ведре короткоживущих радиоэлементов;

4) перевод полученных радиометром гамма-импульсов (за вычетом натурального фона) по комбинированному графику, изображенному на рис. 46, в гаммы или в эмань.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ УРАНА В ВОДАХ

В настоящее время существует шесть методов определения малых количеств урана в природных водах: 1) метод М. П. Белой; 2) метод П. И. Жарова; 3) метод А. А. Резникова и Е. П. Муликовской; 4) метод Н. Х. Айдиньян; 5) метод П. А. Волкова и 6) метод РИАН (Ф. О. Старик-Бронштейн).

В практике радиогидрогеологических работ в большей или меньшей мере применяются все перечисленные методы определения урана в природных водах. Следует отметить, что каждый из них имеет свои положительные и отрицательные стороны. Интересную работу по оценке и сравнению этих методов провела группа гидрохимиков под руководством И. Ю. Соколова; их

основные выводы приводятся нами ниже при кратком рассмотрении принципов и применимости методов. С подробным ходом анализов и списком необходимых реактивов для проведения лабораторных работ по этим методам можно ознакомиться в специальных методических руководствах и инструкциях.

Метод М. П. Белой по существу разбивается на два способа определения в водах урана: колориметрический и люминесцентный (в том и другом случаях путем сравнения со стандартными эталонами).

Колориметрический способ основан на образовании характерной окраски при действии перекиси водорода на соли урана в

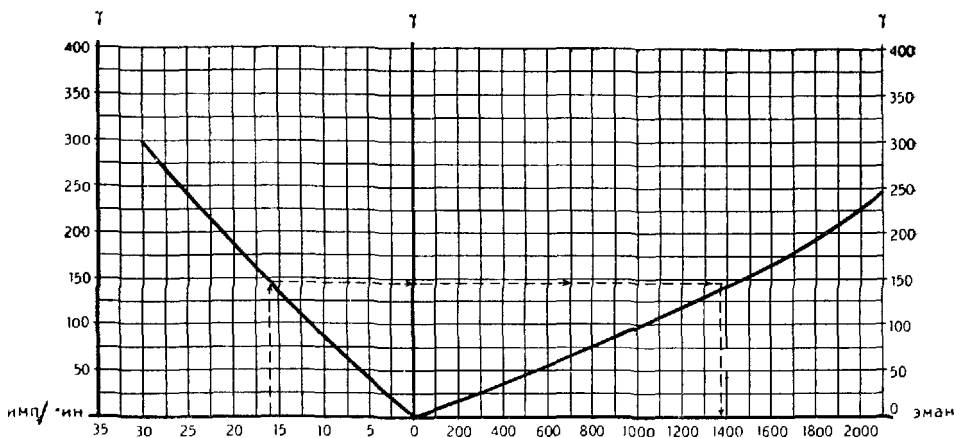


Рис. 46. Комбинированный график для определения радона в водах полевыми гамма-радиометрами по $Ra (C+C'')$

щелочной углекислой среде. Предел чувствительности колориметрического метода $5 \cdot 10^{-5}$ г/л урана. Основными мешающими элементами, требующими удаления, являются железо, алюминий, титан, хром, марганец, кобальт, никель, ванадий, молибден. Отделение урана от всех мешающих спутников достигается путем соосаждения его с хлорным железом при действии аммиака, лишённого углекислоты, с последующим удалением железа путем растворения урана в углекислом аммонии.

Люминесцентный способ М. П. Белой основан на свечении перла, полученного при сплавлении урана со фтористым натрием. Максимум свечения перла получается при содержании $5 \cdot 10^{-5}$ г урана на 1 г плава. Различие в светимости перлов наблюдается в диапазоне концентраций $n \cdot 10^{-6}—n \cdot 10^{-9}$ г урана в перле весом 0,025 г. При больших количествах урана (начиная с $5 \cdot 10^{-4}$ в 1 г сплава) метод не дает точных результатов.

Определение урана по методу М. П. Белой как в колориметрической, так и в люминесцентной модификации производится в 1 л воды.

Метод П. Н. Жарова основан на адсорбции урана из природных вод активированным углем при рН раствора около 6, после следующей десорбции из угля раствором углекислого натрия и дальнейшем определении урана: а) люминесцентным способом в перле с фтористым натрием или б) колориметрическим способом с ортооксиазоарсоновой кислотой (в том и другом случаях путем сравнения со стандартными эталонами).

Метод П. Н. Жарова в его люминесцентной модификации позволяет определять уран в количествах от $1 \cdot 10^{-6}$ — $2 \cdot 10^{-6}$ до $5 \cdot 10^{-5}$ г/л из 50 мл испытуемой воды. При колориметрическом окончании определения предел чувствительности составляет $1 \cdot 10^{-6}$ г/л, если на анализ было взято 500 мл испытуемой воды. Колориметрическому определению мешают алюминий и большое количество органических веществ, которые необходимо разрушать.

Метод А. А. Резникова и Е. П. Муликовской аналогичен методу П. Н. Жарова, с той лишь разницей, что адсорбция урана производится при рН раствора, равном 5. Чувствительность определения урана остается той же, что и в методе П. Н. Жарова. Авторы лишь считают возможным несколько расширить интервал люминесцентного определения и определять уран в количестве от $1 \cdot 10^{-6}$ — $2 \cdot 10^{-6}$ до $5 \cdot 10^{-4}$ г/л из 100 мл испытуемой воды.

Метод П. Х. Айдиньян основан на соосаждении урана из испытуемых вод гидратом окиси алюминия с дальнейшим люминесцентным определением урана в перле с фтористым натрием. Метод позволяет определять уран из 100 мл исследуемой воды в пределах от $1 \cdot 10^{-7}$ — $2 \cdot 10^{-6}$ до $5 \cdot 10^{-4}$ г/л.

Если воды содержат больше $5 \cdot 10^{-4}$ г/л урана, для определения следует отбирать пробу объемом менее 100 мл, а если меньше $1 \cdot 10^{-6}$ г/л, то объем пробы должен быть увеличен до 200 мл. Предельная чувствительность рассматриваемого метода автор его считает $1 \cdot 10^{-7}$ — $2 \cdot 10^{-7}$ г/л.

Определению урана по методу П. Х. Айдиньян мешают железо (при содержании его больше 1 мг/л), медь и марганец. Наличие этих элементов в ходе анализа обычно обнаруживается по характеру цветных гидратных осадков или окрашенных перлов. Если в воде присутствуют вышеуказанные элементы, то от них необходимо освободиться. Мешают определению также большие количества ионов кальция и магния, которые окрашивают перл в зеленый цвет. Во избежание ошибок указанные ионы удаляют переосаждением гидратом окиси алюминия.

Метод П. А. Волкова заключается в восстановлении шестивалентного урана до четырехвалентного гидросульфитом натрия с дальнейшим осаждением его в виде фосфата в присутствии соли тория в качестве соосаждителя и последующем титровании растворенного осадка ванадатом аммония в присутствии фенилантрапиновой кислоты в качестве индикатора.

Благодаря весьма четкому титрованию возможно количественное определение урана в 100 мл испытуемой воды при содержании его $1 \cdot 10^{-3}$ г/л и выше. Если на анализ брать 1000 мл воды, чувствительность определения может быть повышена в 10 раз. В присутствии очень больших количеств сульфат-иона (порядка 10—20 г/л) получаются немного заниженные результаты.

Метод РИАН (Ф. О. Старик-Бронштейн) является полярографическим методом определения. Он осуществляется предварительным выделением урана из исследуемой воды и доведением окончательного объема раствора для полярографирования до 1 мл.

Полярографирование производят в солянокислой (0,5-н.) среде с применением 0,5-н. раствора хлористого тория в качестве инертного электролита. Чувствительность полярографического метода, если исходить из первоначального объема пробы воды 1000 мл, составляет $2 \cdot 10^{-5}$ г/л. При меньших концентрациях урана надо брать большие объемы воды.

Непосредственно полярографированию мешают железо, фосфор и ванадий. Остальные элементы, если они находятся в большом количестве, не дают возможности довести конечный объем раствора до 1 мл.

На основании экспериментальных данных по сравнительной оценке всех названных методов определения урана в природных водах гидрохимиком И. Ю. Соколовым были сделаны следующие выводы:

1. Методы М. П. Белой, П. Н. Жарова, А. А. Резникова и Е. П. Муликовской и Н. Х. Айдиньян дают примерно одинаково приемлемые результаты при определении урана в растворах и природных водах. Поэтому при оценке того или иного из этих методов надо исходить не из точности их, а из простоты аналитических операций, скорости выполнения анализа, дефицитности реактивов и др.

2. Метод, предложенный М. П. Белой, не может быть отнесен к разряду простых и общедоступных. Определение урана по М. П. Белой (как в колориметрической, так и в люминесцентной его модификациях) отнимает много времени, нуждается в достаточно хорошей технической оснащенности лаборатории (вытяжные шкафы, баллоны с аммиаком, аналитические весы и т. п.) и требует наличия высококвалифицированного аналитика.

3. Определение урана по методу Н. Х. Айдиньян не вызывает принципиальных возражений. Этот метод достаточно надежен, прост и не нуждается в дефицитных реактивах. Однако при сопоставлении метода Н. Х. Айдиньян с методами П. Н. Жарова, а также А. А. Резникова и Е. П. Муликовской видно, что метод Н. Х. Айдиньян в применении к сильно минерализованным водам, содержащим более 1 мг/л железа, более трудоемок и менее удобен в полевой обстановке.

При наличии железа требуется дополнительная операция по отделению урана от железа с применением нагревательных приборов, а при высоком содержании кальция и магния — пересаживание гидроокисью алюминия. Кроме того, при этом методе не всегда удается должным образом прокалить осадок гидроокиси алюминия, пользуясь только примусом, как рекомендует автор метода, а требуется муфельная печь или горелка Бартеля.

4. Наиболее удобными (особенно в полевой обстановке) и производительными являются метод П. Н. Жарова и метод А. А. Резникова и Е. П. Муликовской как в колориметрической, так и в люминесцентной модификациях. Эти методы позволяют быстро, без каких-либо дополнительных операций определять уран в различных типах природных вод, не требуют нагревательных приборов (за исключением редких случаев, когда приходится анализировать рудничные воды, содержащие большие количества тяжелых металлов) и позволяют провести определение урана двумя способами. Последнее обстоятельство имеет немало важное значение для более объективного контроля анализа.

5. Метод П. Н. Жарова не имеет существенных, принципиальных отличий от метода А. А. Резникова и Е. П. Муликовской; по тому и другому методам адсорбция и десорбция урана производятся одними и теми же реагентами, колориметрирование урана выполняется при помощи ортооксизарсоновой кислоты, люминесцентное определение основано на изготовлении перлов с фтористым натрием. Отличие состоит лишь в некоторых деталях метода (например, П. Н. Жаров рекомендует для достижения определенного рН раствора пользоваться уротропином, брать для адсорбции 0,02 г активированного угля, изготовлять только один перл с фтористым натрием и т. п., а А. А. Резников и Е. П. Муликовская для этих же целей предлагают употреблять боратную буферную смесь, брать 0,25 г угля, делать два перла из аликвотной части раствора и др.) и в технике выполнения.

С точки зрения техники выполнения анализа следует отдать предпочтение в люминесцентной модификации метода варианту П. Н. Жарова, как более быстрому и чувствительному, а при колориметрической модификации — варианту А. А. Резникова и Е. П. Муликовской, как несколько более точному.

6. Объемный метод П. А. Волкова позволяет получать хорошие результаты в случае высокого содержания в водах урана. При использовании этого метода для получения надежных данных необходимо, чтобы содержание урана в титруемом объеме было не менее $1 \cdot 10^{-4}$ г/л.

7. Полярографический метод РИАН в том виде, в котором он описан Ф. О. Старик-Бронштейн, не может быть рекомендован к массовому распространению из-за своей невысокой чувствительности и большой трудоемкости.

Глава V

МЕТОДЫ ПОДСЧЕТА РЕСУРСОВ РАДИОАКТИВНЫХ ВОД

ОПРЕДЕЛЕНИЕ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ РАДИОАКТИВНЫХ ВОД

До настоящего времени в гидрогеологии нет единой классификации количеств гравитационных подземных вод, которую можно было бы использовать для подсчета ресурсов радиоактивных вод.

Под гравитационной водой понимается вода, которая, подчиняясь закону тяжести, может свободно вытекать из породы и, следовательно, может быть извлечена при эксплуатации подземных вод или при осушении обводненных пород.

Проблема классификации количеств подземных вод относится к наиболее сложным проблемам естественных наук и по существу находится еще в стадии разработки. К несовершенству всех имеющихся схем таких классификаций следует в первую очередь отнести их оторванность от природной обстановки. В этих схемах совершенно не учитывается тип месторождений подземных вод. Недостаточно четко даются также критерии степени изученности месторождений. Нет единства и в самом понятии о классификации водных количеств, их категориях, терминах и т. п.

Даже такие общеизвестные термины, как «запасы» и «ресурсы» подземных вод, понимаются разными авторами различно и остаются до известной степени дискуссионными. В одних работах они рассматриваются как синонимы, в других запасами называют общий фонд воды, заключенной в водоносном массиве или пласте, а ресурсами — расход или приток воды.

В практике эксплуатации подземных вод большей частью применяется термин «ресурсы»; при этом под ними понимаются не столько общие, или естественные, количества воды подземных

бассейнов, сколько то количество воды, которое ранее было извлечено или может быть при необходимости извлечено с помощью каптажных сооружений.

Ф. П. Саваренский в своей работе «Гидрогеология» (1932), предложил расчленить оба эти понятия, считая, что здесь идет речь о совершенно разных количественных категориях, существующих в природе самостоятельно и имеющих каждая свое практическое и теоретическое значение. Он указывает, что «правильнее говорить не о запасах подземных вод, а о ресурсах подземных вод, понимая под этим термином обеспечение в водном балансе данного района поступления подземных вод и оставляя за термином «запасы» лишь определение тех количеств воды, которые находятся в данном бассейне или слое, независимо от поступления воды и расхода, а в зависимости от его емкости».

В последние годы представления Ф. П. Саваренского получили некоторое развитие в ряде работ советских гидрогеологов (Г. Н. Каменского, Н. А. Плотникова, Ф. А. Макаренко, К. И. Макова, А. В. Щербакова и др.), но твердо установленных понятий и представлений по этому принципиальному вопросу среди гидрогеологов пока еще нет.

Не ставя перед собой задачу критического разбора существующих классификаций количеств подземных вод, так как этому вопросу уделено уже много внимания в отечественной литературе, мы остановимся только на некоторых понятиях, которые будут положены в основу нашего рассмотрения принципов подсчета ресурсов радиоактивных вод.

При решении вопросов использования подземных радиоактивных вод можно выделять условно как самостоятельные две группы количеств подземных вод: 1) ресурсы и 2) запасы. Первую группу, в свою очередь, можно разделить на два вида: а) естественные и б) эксплуатационные, а вторую на а) общие и б) вековые. Количественная характеристика подземных радиоактивных вод приведена нами в табл. 60.

Условия залегания и распределение месторождений подземных радиоактивных вод в Советском Союзе столь различны, а природный режим их столь сложен и разнообразен, что это крайне затрудняет составление обязательных требований в отношении определения ресурсов и запасов рассматриваемого полезного ископаемого.

Такие обязательные требования можно было бы разработать только на основе конкретного рассмотрения отдельных типов месторождений радиоактивных вод, а также исходя из особенностей гидрогеологических условий каждого типа. Эта последняя работа требует специального углубленного изучения вопроса и, соответственно, значительного времени для своего осуществления.

Ниже приводится лишь ряд практических указаний, которые следует учитывать при оценке ресурсов подземных радиоактивных

Количественная характеристика подземных радиоактивных вод (по А. В. Щербакову)

Основные генетические типы радиоактивных вод	Ресурсы		Запасы		Типы радиоактивных вод по условиям скопления и движения их в водоносных комплексах пород (массивы, пласты и жилы)	Народнохозяйственное значение радиоактивных вод
	Естественные (расход подземных вод, разгружающихся естественным путем на поверхность земли и в четвертичные образования)	Эксплуатационные (расход подземных вод, который может быть получен при эксплуатации с помощью каптажных сооружений)	Вековые (объем подземных вод, заключенных в водоносных комплексах пород без круглогодичного естественного расхода, т. е. общие запасы минус естественные ресурсы)	Общие (объем подземных вод, заключенных в водоносных комплексах пород с естественным притоком или расходом)		
Радоновые воды	В основном в кислых магматических породах (гранитные интрузии и их дериваты-пегматиты), эманулирующих коллекторах (травертины, железомарганцевые образования, глины и др.) и месторождениях редких элементов (включая урано-радиевые)		Не подсчитываются		Жильные радоновые воды, циркулирующие по отдельным трещинам и трещиноватым зонам дизъюнктивных нарушений. Трещинные радоновые воды массивов магматических пород, циркулирующие по трещинам кливажа, тектонических нарушений и выветривания, в областях неглубокого залегания трещиноватых пород	Применяются в бальнеологии, реже для питьевого и технического водоснабжения. Воды невысокой минерализации, иногда пресные. Обладают сложным химическим составом. В отдельных случаях наблюдается преобладание гидрокарбонатов или сульфатов над другими анионами. По газовому составу—азотные или углекислые воды (с азотом и углекислотой воздушного происхождения). Содержат значительное количество радона (до 300 эман и более)
Радиевые воды	В геолого-структурных депрессиях, выполненных осадочными и осадочно-метаморфическими отложениями (обычно приурочены к нефтяным и газовым месторождениям)				Пластово-трещинные и пластово-поровые радиевые воды, приуроченные к определенному пласту трещиноватой или пористой породы, серии пластов или пластообразным телам	Являются объектом для промышленного извлечения из них радия, брома, иода и др. редких элементов. Имеют высокую минерализацию (до 300 г/л) и относятся к хлоридно-натриево-кальциевому или хлоридно-натриевому типу. По газовому составу—метановые, азотные или сероводородные воды. Концентрация радия достигает $5 \cdot 10^{-8}$ г/л
Урановые воды	В месторождениях урана или с интрузивными метаморфическими и осадочными породами, обогащенными рассеянным ураном				Пластово-карстовые урановые воды, приуроченные к пластам легко растворимых пород и циркулирующие по карстовым полостям или трещинам. Трещинно-пластовые урановые воды метаморфических пород, где наряду с тектонической трещиноватостью развиты трещины кливажа и напластования. Трещинные урановые воды зон оруденения месторождений урана, циркулирующие по трещинам	Могут являться объектом для промышленного извлечения из них растворенного урана, концентрация которого в отдельных месторождениях достигает $8 \cdot 10^{-2}$ г/л. Имеют различную минерализацию и химический состав (от пресных гидрокарбонатных, сульфатных и смешанных типов вод до рассолов хлоридного типа). По газовому составу—азотные и реже углекислые воды

вод и которые могут облегчить выбор приемов и методов подсчета ресурсов этих вод вообще.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ РЕСУРСОВ

В основу определения естественных ресурсов подземных радиоактивных вод должен быть положен режим источников (водотоков, родников, самоизливающихся буровых скважин, колодцев, копаней и др.), образующихся за счет разгрузки на поверхность земли подземных вод естественным путем. В отдельных случаях необходимо учитывать и подземные воды, разгружающиеся в четвертичные образования (аллювий, пролювий, делювий, элювий). Режим радиоактивных источников зависит главным образом от условий их питания и формирования. При изучении режима источников основное внимание должно быть обращено на выяснение ряда закономерностей, связанных с изменением состояния подземных радиоактивных вод во времени: а) физических свойств (температуры, цвета, запаха и пр.), б) химического и газового состава; в) содержания радиоактивных элементов (радона, радия и урана); г) напора или положения уровней воды (если они могут быть измерены); д) количества воды и др.

Закономерности режима подземных радиоактивных вод зависят от ряда естественных и искусственных факторов. К естественным факторам относятся: а) метеорологические условия; б) условия залегания водоносных комплексов пород (массивы, пласты и жилы); в) характер пустот водоносных пород (поры, трещины кливажа, тектонические разломы, карсты, каверны и пр.); г) степень закрытости или открытости структур; д) степень промытости или засолоненности водовмещающих пород; е) землетрясения, если они наблюдались в районе источников, и др. К искусственным факторам относятся все мероприятия, связанные с деятельностью человека, так или иначе влияющие на режим подземных радиоактивных вод (проходка горных выработок, строительство дренажных сооружений, гидротехнических сооружений, ирригационные работы, вырубка или насаждение леса и др.). Все эти факторы должны быть учтены при изучении режима естественных источников.

Указания по изучению режима подземных вод приведены в методических инструкциях ВСЕГИНГЕО («Методическое руководство при изучении режима подземных вод», Госгеолтехиздат, 1954).

При изучении режима радиоактивных элементов в подземных водах следует иметь в виду, что концентрация в них радона, радия и урана не остается постоянной, а с течением времени претерпевает ряд изменений.

Изменение концентрации радиоактивных элементов может происходить:

а) параллельно с изменением концентрации других химических ингредиентов воды под влиянием общих гидрогеологических причин;

б) под влиянием специфических факторов, влияющих на режим только радиоактивных элементов.

К общим гидрогеологическим факторам, влияющим на режим радиоактивных элементов, относятся: разбавление радиоактивных вод неактивными водами, перераспределение струй с различной концентрацией радиоактивных элементов и т. д.

Кроме того, изменение содержания радиоактивных элементов тесно связано с изменением дебита источников.

Работами А. Н. Огильви установлено, что концентрация радона в подземных водах может закономерно увеличиваться или уменьшаться при изменении дебита источника, а именно: если вода после насыщения радоном проходит некоторый путь по неактивным породам, на котором вследствие естественного распада теряется некоторое количество радона, то при увеличении дебита и, следовательно, увеличении скорости движения воды потери радона в воде будут значительно меньше, чем при движении воды с малыми дебитами. Если же вода выходит непосредственно из тех пород, в которых она обогащается радоном, то изменение дебита не будет сказываться на содержании радона.

Изменение температуры воды в свою очередь может вызвать изменение концентрации радона, причем эта зависимость может быть довольно сложной, поскольку при увеличении температуры, с одной стороны, уменьшается растворимость радона в воде, но, с другой стороны, увеличивается эманулирующая способность пород.

Условия непосредственного выхода подземных вод на дневную поверхность также могут влиять на концентрацию в них радона. Так, если вода при своем выходе падает с некоторой высоты или течет беспокойной струей, то она очень часто полностью дегазируется. Особенно сильно проявляется такое деэманирование в горячих водах.

Так как процесс обогащения подземных вод радоном сопровождается процессом его распада, для более правильной оценки ресурсов радоновых вод А. Броше предложил определять величину радиоактивной мощности источника. Под этим термином понимается масса радия (в миллиграммах), способная дать в то же время такое же количество эманации (т. е. радона), как рассматриваемый радиоактивный источник.

Между общим часовым количеством радона, выносимого источником, и радиоактивной мощностью существует следующее соотношение. 1 мг радия выделяет в 1 час 7500 *mμC* (миллимикроюри) эманации. Если источник имеет дебит Q л/час, а радиоактивность воды равна R миллимикроюри на литр, то часовая радиоактивность источника будет равна $H = QR$ миллимикро-

кюри. Ей эквивалентна масса радия, равная $M_{\text{ра}} = \frac{H}{7\,500} = \frac{QR}{7\,500}$ мг радия.

Величина $M_{\text{ра}}$ является радиоактивной мощностью источника. Из этой величины и следует исходить при оценке ресурсов радоновых вод.

Специфический режим урана, радия и их изотопов в подземных водах может быть еще более сложным. Основываясь на большом фактическом материале, изложенном в первой части настоящей работы, можно прийти к заключению, что концентрация этих элементов в воде может увеличиваться или уменьшаться в зависимости от дебита источника и от длины пути, на котором происходит растворение и выщелачивание урана и радия. Далее, на процессы обогащения или выпадения урана и радия могут оказать сильное влияние температура, химический состав воды, геохимическая обстановка и т. п. Наконец, для радиоактивных элементов с небольшим периодом распада (торий X и др.) необходимо принимать во внимание их распад при движении воды по породам.

Подсчет естественных ресурсов подземных урановых и радиевых вод производится по фактическим среднегодовым дебитам и содержанию урана и радия в воде. Метод этот простой и требует только хорошо организованных систематических режимных наблюдений. Чем полнее и продолжительнее будут режимные наблюдения, тем более точно можно будет сделать подсчет естественных ресурсов радиоактивных вод.

Определение естественных ресурсов подземных радиоактивных вод можно производить также и по анализу подземного стока. Если источник или группа источников полностью дренирует определенный участок водоносного массива или пласта, то по материалам длительных и систематических измерений дебита этих источников можно с большой точностью определить подземный сток и установить минимальные и максимальные естественные ресурсы подземных вод данного участка. Такие определения особенно важны для проектирования сырьевой базы радиевой промышленности за счет каптажа данного источника или группы источников.

Более значительный фронт выхода подземных вод на поверхность земли (Z) подразделяют на характерные участки, дренируемые определенной группой источников, в которых расход и содержание радиоактивных элементов систематически измеряются. Относя расход каждой группы источников к площади соответствующего участка, можно подсчитать среднегодовые единичные расходы $q_1, q_2, q_3, \dots, q_n$ и, наконец, суммарную величину подземного стока для всего фронта выхода подземных вод по формуле

$$Q = q_1 Z_1 + q_2 Z_2 + q_3 Z_3 + \dots + q_n Z_n, \quad (16)$$

где Q —подземный сток в $\text{м}^3/\text{год}$;
 Z —площадь фронта выхода подземных вод на поверхность земли в м^2 ;
 q —среднегодовой расход источника в $\text{м}^3/\text{год}$.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ РЕСУРСОВ

При оценке эксплуатационных ресурсов подземных радиоактивных вод следует иметь в виду, что все естественные ресурсы источников могут быть переведены в эксплуатационные, т. е. захвачены каптажами в тех же или других местах. Естественные ресурсы представляют оптимальный предел эксплуатационных ресурсов, до которого последние могут быть доведены без нарушения общего режима качественного и количественного формирования радиоактивных вод месторождения. При этих условиях захватывается только та вода, которая и без того теряется для водоносных пород месторождения. Неправильный захват может вызвать перераспределение ресурсов между каптированными выходами источников, увеличив расход одних за счет других, что может привести к полному прекращению подтока подземных вод к отдельным каптажным сооружениям.

Из методов определения эксплуатационных ресурсов подземных вод, описанных в работе Н. А. Плотникова («Классификация ресурсов подземных вод для целей водоснабжения и методика их подсчета», Гостеолиздат, 1946), для радиоактивных вод могут быть использованы следующие три метода:

- 1) оценка эксплуатационных ресурсов по методу депрессионных воронок;
- 2) оценка эксплуатационных ресурсов по методу изучения статических и динамических уровней по данным опытных откачек и стационарных наблюдений;
- 3) оценка эксплуатационных ресурсов по методу аналогии.

По первому методу расчет эксплуатационных ресурсов производится на основе анализа районных депрессионных воронок. Вводя термин «районные депрессионные воронки», Н. А. Плотников исходит из того, что понижение напоров артезианских вод происходит в результате отбора воды в ряде скважин района; поэтому можно говорить о районном отборе воды и о районных депрессионных воронках.

Глубина и форма районной депрессионной воронки зависит не только от интенсивности отбора воды, но также от площади расположения скважин. Наибольшее понижение, по Н. А. Плотникову, происходит в центральной части района эксплуатации подземных вод и может быть определено по следующей формуле:

$$s = \frac{Qa}{1000}, \quad (17)$$

где s — районное понижение в центральной части района эксплуатации в m ;

Q — районный расход подземных вод в $m^3/сутки$;

a — удельная районная депрессия, т. е. понижение уровня на 1000 $m^3/сутки$ районного отбора воды.

Из формулы (17) видно, что районный расход

$$Q = \frac{1000 s}{a}. \quad (18)$$

По второму методу оценка эксплуатационных ресурсов подземных вод производится на основании тщательного изучения статических и динамических уровней при опытных откачках. Сущность этого метода заключается в следующем. Если при длительной откачке с постоянным дебитом динамический уровень, а также химический и радиохимический состав вод не изменяются, то это значит, что в водоносном комплексе пород (массивах и пластах) наступило динамическое, химическое и радиохимическое равновесие, т. е. приток к каптажному сооружению при данном понижении уровня и стабильном содержании в воде радиоактивных элементов обеспечивается.

Кроме того, Н. А. Плотников рекомендует сравнивать положение статического уровня перед откачкой с восстановившимся статическим уровнем после откачки. Если статический уровень после окончания откачки поднялся до прежнего положения, то это значит, что истощения вековых запасов не произошло и, следовательно, ресурсы подземных вод комплекса пород обеспечивают бесперебойный отбор проб воды в количестве, определенном опытной откачкой.

Наиболее надежные выводы по обеспеченности дебита каптажных сооружений можно сделать по данным стационарных наблюдений за эксплуатационной откачкой в течение года и больше.

По третьему методу оценка эксплуатационных ресурсов водоносного комплекса пород (массивы, пласты и жилы) может даваться по аналогии с другими изученными водоносными породами, по которым имеются данные эксплуатации. Аналогию можно проводить при наличии достоверных сведений о геологической структуре месторождения, распространении и мощности водоносных пород и химическом и радиохимическом составе вод.

Оценка водоносности комплексов пород на основании сравнения с другими, более изученными водоносными породами является весьма важной и в практическом отношении вполне надежной.

Другие методы определения эксплуатационных ресурсов, применяемые в практике водоснабжения: по расходу в поперечном сечении потока (ряд методов), по балансу и по формуле взаимодействующих скважин — для радиоактивных вод использовать

практически невозможно вследствие большей трудности получения исходных данных для расчета.

Кроме общей количественной оценки эксплуатационных ресурсов, необходимо получать данные о физических свойствах воды (температура, цвет, запах и пр.), химическом и газовом составе воды, содержании радиоактивных элементов (радона, радия и урана), а также все данные, требуемые для проектирования или эксплуатации каптажных сооружений. К таким данным можно отнести: а) газовый фактор; б) влияние конструкции скважин на дебит, в) агрессивность радиоактивных вод, г) отложения в стволах и на устьях скважины (травертины, охра, кир и пр.) и борьба с этими отложениями; д) дебит скважин и его изменения; е) оживление скважин и т. п.

При оценке эксплуатационных ресурсов подземных радиоактивных вод особое внимание следует уделять также вопросам изучения роли природных газов (газы залежей и спонтанные газы, выделяющиеся из воды при восходящем движении) в динамике и режиме этих вод.

Работами А. А. Смирнова установлено, что режим источников и скважин, фонтанирующих с участием газовых залежей, принципиально отличается от режима водоисточников, фонтанирующих с участием лишь спонтанных газов. При участии только спонтанных газов, без влияния посторонних причин, режим фонтанирующих источников (после установления соответствующей депрессии) практически стабилен (до истощения ресурсов газоносных вод). В случае же участия, кроме того, газов из залежей режим водоисточников претерпевает непрерывное качественное изменение, которое выражается: а) в сокращении площади фонтанирующих вод и б) в снижении потенциальной и кинетической энергии фонтанирования вод в пределах распространения газовых залежей, что вызывает снижение дебитов скважин и высоты фонтанов.

Причиной качественных изменений режима подземных вод в условиях влияния газовых залежей служит истощение последних, особенно при специальной эксплуатации свободных газов.

При истощении газовых залежей происходит подъем контакта газ—вода (при водонапорном режиме газовых залежей). В связи с этим снижаются давление в газовой залежи и интенсивность подтока газов к скважине или источнику. Если же контакт газ—вода значительно удалится от ствола эксплуатационной скважины в газо-водоносном пласте или от трещины, по которой поднимается вода на поверхность земли и выходит в виде источников, самоизлив воды может прекратиться полностью (при недостаточном гидростатическом напоре).

Все расчетные элементы должны оцениваться с учетом изменения их во времени под влиянием естественных причин, а также с учетом воздействия эксплуатации.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЕКОВЫХ ЗАПАСОВ

Подсчет вековых запасов подземных радиоактивных вод по водоотдаче водоносного комплекса пород можно производить по формуле

$$Q_w = K_w \Sigma W - V_2, \quad (19)$$

где Q_w —вековые запасы гравитационной радиоактивной воды в $м^3$;

ΣW —полный объем водонасыщенного комплекса пород в $м^3$;

V_2 —естественные ресурсы радиоактивных вод в годичном подсчете в $м^3$;

K_w —коэффициент водоотдачи.

Определение естественных ресурсов производится по режимным наблюдениям за общим расходом подземных вод, самоизливающихся естественным путем на поверхность земли.

Водоотдача зернистых рыхлых пород определяется лабораторным способом и представляет собой количество воды, которое может свободно вытекать из водонасыщенного комплекса пород, отнесенное к объему породы.

Для ориентировочных подсчетов М. П. Семенов рекомендует принимать следующие величины водоотдачи рыхлых пород: для супеси 10—15%; для глинистых песков 15—20%; для среднезернистых песков 20—25%; для крупнозернистых и гравелистых песков 25—30%.

Если подсчет вековых запасов подземных вод в рыхлых пористых породах не вызывает больших затруднений, то в скальных трещиноватых и особенно в закарстованных и кавернозных породах он связан с трудностями определения коэффициента водоотдачи, характеризующего степень насыщенности пород гравитационными водами.

Описанные в литературе попытки определения коэффициента водоотдачи в закарстованных и кавернозных породах сводятся к трем основным методам:

1) тщательному изучению керна по большому количеству буровых скважин (Д. В. Рыжиков, Источники обводнения Петропавловской бокситоносной полосы и меры борьбы с ними. Геология и полезные ископаемые Урала, вып. II, 1947);

2) наблюдению за затоплением депрессионной воронки (Л. Н. Смирнов, Гидрогеология Североуральского бокситового бассейна. Горный журнал, № 2, 1946);

3) интерпретации данных по режиму и балансу подземных вод (Д. Б. Скиргелло, Определение коэффициента закарстованности по данным наблюдений за режимом подземных вод. Разведка недр, № 5, 1949).

Все эти методы не всегда могут быть использованы на месторождениях радиоактивных вод по ряду обстоятельств, на рассмотрении которых мы кратко остановимся.

Первый метод — изучение керна буровых скважин путем подсчета относительного объема пустот (в процентах к общей массе пород) — затруднительно применять по следующим причинам: а) не всегда имеется достаточное количество буровых скважин, расположенных по всей площади изучаемого водоносного комплекса пород; б) при сильно трещиноватых и кавернозных скальных породах (известняках, доломитах) очень трудно отбирать из скважин полноценный керн и подсчитывать по нему объем пустот; в) сложный характер выщелоченности скальных пород, обусловленный их кавернозностью и закарстованностью, часто не позволяет учесть все пустоты и их объемы; г) при этом методе не учитывается молекулярная влагоемкость.

Второй метод — наблюдение за затоплением депрессионной воронки, образованной откачкой воды из шахты, — также в большинстве случаев трудно использовать из-за отсутствия полноценных данных по восстановлению уровня вод, т. е. по заполнению депрессионной воронки шахты, так как в шахтах, вскрывших сильно обводненные закарстованные породы, почти непрерывно ведется откачка воды с различным расходом.

Третий метод — использование данных режима и баланса подземных вод — для радиеносных рассолов вообще неприменим, так как он исходит из предположений, что: а) область питания расположена на сравнительно небольшом расстоянии от месторождения вод и б) местная гидрографическая сеть является дренажной для подземных вод, циркулирующих в кавернозных и закарстованных породах. Такой природной обстановки на месторождениях радиеносных рассолов, как правило, не наблюдается.

Таким образом, все рассмотренные выше методы определения коэффициента водоотдачи в условиях кавернозных и закарстованных пород отличаются большой сложностью и не всегда могут быть применимы. В связи с этим А. В. Щербаковым был разработан и применен на одном из месторождений радиоактивных вод новый, несколько более совершенный метод определения коэффициента водоотдачи, основанный на анализе данных по увеличению объема депрессионной воронки.

Сущность этого метода заключается в подсчете объема воды, извлеченной из пустот выщелоченных (кавернозных и закарстованных) пород при искусственной сработке уровней вод обводненного массива или пласта. Подсчет коэффициента водоотдачи выщелоченных пород производится по данным наблюдений: а) за расходом откачиваемой воды из дренажной шахты или скважины; б) за изменением депрессионной воронки и в) за подтоком вод в водоносный комплекс пород (массив, пласт).

Приступая к расчету коэффициента водоотдачи, надо учитывать следующее:

1) для достижения наибольшей точности расчета необходимо брать данные по бесперебойному дренажу,

2) для расчета сработки уровней подземных вод в обводненном массиве или пласте, кроме фактических данных об уровнях воды в наблюдательных скважинах, рекомендуется использовать карты изолиний поверхности вод месторождения на периоды начала и окончания бесперебойного дренажа.

Исходя из анализа данных условий коэффициент водоотдачи можно определить по следующей формуле.

$$K_v = \frac{V_{об} - V_{ест}}{W} \cdot 100, \quad (20)$$

где K_v — коэффициент водоотдачи в процентах;

$V_{об}$ — общий объем воды, сдренированной из всего обводненного массива или пласта за период бесперебойного дренажа, в M^3 ;

$V_{ест}$ — общий объем воды, самоизливавшейся ранее естественным путем на поверхность земли за то же время, в M^3 ;

W — общий объем массива или пласта выщелоченных пород, осушенных за то же время, в M^3 .

При подсчете вековых запасов радиоактивных вод необходимо иметь данные по содержанию в них урана и радия как по площади, так и в разрезе. Эти данные могут быть получены только при тщательном отборе проб воды в скважинах по интервалам при помощи пробоотборников (системы Е. В. Симонова, В. П. Савченко, К. В. Филатова и др.) для радиохимического анализа. Желательно иметь радиохимические данные в годичном цикле наблюдений.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОБЩИХ ЗАПАСОВ

Подсчет общих запасов подземных радиоактивных вод по водоотдаче водоносного комплекса пород (массивы и пласты) производится по формуле

$$Q = K_v \Sigma W, \quad (21)$$

где Q — общие запасы гравитационной радиоактивной воды в M^3 ;

ΣW — полный объем водонасыщенного комплекса пород в M^3 ;

K_v — коэффициент водоотдачи в процентах к объему породы.

Если водоносные породы отличаются переменной мощностью, переменной водоотдачей или невыдержанным распределением содержания в водах урана или радия, запасы подсчитываются сначала для отдельных участков, а затем суммируются для всей изучаемой площади.

Определение коэффициента водоотдачи можно сделать для зернистых рыхлых пород лабораторным путем, для скальных трещиноватых, кавернозных и закарстованных пород — при помощи одного из методов, описанных при рассмотрении вековых запасов.

Кроме оценки общего количества подземных вод, необходимо, так же как и при оценке вековых запасов, выявлять химический состав воды и содержание в них растворенных урана и радия как по площади, так и в разрезе исследуемого комплекса пород.

КЛАССИФИКАЦИЯ ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В табл. 61 приводится классификация эксплуатационных ресурсов подземных вод, разработанная М. Е. Альтовским, Н. А. Плотниковым, С. П. Прохоровым и М. М. Фомичевым. Эта классификация была одобрена Техническим советом Министерства геологии и охраны недр СССР и ученым советом института ВСЕГИНГЕО и утверждена Министерством геологии и охраны недр СССР 15 ноября 1951 г.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЗАПАСОВ ПОВЕРХНОСТНЫХ РАДИОАКТИВНЫХ ВОД

Большое разнообразие природных условий и факторов, влияющих на формирование, распределение и режим поверхностных радиоактивных вод, значительно осложняет подсчет их запасов. Изученность поверхностных радиоактивных вод остается до сих пор также недостаточной, а методика подсчета — неразработанной. В связи с этим нами даются лишь практические указания, которые могут быть полезны в особых случаях, главным образом при оценке запасов водоемов.

Водоемом (озером, прудом) называют массу воды, скопившуюся в углублении земной поверхности и либо совсем не имеющую течения, либо передвигающуюся очень медленно. Состав воды водоема зависит от условий его питания и климатических условий. Все соли, приносимые в водоем водами впадающих в него рек и ручьев, либо остаются в нем, либо выносятся вытекающими из водоема реками. Если последних нет, то водоем постепенно насыщается солями по мере того, как поступившая в водоем вода, при установившемся режиме этого водоема, либо испаряется, либо фильтруется через дно. Избыток солей при полном насыщении водоема выкристаллизовывается и оседает на дно. Однако водоемов, находящихся в стадии полного насыщения, существует очень немного.

Фактические данные показывают, что в водах ряда водоемов СССР вместе с такими полезными элементами, как хлор, бром, калий, содержатся также повышенные количества урана (до

**Таблица классификации эксплуатационных ресурсов
подземных вод ¹**

Категория ресурсов	Разведанность и изученность	Назначение данной категории
A ₁	Ресурсы подземных вод, вполне установленные и изученные в количественном и качественном отношении по данным эксплуатации	Для планирования текущей эксплуатации водозаборов и их расширения
A ₂	Ресурсы подземных вод, установленные количественно на основании детальных разведочных работ, опытных откачек и исследований на участке водозаборов. Дебиты источников, установленные по данным систематических режимных наблюдений продолжительностью не менее 1 года и по данным детальных разведочных и опытных работ на участке каптажа источника. Качество воды для соответствующего целевого использования изучено достаточно	Для обоснования технических проектов и капиталовложений в строительство
B	Ресурсы подземных вод, установленные количественно на основании предварительных гидрогеологических разведок и общих гидрогеологических исследований с производством опытных откачек и кратковременных наблюдений за режимом подземных вод и источников в районе намечаемого водозабора. Качество вод для соответствующего целевого использования изучено достаточно	Для обоснования проектных заданий с конкретным выбором участков расположения водозаборов и каптажей. При значительном превышении эксплуатационных ресурсов над потребными—для составления технических проектов и капиталовложений в строительство
C ₁	Ресурсы, предполагаемые на основании гидрогеологических исследований (комплексной геолого-гидрогеологической съемки) по естественным выходам подземных вод, существующим водозабрам и одиночным разведочным выработкам. Предполагаемые ресурсы в сложных гидрогеологических условиях (неоднородное строение водоносных толщ, непостоянство химического состава и изменчивость дебита воды), устанавливаемые на основании гидрогеологических исследований (комплексная геолого-гидрогеологическая съемка) и опробования дебита и качества подземных вод в отдельных точках	Для перспективного планирования использования подземных вод. Для выбора участков детальных гидрогеологических разведок, обоснования бурения разведочных и опытных скважин. При значительном превышении эксплуатационных ресурсов над потребными—для обоснования проектных заданий по использованию подземных вод

Категория ресурсов	Разведанность и изученность	Назначение данной категории
С ₂	Предполагаемые ресурсы, примыкающие к районам, разведанным по более высоким категориям. В сложных гидрогеологических условиях необходимо опробование качества подземных вод в отдельных точках	ных вод и бурению эксплуатационных скважин
	Ресурсы подземных вод, оцениваемые по геологическим и гидрогеологическим предпосылкам	Для планирования гидрогеологических исследований и обоснования бурения разведочных скважин на воду

¹ Таблица заимствована из инструкции, составленной по поручению ВКЗ М. Е. Альтовским, Н. А. Плотниковым, С. П. Прохоровым и М. М. Фомичевым („Инструкция по применению классификации эксплуатационных запасов подземных вод“, Госгеолиздат, 1952).

$3 \cdot 10^{-2}$ г/л). Благодаря этому некоторые водоемы могут служить объектом для промышленного извлечения из них растворенного урана.

При оценке запасов радиоактивных вод водоемов в первую очередь должны получить по возможности полное освещение элементы, характеризующие их морфологию, морфометрию и режим. К таким элементам относятся: 1) географическое положение водоема (координаты крайних пунктов) и абсолютная отметка поверхности воды; 2) конфигурация водоема, его длина, ширина и глубина; 3) заливы, губы и их характеристика; 4) острова, полуострова; 5) пригоки, 6) рельеф дна; 7) развитие береговой линии; 8) площадь водоема; 9) объем водоема, 10) режим стока и притока вод через реки и ручьи и под землей; 11) испарение воды, 12) колебания уровня воды; 13) химический и радиохимический состав вод (водоема, его притоков и вытекающих из него рек и ручьев) и его изменения во времени.

При изучении указанных элементов можно пользоваться методическими указаниями, приводимыми в работах по гидрогеологии и гидрометрии, а также в разделе «Опробование водоемов» настоящей работы.

Приступая к подсчету общих запасов радиоактивных вод водоема, необходимо прежде всего установить, от какого уровня будут измеряться глубины; этот уровень называется нулевым или главным. Обычно за такой уровень принимают средний из всех низких уровней, установленных на основании достаточно долгих наблюдений. Но практика показывает, что лучше всего выбирать самый низкий из известных уровней, чтобы при измерениях не получать отрицательных отметок уровней.

Глубины водоема от нулевого уровня измеряются в ряде пунктов. Обычно эти пункты распределяют по линии, проведенной от берега к открытой части водоема, причем серию пунктов, расположенных по прямой линии от одного берега к другому, называют разрезом. Кривые, соединяющие на карте точки с одинаковыми глубинами, называют изобатами, а ограниченные ими площади — изобатными.

Объем радиоактивных вод в водоеме можно определить, пользуясь так называемым «методом призм». Сущность его состоит в следующем: изобатные поверхности делят водоем на ряд слоев, которые можно рассматривать как призмы, у которых площадь каждого основания равна среднему арифметическому из площадей, ограниченных двумя смежными изобатами, поэтому, принимая площадь нижней изобатной поверхности равной нулю, можно вычислить объем воды в водоеме по формуле

$$V = h_1 \frac{q_1 + q_0}{2} + h_2 \frac{q_1 + q_2}{2} + \dots + h_{n-2} \frac{q_{n-2} + q_{n-1}}{2} + h_{n-1} \frac{q_{n-1}}{2}, \quad (22)$$

где

V —объем водоема;
 h_1, h_2, \dots, h_{n-1} —расстояние между изобатами по высоте;
 q_1, q_2, \dots, q_{n-1} —площади изобатных поверхностей;
 $q_n = 0$.

Необходимо отметить, что, если водоем состоит из отдельных, ясно выраженных частей, необходимо вышеуказанные измерения и вычисления производить для каждой такой части отдельно.

Глава VI

КАМЕРАЛЬНЫЕ РАБОТЫ

Камеральные работы заключаются: а) в составлении графического материала, который представляется в виде приложений к радиогидрогеологическому отчету, и б) в составлении текста отчета, в котором приводятся описание произведенных полевых и камеральных работ и вытекающие из них выводы.

СОСТАВЛЕНИЕ ГРАФИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА РАДИОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Основным графическим приложением к отчету о радиогидрогеологических исследованиях является радиогидрогеологическая карта (или несколько радиогидрогеологических карт), причем название «радиогидрогеологическая карта» понимается здесь в широком смысле слова—как геологическая карта, на которой показаны те или иные проявления или особенности подземных радиоактивных вод.

Главное требование, предъявляемое к радиогидрогеологической карте, — это четкость и ясность. Поэтому на одну радиогидрогеологическую карту в большинстве случаев нельзя наносить все радиогидрогеологические данные, а надо выбрать самые существенные из них. Если даже они не помещаются на одной карте без ущерба для ее ясности, надо дать не одну, а несколько радиогидрогеологических карт.

Радиогидрогеологические карты строятся по разным принципам и могут быть разных типов.

Первый тип. Характер литологических комплексов осадочных пород на этих картах показывается черной штриховкой, границы распространения между ними — пунктиром, изолинии кровли пород — пунктиром с точкой, типы химического состава вод — различной окраской, содержание в водах радия — изолиниями.

На эту карту условными знаками наносятся также опорные радиогидрогеологические точки (скважины), цифры у которых показывают номер скважины и содержание в воде радия.

Примером может служить макет карты, составленный В. М. Кукановым (приложение 1); этот макет может быть рекомендован для обобщения данных по радия, собранных в пределах распространения высокоминерализованных радиеносных вод.

Карты этого типа наиболее удобно составлять в мелком масштабе (1 : 1 000 000, 1 : 500 000 и 1 : 200 000), когда нужно дать обзорную характеристику радиеносности крупного района (региона).

Второй тип. На карте штриховкой и значками показывается литологический состав кристаллических пород, различной окраской — химический состав подземных вод; группы радиоактивных вод (по радону и урану) показываются условными знаками в виде кружков, которые одновременно указывают и на места взятия проб. Границы радиогидрогеологической аномалии изображаются бергштрихами, границы радиогидрогеологического ореола рассеяния — жирным пунктиром с точкой, направление движения подземных вод — стрелками. К карте прикладывается радиогидрогеологический разрез, на котором черной линией показывается уровень воды, и тонким пунктиром с точкой — график гамма-кароттажа.

Макет такой карты составлен А. В. Щербаковым (приложение 2). Карты, составленные по этому принципу, относятся к детальным (масштабы 1 : 2000, 1 : 1000, 1 : 500) и отличаются наглядностью.

Третий тип. Эти радиогидрогеологические карты по принципу составления очень близки к первому типу, но они составляются по радиогидрогеологическим данным, полученным при наблюдениях в горных выработках (шахтах, штольнях, шурфах и т. д.), буровых скважинах и источниках при поисково-разведочных или эксплуатационных работах.

По этому принципу составляется несколько радиогидрогеологических карт, на каждой из которых показывается содержание в водах одного из радиоактивных элементов (радона, радия и урана) в виде изолиний. Примером могут служить макеты карты, составленные Н. А. Григорьевым (приложения 3, 4 и 5). Карты этого типа весьма наглядны, но они требуют особо тщательного графического исполнения.

Карты третьего типа составляются как в масштабах 1 : 5000, 1 : 2000, 1 : 1000, 1 : 500, так и в более крупном масштабе, обеспеченном достаточным количеством фактических данных по содержанию радиоактивных элементов в подземных водах.

На картах, прилагаемых к отчету, обязательно должен быть показан тот фактический материал, на котором основаны выводы гидрогеолога, касающиеся распространения радиоактивных вод и других вопросов радиогидрогеологии. Фактическим мате-

риалом по радиогидрогеологии, который необходимо отображать на радиогидрогеологических картах, являются в первую очередь все опробованные на радиоактивность выходы подземных вод — источники, заболоченные места и мочажины, буровые скважины, колодцы, шурфы, шахты, пруды и другие водоемы. Для каждого обследованного водопункта указываются дебит (в л/сек), температура воды, глубина уровня от поверхности земли, дата замера, газопроявления, отложения из вод и пр.

Наряду с этим на карту могут быть нанесены также следующие данные.

1) водообильность отдельных литолого-стратиграфических комплексов и тектонических нарушений;

2) участки, отличающиеся по степени промытости или промываемости пород (от урана и других элементов), области питания, участки разгрузки вод и пр.;

3) схематическое положение зеркала подземных вод в гидронизогипсах или гидронзопьезах; направление движения подземных вод (показывается стрелками);

4) данные по палеогидрогеологии (гидрогеологические условия в различные геологические эпохи); при этом желательно нанести на карту основные элементы гидрогеологических условий: распространение подземных вод, приуроченность их к зонам разломов и к различным горизонтам, химизм вод и их газовый состав, области питания, направление движения вод, участки разгрузки, напорность вод, их температура и пр.; показывается также направление древнего стока подземных вод, их области питания и разгрузки;

5) химический состав вод;

6) содержание радиоактивных элементов в водах.

К карте прилагаются разрезы с данными по геологии, гидрогеологии и радиохимическому составу вод.

На разведываемых и эксплуатируемых месторождениях радиогидрогеологические исследования сопровождаются детальным изучением гидрогеологических условий месторождения. В итоге работ составляются радиогидрогеологическая и гидрохимическая карты месторождения, а также погоризонтные планы выработок и разрезы в масштабах, указанных выше.

На радиогидрогеологической карте должны быть показаны.

1) геолого-литологические условия месторождения;

2) структура месторождения;

3) все выходы подземных вод как естественных, так и искусственных, с указанием дебита, глубины выработки, глубины появления воды при вскрытии водоносного горизонта и глубины установившегося уровня, направление и скорость движения вод. все данные показываются условными знаками и цифрами для различных водоносных горизонтов и тектонических разломов;

4) содержание радиоактивных элементов в подземных водах (по возможности в изолиниях);

5) результаты химического анализа вод (показываются около каждого водопункта).

На гидрохимических картах, составляемых для каждого горизонта, должны быть показаны:

1) все выходы подземных вод;

2) схематическое положение зеркала подземных вод в гидроизогипсах;

3) приуроченность подземных вод к отдельным комплексам пород и к зонам разломов;

4) площадное распространение различных по химическому и тазовому составу типов Подземных вод;

5) содержание радиоактивных элементов (показывается около каждого водопункта, а если возможно, то и в изолиниях).

На погоризонтные планы выработок наносятся:

1) геолого-литологические условия;

2) структурные элементы (трещины, разломы и т. п.);

3) минералогический состав жил и трещин;

4) места выходов воды с указанием дебита, а также температуры воды и воздуха;

5) обводненность выработок по площади (в том числе и интенсивность капеза);

6) химический и газовый состав подземных вод;

7) содержание радиоактивных элементов в водах;

8) характер и количество водных отложений.

На вертикальных разрезах показывается изменение с глубиной водообильности, содержания радиоактивных элементов, химического состава вод, минералогического состава жил, положение древних уровней подземных вод (по геологическим и минералогическим данным), выделяются участки, слабее затронутые интенсивным водообменом, и пр.

РАДИОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Одним из видов картографического отображения радиогидрогеологических условий обширных территорий является радиогидрогеологическое районирование, принципы которого могут быть самыми разнообразными.

Чтобы правильно подойти к выбору принципов радиогидрогеологического районирования, необходимо прежде всего ясно представить, что может быть принято в качестве основных показателей, определяющих условия формирования природных радиоактивных вод и их поведение в различных естественно-исторических обстановках. Как следует из вышеизложенного, основными показателями в данном случае могут являться тип и степень радиоактивности природных вод и их генетическая связь с первоисточниками радиоактивной минерализации.

Из приведенного выше (ч. I, гл. I) обзора условий обогащения природных вод радиоактивными элементами видно, что про-

цесс формирования различных типов активных вод очень сложен и зависит от целого ряда специфических особенностей отдельных участков литосферы.

Анализ кадастровых данных показывает, что радиоактивные подземные воды связаны с самыми разнообразными породами, в разной степени обогащенными радиоактивными элементами. Вместе с тем по тем же данным устанавливается, что различные типы радиоактивных вод самым тесным образом связаны с химизмом подземных вод и их динамикой, которые в свою очередь определяются условиями формирования и развития геологических структур в самом широком смысле этого понятия (вулканическая деятельность, условия седиментации, тектонический режим и пр.).

Таким образом, решая вопрос о выборе принципов радиогидрогеологического районирования, под которым понимается выделение провинций, которые отличаются, с одной стороны, общностью условий формирования и распределения радиоактивных подземных вод, а с другой — определенным характером изменения этих условий по мере углубления в недра земли, приходится в первую очередь учитывать: а) литологию, б) геологические структуры, в) минерализацию и газовый состав подземных вод, и г) динамику подземных вод.

Из анализа фактических данных по радиоактивным источникам устанавливается, что главнейшими комплексами пород, с которыми связаны природные радиоактивные воды, являются: а) кислые интрузии, б) терригенные или карбонатные отложения, обогащенные органическим веществом, и в) нефтеносные фации. При этом радиоактивные воды могут быть заключены в указанных породах не только при повышенном содержании в них радиоактивных элементов, но и при нормальном, кларковом их содержании, когда имеются благоприятные для этого гидрохимические и гидродинамические условия.

Известно, что главнейшей причиной, определяющей химический состав подземных вод, является связь их с горными породами. Исключительное разнообразие состава пород, через которые проникает вода с поверхности в глубину, и длительное взаимодействие подземных вод с вмещающими их породами создают возможность перехода в водные растворы самых разнообразных химических элементов и их соединений.

Процесс этот протекает очень сложно и обусловлен не только взаимодействием воды с породами, но и разобщенностью отдельных горизонтов слабо фильтрующими или почти водонепроницаемыми слоями и ограниченностью их связи с земной поверхностью и атмосферой.

Согласно общепринятым в СССР схемам вертикальной гидрогеодинамической и гидрогеохимической зональности, подземные воды по глубине залегания, как уже указывалось, подразделяются на три зоны: 1) зону интенсивного водообмена; 2) зону

затрудненного водообмена, 3) зону весьма затрудненного водообмена.

В условиях, характерных для каждой из перечисленных зон, формируются различные типы радиоактивных вод, являющихся до некоторой степени показателями радиоактивной минерализации вмещающих их пород.

Для провинций с гидродинамическими условиями, характерными для первой зоны, с широким региональным распространением интрузий, несущих в себе первичную радиоактивную минерализацию, формирование радиоактивных вод зависит обычно только от степени растворения и выщелачивания радиоактивных элементов и условий их миграции в подземных водах в пределах самих интрузий. Тип радиоактивных вод и степень их активности в этом случае могут служить признаком для суждения о рассеянной (региональной) или концентрированной (локальной) радиоактивной минерализации в породах.

Менее показательны (в смысле выяснения генетической связи подземных вод с радиоактивными элементами) эти признаки для провинции распространения осадочных пород, где обогащение подземных вод радиоактивными элементами может происходить не только за счет радиоактивной минерализации самих осадочных пород, но и за счет привноса (миграции) этих элементов подземными водами из областей их первичной концентрации, т. е. с массивов интрузий. В этом случае выяснение роли радиоактивной минерализации тех и других пород в формировании активных вод является задачей крайне сложной, так как это связано с необходимостью реконструкции условий седиментации осадочных толщ и сопровождавших ее геохимических процессов.

Наиболее простой характер обогащения подземных вод радиоактивными элементами можно предполагать в осадочных породах замкнутых бессточных котловин, примыкающих к очагам интрузий, несущих радиоактивную минерализацию. В подобных условиях процесс накопления радиоактивных элементов в подземных водах депрессий будет сходен с процессом континентального засоления и интенсивность процесса будет зависеть от количества стекающих к депрессии воды, ее обогащенности способными мигрировать радиоактивными элементами и климатических условий. В одних случаях (при гумидном климате) процесс этот будет протекать медленно, в других (при аридном климате) — более интенсивно.

В таких условиях почти всегда можно ожидать повышенные (за счет сорбции) концентрации радиоактивных элементов в местах скопления органических веществ.

Более сложным представляется процесс формирования радиоактивных подземных вод в провинциях крупных запечатанных структур (условия третьей гидрогеодинамической зоны) с широким развитием нефтеносных пород, где движение вод крайне

замедленное и воздействие их (механическое и химическое) на породы относительно невелико.

Для таких провинций процесс формирования радиоактивных вод, находящихся в условиях восстановительной среды, тесно связан, очевидно, с процессами метаморфизма подземных вод и нефтеобразования. Подземные воды таких провинций, как правило, характеризуются однотипной минерализацией и высоким содержанием радия (до $n \cdot 10^{-9}$ г/л) при очень небольшом содержании урана. Только при непосредственном контакте этих вод с урановыми месторождениями в них наблюдается относительно повышенное содержание растворенных солей урана, что четко выделяет их на общем фоне типичных радиевых вод. Этот показатель должен быть отнесен к главнейшим поисковым критериям на уран по радиогидрогеологическим данным в указанных природных условиях.

Таким образом, радиоактивные подземные воды в широком региональном плане связаны с определенными геологическими и гидрогеологическими условиями, в которых ведущими элементами являются вещественный состав пород (магматические, терригенные, карбонатные, нефтеносные фации и пр.) и динамика подземных вод.

Учитывая указанные закономерности, в качестве геологической основы при радиогидрогеологическом районировании могут быть выделены:

1) площади преобладающего распространения вулканогенных и сильно метаморфизованных дислоцированных пород, среди которых установлены или предполагаются радиоактивные подземные воды;

2) площади преобладающего распространения терригенных и карбонатных (неметаморфизованных или слабо метаморфизованных) пород, среди которых установлены или предполагаются радиоактивные подземные воды; среди пород второй группы различаются:

а) фации, содержащие угли или горючие сланцы,

б) терригенные и карбонатные фации, обогащенные рассеянными остатками органических веществ, соединениями меди, железа, ванадия и др.,

в) нефтеносные фации;

3) площади, где наблюдается наложение нескольких перечисленных фаций, среди которых установлены или предполагаются радиоактивные подземные воды.

На геологическом фоне перечисленных провинций выделяются структуры названных выше зон с присущими им гидрогеодинамическими и гидрогеохимическими особенностями.

Дальнейшая детализация особенности территории в отношении связи радиоактивных подземных вод с отдельными геологическими структурами и их металлогеническими особенностями¹

выражается в выделении районов, для которых в результате детальных исследований известны конкретные характеристики радиоактивных подземных вод. При установлении или обоснованном предположении генетической связи повышенной активности подземных вод с рудной минерализацией районы выделяются как перспективные для поисков промышленных концентраций урана.

ГРАФИЧЕСКИЕ ПРИЕМЫ ИЗОБРАЖЕНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ХИМИЧЕСКОГО И РАДИОХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗОВ ВОДЫ

При сопоставлении вод, различных по химическому и радиохимическому составу, удобно пользоваться приемами, наглядно выявляющими их химические и радиохимические свойства и особенности. К таким приемам прежде всего следует отнести графические способы изображения анализа воды.

При обработке данных химических и радиохимических анализов воды результаты их должны быть представлены в виде таблицы содержания элементов в граммах на литр, причем химические анализы пересчитываются также в форму миллиграмм-эквивалентов и процент-эквивалентов.

Для графического изображения химического состава вод предложено много графиков, из которых наиболее удобными являются график-квадрат А. А. Бродского, диаграмма-квадрат Н. И. Толстихина и круг-диаграмма А. В. Щербакова.

На графике-квадрате А. А. Бродского (приложение 7) в первой горизонтальной строке показывается первый по преобладанию анион, во второй — второй по преобладанию анион. Таким образом, в вертикальных графах слева направо могут быть помещены воды гидрокарбонатно-хлоридные, гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные, сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные и хлоридно-гидрокарбонатные. С левой стороны графика в первой строке помещены первые по преобладанию катионы, во второй — вторые по преобладанию катионы. Таким образом, в горизонтальных строчках, начиная сверху, могут быть размещены воды: кальциево-магниевые, кальциево-натриевые, натриево-кальциевые, натриево-магниевые, магниевонатриевые, магниевые. В клетках, образуемых пересечением вертикальных и горизонтальных граф, размещаются химические анализы в зависимости от преобладания тех или других анионов и катионов. Для того чтобы установить, какие компоненты являются преобладающими в воде, содержание их должно быть выражено в *мг-экв/л*.

Н. И. Толстихин предложил применять диаграмму-квадрат (приложение 8), стороны которого разделены на 100 частей соответственно 100% *мг/экв*. На этом квадрате по горизонтали откла-

дывают содержание катионов $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$ (верхняя шкала) и $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ (нижняя шкала), а по вертикали — содержание HCO_3^- и $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{--}$. Увеличение содержания $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ идет справа налево, содержания $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$ — в противоположном направлении. Содержание HCO_3^- увеличивается снизу вверх, а содержание $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{--}$ — наоборот, сверху вниз. Таким образом, для нанесения на квадрат состава какой-либо воды достаточно знать содержание в ней $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$ или $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ (это будет абсцисса точки), а также содержание одной из групп анионов (ордината) в процентах эквивалентов. Сходные по составу, а часто и по генезису воды располагаются при нанесении на квадрат близко друг к другу, образуя естественные группировки. Некоторым неудобством этого способа является объединение в группы Ca^{++} и Mg^{++} , SO_4^{--} и Cl^- .

А. Н. Токарев видоизменил диаграмму-квадрат Н. И. Толстухина, совместив с химическим составом вод также содержание в них радиоактивных элементов (урана, радия и радона), которое показывается различной окраской, и литологический состав водовмещающих пород (дается штриховкой).

Для графического изображения радиохимического и химического состава природных вод может служить также круг-диаграмма А. В. Щербакова (см. приложение 9). Этот график состоит из ряда concentрических окружностей, которые являются масштабной шкалой для изображения содержания рассматриваемых элементов. Вся плоскость окружностей разбивается на десять равных секторов; в шести секторах показывается химический состав вод в процентах эквивалентов, в трех секторах — минерализация, содержание урана и содержание радия в граммах на литр в одном — содержание радона в эманах.

Круг-диаграмма А. В. Щербакова позволяет прежде всего проследить, является ли содержание урана, радия и радона функцией минерализации вод и можно ли пользоваться этими элементами как специфическими показателями водоносных комплексов пород или горизонтов.

ТЕКСТ ОТЧЕТА

По окончании полевого периода производится систематизация и обработка полученных материалов. Результаты химического, газового, радиохимического и радиологического исследования подземных вод сводятся в отдельные ведомости обследованных водопунктов. В результате камеральной обработки составляется окончательный отчет.

Текст отчета должен заключать сжатое и ясное изложение содержания и основных результатов работ. Объем текста, так же как и объем иллюстраций, должен находиться в соответствии с объемом и характером произведенных исследований и содержать следующие главы:

1. Введение.
2. Физико-географические условия района.
3. Геологическое строение района.
4. Тектоника района.
5. Гидрогеологические условия района.
6. Химический состав подземных вод района.
7. Радиоактивность подземных вод района.
8. Геологическая история и палеогидрогеология
9. Описание месторождений.
10. Заключение или выводы.

В главе 1 «Введение» описываются задачи партии, организация партии и ее состав, характер и объем выполненных работ, методика работ. К главе прилагается обзорная карта района работ.

Глава 2 «Физико-географические условия района» содержит описание орографии, гидрографии, геоморфологии и климата района. К главе прилагается орогидрографическая карта района.

Глава 3 «Геологическое строение района» содержит описание стратиграфии района. К главе прилагается геологическая карта района с разрезами в нескольких направлениях.

В главе 4 «Тектоника района» дается характеристика тектонического строения района. Подробно описываются тектонические нарушения (разломы, надвиги, сбросы, трещиноватость и т. д.). Элементы тектоники наносятся на геологическую карту и разрез.

В главе 5 «Гидрогеологические условия района» описывается водообильность отдельных литолого-стратиграфических комплексов и структур, указываются глубины залегания подземных вод, напорные уровни, направление движения подземных вод, описываются формирование подземных вод (условия питания, циркуляции и разгрузки), связь водоносных горизонтов между собой. К главе прилагаются гидрогеологическая карта и гидрогеологические разрезы по району.

В главе 6 «Химический состав подземных вод района» описываются химический состав вод отдельных литолого-стратиграфических комплексов и геологических структур и изменение его на глубину и по простиранию. Обязательно дается описание условий формирования химического состава вод района. К главе прилагаются гидрохимическая карта района и разрезы к ней и графическое изображение химического состава вод района (диаграмма-квадрат, круг-диаграмма, график-квадрат и т. п.).

В главе 7 «Радиоактивность подземных вод района» дается описание радиоактивности подземных вод отдельных литолого-стратиграфических комплексов и геологических структур; при наличии оруденения отмечается зависимость изменения радиоактивности от характера оруденения.

Глава 8 «Геологическая история и палеогидрогеология» содержит описание геологической истории района, по возможности

описываются гидрогеологические условия в различные прошедшие геологические эпохи, направление древнего стока подземных вод, их области питания и разгрузки.

Дается описание радиологических свойств горных пород — их эманулирующей способности, содержания урана и радия. Обязательно описываются условия обогащения вод радиоактивными элементами, зависимость содержания радиоактивных элементов в водах от химического и газового состава вод, их температуры, от состава водовмещающих пород и т. д. К главе прилагается карта радиоактивности подземных вод района.

Глава 9 «Описание месторождений» содержит характеристику геологического строения месторождений и рудного поля, описание структуры месторождения, минералогического состава месторождения и рудных жил, формы, размеров и расположения рудных тел. Дается описание генезиса месторождения.

Кроме того, описываются химический и газовый состав вод месторождения и условия его формирования, радиоактивность вод и пород месторождения, условия формирования радиоактивных вод.

К главе прилагаются: геологическая карта месторождения и рудного поля, погоризонтные планы выработок и вертикальные разрезы с данными по геологии, гидрогеологии (обводненности), химическому составу и радиоактивности вод. На погоризонтные планы наносятся также результаты гамма-профилирования горных выработок.

Химический состав и радиоактивность подземных вод месторождений графически изображается в виде диаграммы-квадрата и круга-диаграммы радиохимического состава вод.

Глава 10 «Заключение или выводы» содержит выводы, сделанные на основании всего собранного фактического материала, изложенного в предыдущих главах, а также оценку радиоактивности пород и подземных вод обследованного района или месторождения; дается заключение о перспективности дальнейших исследований на уран и наиболее рациональных способах использования радиоактивных вод бальнеологического и промышленного значения.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамов С. К., Биндеман Н. Н., Семенов М. П. Водозаборы подземных вод. Стройиздат, 1947.

Алекин О. А. Общая гидрохимия. Гидрометиздат, 1948.

Алекин О. А. Основы гидрохимии. Гидрометиздат, 1953.

Баранов В. И. Радиометрия. АН СССР, 1955.

Баранов В. И. Радиоактивность Ижевского минерального источника. Курортное дело, № 7, 1926.

Баранов В. И., Курбатов И. Д. О содержании активных элементов в источниках и их отложениях курорта Дальняя Молоковка близ Читы. Материалы по геологии и полезным ископаемым Вост. Сибири, вып. 3, 1930.

Баранов В. И., Курбатов И. Д. К вопросу о содержании радия в нефтяных водах Грозненского района. Докл. АН СССР, № 7, 1931.

Баранов В. И., Курбатов И. Д. О содержании радиоэлементов в воде Казенной буровой скважины № 1 Ухтинского района. Труды Радиового ин-та, т. II, 1933.

Баранов В. И., Новицкая А. П. Радиоактивность Сунгульских торфяных грязей. Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., № 5, 1934.

Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат, 1950.

Бетехтин А. Г. О природных причинах движения гидротермальных растворов. АН СССР, 1955.

Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. АН СССР, 1955.

Богоявленский Л. Н. Ухтинское месторождение радия. Докл. АН СССР, сер. А. № 14—15, 1928.

Бродский А. А. Основные процессы формирования состава природных вод. Гидрохим. материалы, т. XXIV, 1955.

Бурксер Е. С. Радиоактивность минеральных вод и лечебных грязей. Основы курортологии, т. I, Госмедиздат, 1932.

Бутов П. И. и Зайцев И. К. Новые данные о геологии и генезисе месторождения Тюя-Муюи в Узбекистане. Проблемы советской геологии, сб. 5, 1935.

Бутов П. И. и Зайцев И. К. О гидрогеологии и карсте Тюи-Муюна. Зап. Всеросс. минерал. об-ва, сер. 2, ч. 64, вып. 1, 1935.

Бушинский Г. И. Геохимия осадочного процесса. Спутник полевого геолога-нефтяника, т. I, Гостопиздат, 1954.

- Вернадский В И Очерк геохимии, ГИЗ, 1927
- Вернадский В И История минералов земной коры, т II «История природных вод» Ч I, вып III, ОНТИ, Химтеорет, 1936
- Вернадский В И, Клопин В Г. Об исследованиях на радиий нефтяных месторождений Союза Докл АН СССР, сер А, № 3, 1932
- Виноградов А П Геохимия рассеянных элементов морской воды Успехи химии, т XIII, вып I, 1944
- Виноградов А П Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах АН СССР, 1950.
- Германов А И Кислород подземных вод и его геохимическое значение Изв АН СССР, сер геол., № 6, 1955
- Глинка К Д Почвоведение Сельхозгиз, 1931.
- Голубкова Ю М Исследование содержания радия в нефтяных источниках Чангыташ и Майли Су Труды Среднеазиатского ГГГРС, вып 2, 1935
- Голубкова Ю М Материалы по радиоактивности горных пород, минералов и вод Средней Азии Труды Ср-Аз геол треста, вып 5, 1937.
- Грамаков А Г О влиянии некоторых факторов на распространение радиоактивных emanаций в природных условиях Геофизика т VI, вып 2—3, 1936
- Докучаев В В Учение о зонах природы (1899), АН СССР, 1948
- Игнатович Н К О закономерностях распределения и формирования подземных вод ДАН СССР, т V, вып 3, 1944
- Игнатович Н К Геологические структуры — основы гидрогеологического районирования территории СССР Советская геология, сб 1, 1947
- Кириков А Н Тюя-Муинское месторождение радия Труды геологического комитета, Нов серия, № 6, 1929
- Кириков А Н, Богословская Г Н, Горшкова Г В Эманулирующая способность руд и горных пород Табашарского урана радиевого месторождения Изв ВГРО, вып 84, 1932
- Коловрат Чирвинский Л С Изменение радиоактивности вод и воздуха пещер в Ферганской области Труды радиевой экспедиции АН СССР, № 8, 1916
- Комлев Л В К вопросу о происхождении радия в пластовых водах нефтяных месторождений Труды Гос радиевого ин-та, т II, 1933
- Комлев Л В Некоторые вопросы геохимии урана и тория в гранитных магмах Сб «В И Вернадскому к пятидесятилетню научной и педагогической деятельности», т I, АН СССР, 1936
- Комлев Л В К геохимии радиоактивных элементов в Средней Азии Труды Гос радиевого ин-та, т IV, 1938
- Комлев Л В и др Радиоактивные элементы в гранитах Урала Сб «Научно-исследовательские работы институтов и лабораторий Академии наук СССР за 1940 г» АН СССР, 1941
- Комлев Л В, Метелкин Л, Савченко В Радиометрическое обследование пластовых вод нефтяных месторождений Дагестана, Кубань, Азербайджана Труды Гос радиевого ин-та, т II, 1933
- Комлев Л В, и Прокопенко Н М Основные геохимические черты современных термальных процессов Среднего Тянь-Шаня Труды Киргизской экспедиции, СОПС АН СССР, т I, ч IV, 1935

Комлев Л. В., Прокопенко Н. М., Чердынцев В. В. Радиоактивность горных пород СССР. Труды Киргизской экспедиции СОПС АН СССР, т. 1, ч. III, 1933.

Корсунский М. И. Атомное ядро. Гостехтеориздат, 1944.

Крюков П. А. Об окислительно-восстановительном состоянии вод группы Кавказских минеральных вод. Гидрохимические материалы, т. 14, 1948.

Курбатов Л. М. Радиоактивность нефтяных и буровых вод Нефтедага и Челекена. ДАН СССР, № 7, 1931.

Левченко В. М. Окислительно-восстановительные процессы в мацестинских водах. Гидрохимические материалы, т. 13, 1947.

Маков К. И. Подземные воды Украинской ССР. Госгеолиздат, 1946.

Максимович Г. А. Гидрохимические фации речных вод и их зональность. Изв. Всесоюз. географ. об-ва, № 1, 1943.

Максимович Г. А. К характеристике гидрохимических фаций пластовых вод стратисферы. ДАН СССР, т. XV, № 6, 1946.

Мелков В. Г. Об уранованадате из месторождения, Майли-Су в Киргизии. Зап. Всерос. минерал. общ. 4, 74, № 1, 1945.

Мелков В. Г. Методы поисков месторождений урана. Атомная энергия, № 1, 1956.

Никитин В. А., Комлев Л. В. Содержание радия в буровых водах Бакинского нефтяного района и Дагестанской области. Труды Гос. радиевого ин-та, т. I, 1930.

Никитин В. А., Меркулова М. С. Радий в пластовых водах и нефтях нефтяного месторождения Биби-Эйбат. Труды Гос. радиевого ин-та т. II, 1933.

Нотештейн Ф. Несколько химических опытов, произведенных с целью выяснения происхождения некоторых урано-ванадиевых руд. Сб. переводных статей. Госгеолиздат, 1946.

Овсянникова К. А. Окислительно-восстановительный потенциал, рН рапы и грязи Сакского озера. Гидрохимические материалы, т. 19, 1951.

Овчинников А. М. Минеральные воды. Госгеолиздат, 1947.

Овчинников А. М. Общая гидрогеология. Госгеолиздат, 1949.

Огильви А. Н. О каптаже радиоактивных вод и о колебаниях их радиоактивности в зависимости от дебита. Изд. Бальнеологич. ин-та КМВ, 1928.

Огильви А. Н. Краткий предварительный отчет о гидрогеологических работах по изучению радиоактивных вод Пятигорска. Изд. Геологич. комитета, вып. 96, 1929.

Огильви А. Н. К вопросу о радиоактивности цхалтубских минеральных вод. Сб. трудов Ин-та курортологии НКЗдрава ГрузССР, 1938.

Огильви А. Н. К вопросу об оценке радиоактивности источников с точки зрения их бальнеологического использования. Труды I Всесоюз. гидрогеол. съезда, сб. 5, Госгеолиздат, 1937.

Павленко Д. М. Новые данные о геологии и генезисе месторождения Тюя-Мухун в Узбекистане. Проблемы советской геологии, № 10, 1933.

Перельман А. И. Очерки геохимии ландшафта. Географгиз, 1955.

Плотников Н. А. Классификация ресурсов подземных вод для целей водоснабжения и методика их подсчета. Госгеолиздат, 1946.

Полыпов Б. Б. Кора выветривания. Ч. 1. АН СССР, 1934.

Приклонский В. А. Грунтоведение. Ч. 1. Госгеолиздат, 1949.

Приклонский В. А., Лаптев Ф. Ф. Физические свойства и химический состав подземных вод. Госгеолиздат, 1949.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. ГОНТИ, 1940.

Рыжко Д. В. Источники обводнения Петропавловской бокситоносной полосы и меры борьбы с ними. Геология и полезные ископаемые Урала, вып. II, 1947.

Саваренский Ф. П. Гидрогеология. ГОНТИ, 1933.

Савченко В. П. Зоны, управляющие системой жидкости-газы, и их приложение для выяснения генезиса природных газов. Сб. «Природные газы», № 11, 1936.

Савченко В. П. Геохимическое и радиологическое изучение рассольных вод Сергеево (Коми АССР), Сольвычегодска, Тотмы, Леденска и Солнгалыча. Труды Гос. радиового ин-та, т. III, 1937.

Самарцева А. Г. Содержание радиоэлементов в пластовых водах среднеазиатских нефтяных месторождений. Труды Гос. радиового ин-та, т. III, 1937.

Сауков А. А. Работы А. Е. Ферсмана по геохимии. В кн.: Юбилейный сборник, посвященный тридцатилетию Великой Октябрьской социалистической революции. Ч. 2. АН СССР, 1947.

Сауков А. А. Геохимия. Госгеолиздат, 1951.

Сегель Н. М. Вопросы геохимии урана и радия. Труды Гос. радиового ин-та, т. III, 1937.

Сердобельский И. П. Щелочнокислые и окислительно-восстановительные условия питания растений марганцем, железом, нитратами. Труды юбилейной сессии АН СССР, 1946.

Скиргелло Д. Б. Определение коэффициента закарстованности по данным наблюдений за режимом подземных вод. Разведка недр, № 5, 1949.

Смирнов А. А. О природе CO_2 углекислых подземных вод. Советская геология, сб. 44, 1955.

Смирнов А. А. Иодо-бромные воды Южного Дагестана и роль природных газов в их динамике и режиме. Изв. ВГФ, сб. I, 1946.

Смирнов В. И. Индикаторные лимониты зоны окисления полиметаллических месторождений. Труды МГРИ, № 18, 1946.

Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений, Изд-во МГУ, 1954.

Смирнов Л. Н. Гидрогеология Североуральского бокситового бассейна. Горный журнал, № 2, 1946.

Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. АН СССР, 1951.

Смитковский И. Н. К вопросу геохимии радиоактивных минералов Кавказа. Изд-во Азово-Черноморск. геол. треста. Материалы по геологии и полезным ископаемым, сб. II, 1933.

Снесарова А. Н. Материалы по распределению радиоактивности

в западной части Ферганской области. Труды по изучению радия и радиоактивных руд, т. II, 1923.

Соколов А. Н. Радиоактивность некоторых русских минеральных вод, грязей и почв. Журнал Русского физ.-хим. об-ва, т. 37, вып. 17, 1935.

Соколов И. Ю., Кузнецова З. И. Методика определения неустойчивых компонентов непосредственно у водоисточника при региональных гидрогеологических исследованиях. Гидрохимические материалы, т. XXIV, 1955.

Старик И. Е. Вопросы геохимии урана и радия. Сб. «В. И. Вернадскому к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности», т. I, АН СССР, 1936.

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

Старик И. Е. Радиологическое изучение районов Кавказских минеральных вод. Изв. АН СССР, Отд. хим. наук, № 6, 1943.

Старик И. Е. Форма нахождения и условия первичной миграции радиоэлементов в природе. Успехи химии, т. XII, вып. 4, 1943.

Старик И. Е., Сегель Н. М., Верещагин В. В. Сравнительная миграционная способность радия и мезотория. ДАН СССР, т. XXXII, № 4, 1941.

Сулин В. А. Воды нефтяных месторождений в системе природных вод. Гостоптехиздат, 1946.

Сыромятников Ф. В. Некоторые теоретические вопросы возникновения гидротермальных растворов. Изв. АН СССР, № 3, 1955.

Тагеева Н. В., Старик И. Е. Содержание радия в нефтяных водах о-ва Челекан. ДАН СССР, № 7, 1931.

Ферсман А. Е. Геохимия. Т. I, II, III. АН СССР, 1934.

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

Хам О. Прикладная радиохимия. Госхимиздат, 1947.

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

Чердынцев В. В., Попов А. А. О содержании радиоактивных элементов в нефтяных водах Туркменской ССР. Труды Гос. радиевого ин-та, т. III, 1937.

Чирвинский П. Н. Палеогидрогеология. Проблемы советской геологии, № 8, 1933.

Шлюндт Х. Распределение радиоактивных веществ в атмосфере, гидросфере и литосфере. Техническая энциклопедия, т. II, 1929.

Щепотьева Е. С. О некоторых явлениях миграции радиоэлементов при соприкосновении вод и пород. Изв. АН СССР, сер. хим., № 1, 2, 1944.

Щепотьева Е. С. Об условиях обогащения природных вод радием и его изотопами. ДАН СССР, т. XIII, № 7, 1943.

Щербаков А. В. Оценка эксплуатационных ресурсов иодо-бромных вод на Челекене. Изв. ВГФ, сб. 1, 1946.

Щербаков А. В. О характере распределения парафиновой и беспарафиновой нефти в Западной Туркмении. Разведка недр, № 3, 1946.

Щербаков А. В. Обследование буровых вод и рассолов Урало-

Эмбенского района с целью использования нефтяных вод для иодо-бромной промышленности. Изв. ВГФ, сб. 1, 1946.

Щербakov А. В. Основные закономерности распределения и формирования минерализованных вод в Западной Туркмении. Сб. «Гидрогеология и инженерная геология», № 14, 1956.

Щербakov А. В. Палеогидрогеологические условия формирования и разрушения железорудных месторождений в Криворожско-Кременчугском бассейне. Сб. «Гидрогеология и инженерная геология», № 14, 1956.

Щербakov А. В. Геохимические критерии окислительно-восстановительных обстановок в подземной гидросфере. Советская геология, сб. 56, 1956.

Щербakov Д. И. Месторождения радиоактивных руд и минералов Ферганы и задачи их дальнейшего исследования. АН СССР, 1924.

Щербakov Д. И. В поисках радия. Госгеолиздат, 1941.

Щербakov Д. И. Задачи и методика поисков радиоактивных минералов в Средней Азии. Госгеолиздат, 1944.

Щербина В. В. Окислительно-восстановительные потенциалы в применении к изучению парагенеза минералов. ДАН СССР, т. XXI, № 8, 1939.

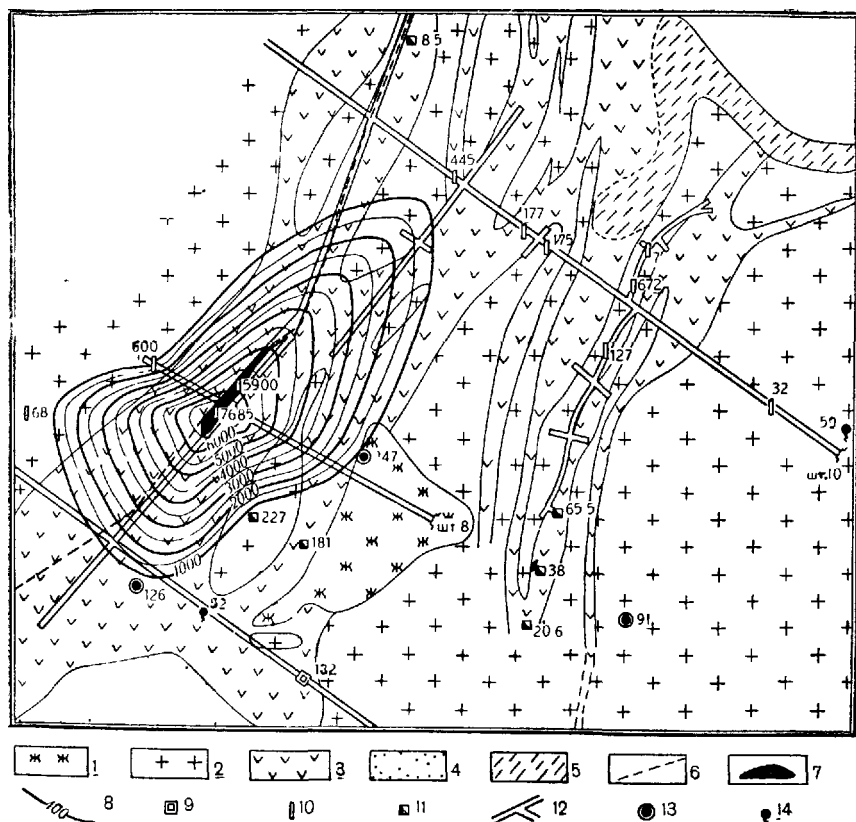
Щербина В. В. Геохимия. АН СССР, 1939.

Щербина В. В. Концентрация и рассеяние химических элементов в земной коре в результате окислительных и восстановительных процессов. ДАН СССР, т. XV, № 3, 1949.

Щербина В. В. К геохимии зоны окисления рудных месторождений. Советская геология, сб. 43, 1955.

Эривастави Д. И. Окисление и восстановление в гидрохимии. Гидрохимические материалы, 1955.

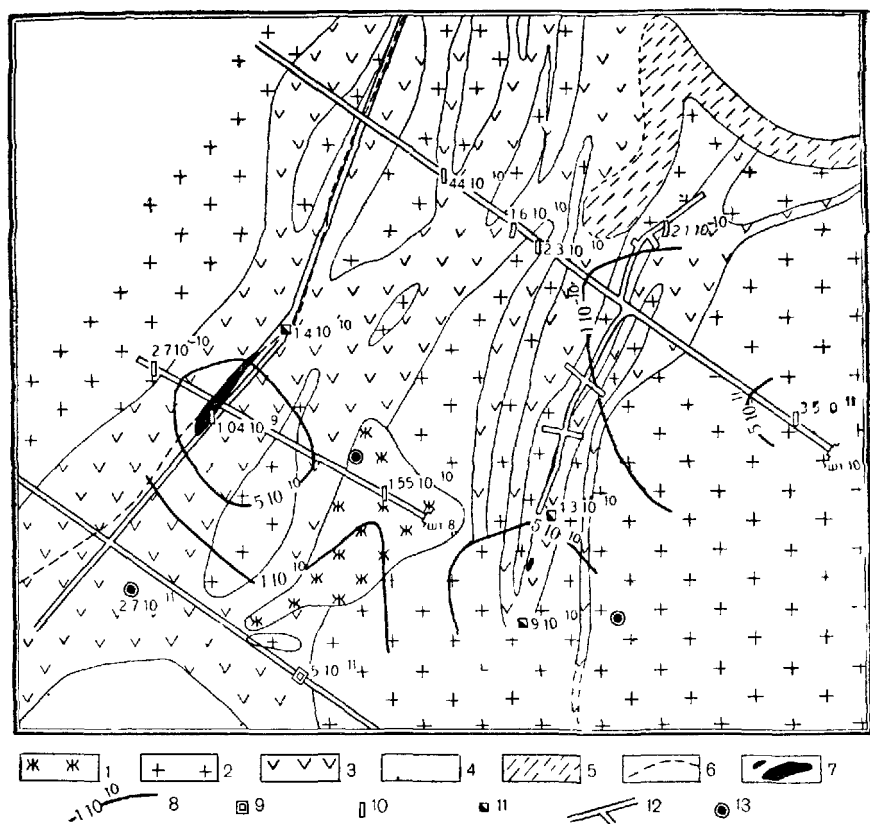
Макет карты подземных радиеносных вод для одного стратиграфического горизонта палеозойских пород для масштабов 1:1 000 000, 1:500 000 и 1:200 000 (по В. М. Куканову) 1—мергели и глины; 2—карбонатный комплекс пород; 3—глины и песчаники; 4—границы распространения литологических комплексов пород; 5—изолинии кровли пород в абс. отн.; 6—воды хлоридно-натриево-кальциевого типа; 7—воды хлоридно-натриевого типа; 8—воды различного химического состава (типов HCO_3-Ca , HCO_3-Na , SO_4-Ca и SO_4-Na); 9—изолинии содержания в водах Ra в г/л; 10—опорные радиогидрогеологические точки; цифры справа означают: в числителе—номер скважины, в знаменателе—содержание в водах радия в г/л



Макет карты изолиний содержания радона в водах разведочных выработок для масштабов 1:5000, 1:2000, 1:1000 и 1:500 (по Н. А. Григорьеву)

1—переотложенная «железная шляпа»; 2—трахиандезиты; 3—обеленные трахиандезиты; 4—песчаники мелкозернистые, глинистые, слюдяные; 5—аргиллиты осветленные; 6—тектонические трещины; 7—рудные тела; 8—изолинии содержания радона, проведенные через 500 аман; 9—шахта; 10—штольня; 11—шурф; 12—горные выработки; 13—буровые скважины; 14—источник

Цифры у знаков водоисточников показывают содержание радона в эма-
нах



Макет карты изолиний содержания радия в водах разведочных выработок для масштабов 1:5000, 1:2000, 1:1000 и 1:500 (по Н. А. Григорьеву)

1—переотложенная „железная шляпа“, 2—трихилипариты, 3—обеленные трахилипариты, 4—песчаники мелкозернистые глинистые, слюдяные, 5—аргиллиты осветленные, 6—тектонические трещины; 7—рудные тела; 8—изолинии содержания радия в г/л, проведенные через полпорядка; 9—шахта; 10—штольня; 11—шурфы; 12—горные выработки; 13—буровые скважины

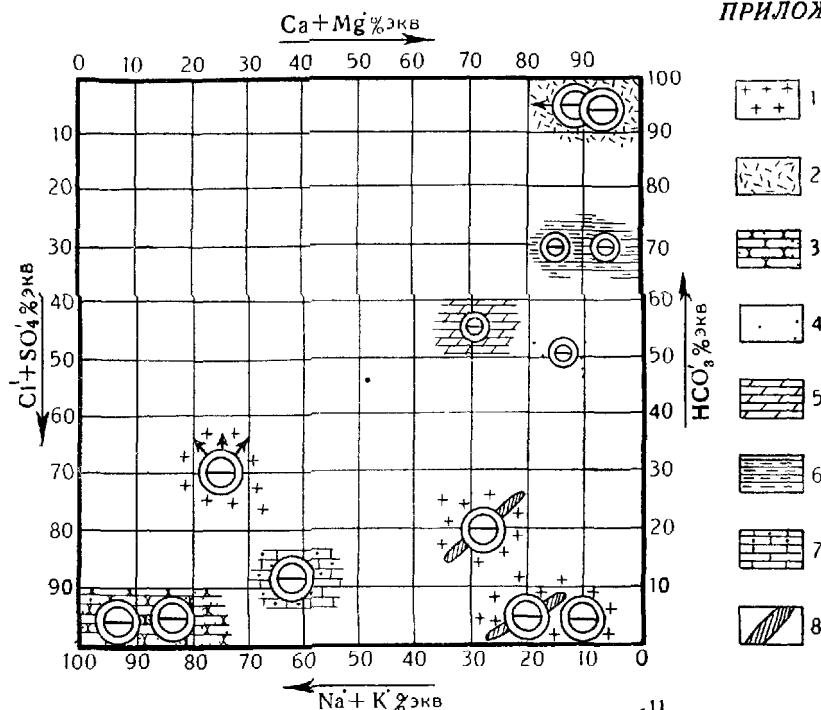
Цифры у знаков водонисточников показывают содержание радия в г/л

Анионы Катионы		HCO_3^I		SO_4^{II}		Cl^I	
		Cl^I	SO_4^{II}	HCO_3^I	Cl^I	SO_4^{II}	HCO_3^I
Ca^{++}	Mg^{++}						
	Na^+						
Na^+	Ca^{++}						
	Mg^{++}						
Mg^{++}	Na^+						
	Ca^{++}						

Минерализация вод

Δ до 1,0 г/л \square 1-5 г/л \circ 5-30 г/л \square 30-100 г/л \diamond >100 г/л

График химического состава вод (по А. А. Бродскому)



- 9
10
11
12
13
14
15
16



Условный цвет	Уран г/л	Радий г/л	Радон в эманах
Голубой цвет	$n \cdot 10^{-7}$	$n \cdot 10^{-13}$	до 30
Желтый цвет	$n \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-12}$	30-60
Коричный цвет	$(1-4) \cdot 10^{-5}$	$(1-4) \cdot 10^{-11}$	60-150
Зеленый цвет	$(5-9) \cdot 10^{-5}$	$(5-9) \cdot 10^{-11}$	150-300
Розовый цвет	$n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-10}$	300-500
Радиоактивные элементы не определялись			

Примечание Градации по содержанию радиоактивных элементов могут быть различными в зависимости от имеющихся данных.

Диаграмма-квадрат радиохимического состава подземных вод

Водовмещающие породы: 1-граниты, гранитоиды, гранито-гнейсы и т. д.; 2-кислые эффузивы; 3-песчаники; 4-пески; 5-мергели; 6-кристаллические сланцы, кварциты и т. д.; 7-битуминозные породы; 8-рудные месторождения (возраст пород показывается соответствующим цветом). Газовый состав вод: 9-CO₂; 10-H₂S; 11-N₂; 12-CH₄ + тяжелые углеводороды. Температура вод: 13-термальные воды.

Минерализация вод: 14-менее 1,0 г/л; 15- от 1 до 5 г/л; 16-более 5,0 г/л

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Часть первая	
Основы радиогидрогеологии	
Глава I. Условия обогащения природных вод радиоактивными элементами	7
Общие сведения о радиоактивных элементах	7
Физико-химические свойства радиоактивных элементов	8
Геохимические свойства радиоактивных элементов	13
Содержание и форма нахождения радиоактивных элементов в горных породах	15
Породы с нормальным рассеянным содержанием радиоактивных элементов	16
Породы с повышенным, но рассеянным содержанием радиоактивных элементов	19
Породы с рудными концентрациями радиоактивных элементов	20
Породы с вторичными концентрациями только радия	23
Первичная миграция радиоактивных элементов	23
Гидрогеологические условия формирования радиоактивных вод	26
Значение климата района	26
Значение гидрогеодинамической зональности стратисферы	27
Степень раскрытости геологических структур	32
Физические свойства горных пород и подземных вод	36
Эманирующая способность горных пород	36
Адсорбционные процессы	38
Температурный режим вод	41
Химический состав и электрохимические свойства подземных вод	43
Солевой состав воды	43
Газовый состав воды	55
Электрохимические свойства подземных вод	56
Метаморфизация подземных вод	64
Глава II. Типы природных радиоактивных вод и их формирование	
Содержание радиоактивных элементов в природных водах и принципы классификации радиоактивных вод	67
Радоновые воды	75
Радоновые воды коры выветривания	75
Радоновые воды тектонических трещин	78
Радоновые воды эманирующих коллекторов	80
Радиевые воды	81
Урановые воды поверхностных водоемов	82
Урановые и урано-радиевые воды осадочных и метаморфических пород, обогащенных рассеянным ураном	85

Урано-радоновые и урано-радоно-радиевые воды	85
Воды зоны окисления гидротермальных урановых месторождений	86
Воды зоны окисления осадочных урановых месторождений	92
Радоно-радиевые воды	92
Глава III. Гидрогеологические условия формирования и разрушения месторождений урана	96
Общие сведения	96
Основные факторы формирования концентрации урана	99
Обогащение ураном термальных водных растворов	100
Перенос урана термальными водными растворами	102
Выпадение концентраций урана в осадок	104
Основные факторы разрушения концентраций урана	107
Общие понятия о соотношении гидрогеологических зон с геохимическими	107
Общие, или региональные, факторы	109
Местные, или локальные, факторы	115

Часть вторая

Методика радиогидрогеологических исследований

Глава I. Общие вопросы	121
Обоснование радиогидрогеологических исследований и поисковые критерии	121
Содержание в водах радона	124
Содержание в водах радия	126
Содержание в водах урана	127
Этапы и целевое назначение радиогидрогеологических исследований	130
Поисково-рекогносцировочные радиогидрогеологические исследования	130
Поисково-съемочные радиогидрогеологические исследования	131
Поисково-разведочные радиогидрогеологические исследования	132
Радиогидрогеологические исследования при эксплуатации месторождений урана	134
Глава II. Организация и проведение полевых радиогидрогеологических исследований	137
Подготовка научного материала	137
Составление и утверждение проекта работ	138
Организация полевой партии	139
Полевые радиогидрогеологические исследования	139
Изучение естественных источников и мочажин	140
Изучение колодцев, шурфов и шахт	152
Изучение буровых скважин	153
Наблюдения при бурении скважин	153
Опробование буровых скважин откачками	158
Опробование самоизливающихся скважин	168
Изучение поверхностных водотоков и водоемов	170
Опробование водотоков	170
Опробование водоемов	172
Глава III. Методические указания по вопросам интерпретации радиогидрогеологических данных	175
Общие положения	175
Особенности интерпретации радиогидрогеологических данных в различных гидрогеологических зонах	176
Интерпретация данных радиогидрогеологического опробования	180
Гидрогеологическая интерпретация данных аэрогеологических исследований	204
Основные требования к методике поисков концентрации урана радиогидрогеологическим методом	206
Глава IV. Методы определения радиоактивности вод и газа	209
Определение содержания радона в водах	209
Определение содержания радона в газах	212

Определение содержания радия в водах	213
Определение гамма-активности вод	215
Определение содержания урана в водах	215
Глава V. Методы подсчета-ресурсов радиоактивных вод	220
Определение ресурсов подземных радиоактивных вод	220
Определение естественных ресурсов	224
Определение эксплуатационных ресурсов	227
Определение вековых запасов	230
Определение общих запасов	232
Классификация эксплуатационных ресурсов подземных вод	233
Определение запасов поверхностных радиоактивных вод	233
Глава VI. Камеральные работы	238
Составление графического материала	238
Радиогидрогеологические карты	238
Радиогидрогеологическое районирование	241
Графические приемы изображения результатов химического и радиохимического анализов воды	245
Текст отчета	246
Литература	249
Приложения (1—9)	255

Токарев Алексей Николаевич и Щербаков Александр Владимирович
Радиогидрогеология

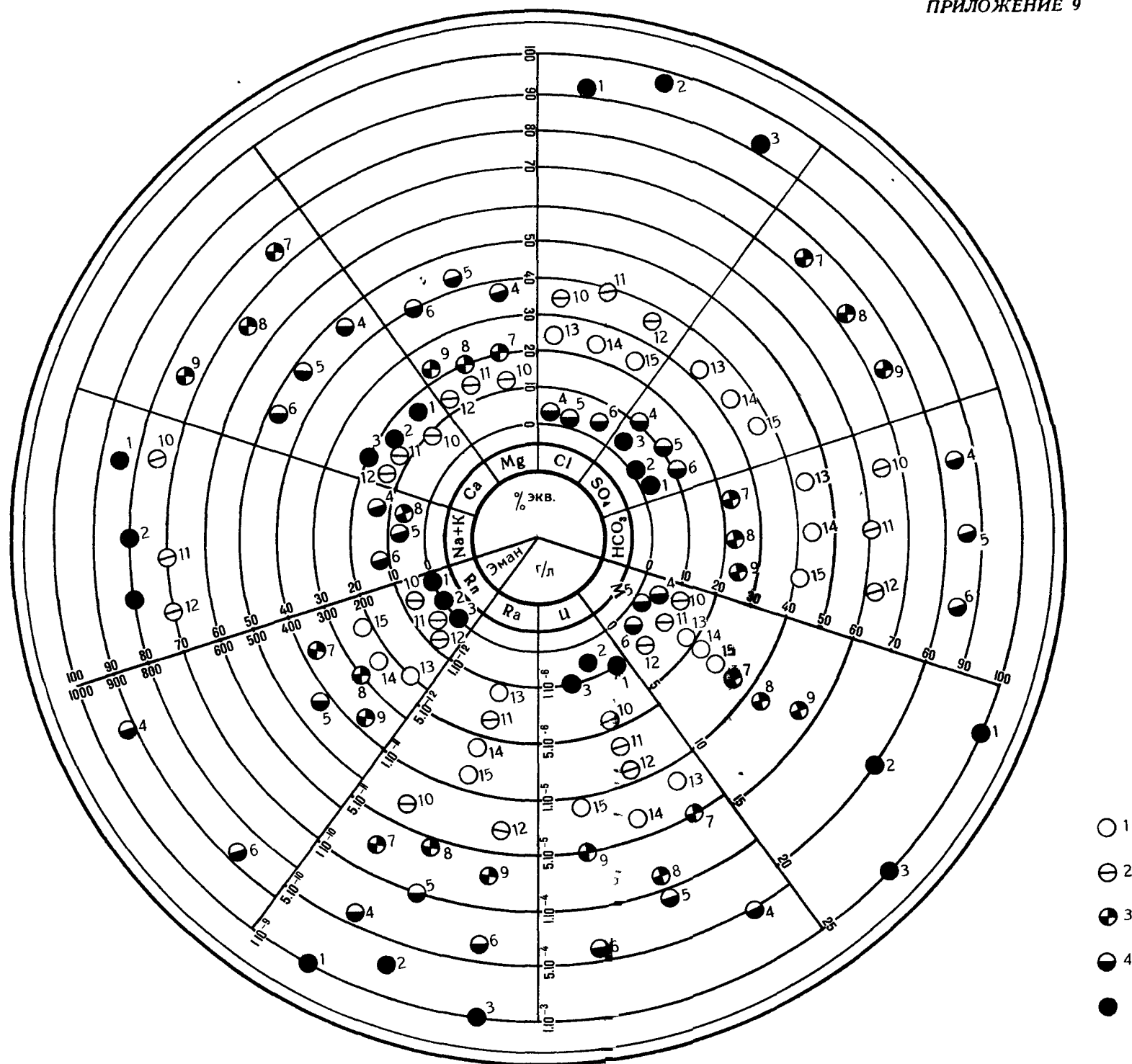
Редактор *Д И Щеголев*
Технич редактор *Н Д Попов*

Редактор издательства *М Л Эткин*
Корректор *К С Бржеская*

Государственное научно техническое издательство
литературы по геологии и охране недр
Адрес: Москва В—17 Пыжевский пер, д 7

Сдано в набор 27/VI 1956 г			Подп. к печ 15/X 1956 г
Формат 60×92, 1/16	10,5 бум л	21 печ л. (в т ч. 12 вкл)	Т-09354
Тираж 8000 экз		20 63 уч.-изд л	Заказ 976
Цена в переплете № 5—12 р 60 к.		Цена в переплете № 7—13 р. 40 к	

Картфабрика Госгеолтехиздата Ленинград В/О 19 лин., д. 20



Круг-диаграмма радиохимического состава подземных вод

1—воды гранодиоритов; 2—воды гранитов; 3—воды пегматитов; 4—воды рудных зон; 5—воды кристаллических сланцев; 6—цифра у знака означает номер водопункта