

Камчатский государственный технический университет

Кафедра экологии и безопасности жизнедеятельности

**С. П. Озорнина**

# **УЧЕНИЕ О ГИДРОСФЕРЕ И ГИДРОГЕОЛОГИЯ**

*Рекомендовано*

*Дальневосточным региональным учебно-методическим центром (ДВ РУМЦ)  
в качестве учебного пособия для студентов специальности  
320600 «Комплексное использование и охрана водных ресурсов»  
и направления 511100 «Экология и природопользование»  
вузов региона*

Петропавловск-Камчатский  
2006

УДК 55 + 556  
ББК 26.35 + 26.22  
О47

Рецензенты:

*Г. В. Ивашкевич,*  
кандидат географических наук,  
начальник отдела гидрологии Камчатского управления  
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

*В. В. Кононов,*  
кандидат геолого-минералогических наук,  
старший научный сотрудник НИГТЦ ДВО РАН

**Озорнина С. П.**

О47      Учение о гидросфере и гидрогеология: Учебное пособие. –  
Петропавловск-Камчатский: КамчатГТУ, 2006. – 201 с.

ISBN 5-328-00096-X

Пособие содержит материал для изучения гидрогеологии и гидросферы. В книге рассматриваются происхождение, состав, условия залегания и классификация природных вод, а также рассказывается о вкладе русских и советских ученых в исследование подземных вод, в том числе океаносферы, и океанского дна.

Предназначено для студентов, изучающих дисциплины «Гидрогеология и основы геологии» специальности 320600 «Комплексное использование и охрана водных ресурсов» и «Учение о гидросфере» направления 511100 «Экология и природопользование».

**УДК 55 + 556**  
**ББК 26.35 + 26.22**

ISBN 5-328-00096-X

© КамчатГТУ, 2006  
© Озорнина С.П., 2006

## ГЛАВА 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

### 1.1. Распространение воды на земном шаре

Воды на Земле много. Общее количество ее на земле и в земле составляет около 1,8 млрд км<sup>3</sup>, или 1% массы Земли. Количество воды на земном шаре, исключая химически и физически связанную воду земной коры и мантии, по приблизительным подсчетам составляет 1,5 млрд км<sup>3</sup>. По В. И. Вернадскому, общий объем воды в земной коре (до глубины 16 км) составляет примерно 0,4 млрд км<sup>3</sup> [11]. Различные исследователи оценивают количество воды, содержащейся в земной коре до мантии, от 0,0015 до 1,2 млрд км<sup>3</sup> [9]. Все виды вод ниже поверхности земли составляют *подземную гидросферу*. Она является объектом изучения в *гидрогеологии*.

Вода океанов и морей составляет 1,37 млрд км<sup>3</sup>. Пространство Земли, покрытое водами океанов и морей, представляет собой непрерывную оболочку и называется *Мировым океаном*. Воды Мирового океана и воды суши в жидком и твердом состоянии образуют *гидросферу*.

*Гидросфера* – это водная оболочка Земли. Она располагается между атмосферой и литосферой (земная кора и верхний слой мантии до астеносферы) и включает в себя все океаны, моря, озера, реки и другие континентальные водоемы. Гидросфера не образует сплошного слоя и покрывает земную поверхность на 71%. Средняя мощность ее составляет около 3,8 км, наибольшая – свыше 11 км (11 023 м – глубина Мариинской впадины в Тихом океане).

Некоторые исследователи понимают под гидросферой совокупность всех форм проявления воды в природе, начиная со сплошного водного покрова, занимающего 2/3 поверхности Земли (моря, океаны), и кончая водой, которая входит в состав минералов и горных пород. В таком понимании гидросфера является непрерывной оболочкой Земли. Вода непрерывно и повсеместно распределена по поверхности Земли. Она всегда содержится в атмосфере, проникая в нее до высоты 10–15 км в виде паров. В жидком, твердом, парообразном виде она содержится в трещинах, порах горных пород, проникая до глубины нескольких тысяч метров, где горное давление еще недостаточно для того, чтобы зажать все пустоты и тем самым положить предел ее дальнейшему распространению. В горных породах вода заполняет поры (мельчайшие пустоты диаметром менее 1 мм), каверны, трещины. Горные породы, которые содержат или могут содержать в себе жидкости или газы, называют *коллекторами*. Глубже под землей вода существует уже в другом состоянии, входя в состав минералов и горных пород в виде *конституционной, кристаллизационной и гидратной* воды.

Ледяной покров планеты (ледники Антарктиды, Арктики, высокогорья) также относят к гидросфере. Масса гидросферы в 275 раз больше массы атмосферы, но составляет лишь одну четырехтысячную долю массы Земли. Она содержит  $1,46 \cdot 10^{24}$  г жидкой воды и льда. В континентальной земной коре –  $4,42 \cdot 10^{23}$  г воды, в океанической –  $3,61 \cdot 10^{23}$  г. Основная масса гидросферы – около 94% – сосредоточена в Мировом океане, площадь которого составляет  $261\,059 \text{ км}^2$ , а общий объем –  $1\,370$  млн  $\text{км}^3$ . Приблизительно 4,5% ее приходится на долю континентальных водоемов и подземных вод и почти 1,5% концентрируется в материковых ледниках. В табл. 1 приведено распределение воды на Земле [3].

Таблица 1

**Объем гидросферы и интенсивность водообмена**

Составляющие гидросферы	Объем всей воды, тыс. $\text{км}^3$ (%)	Объем пресных вод, тыс. $\text{км}^3$	Интенсивность водообмена, годы
Мировой океан	1 370 000 (94)	–	3 000
Подземные воды *	60 000 (4,12)	4 000	5 000
Ледники	24 000 (1,65)	24 000	8 600
Озера	280	155	10
Почвенная влага	85	83	1
Пары атмосферы	14	14	0,027
Речные воды	1,2	1,2	0,032
Вода в живых организмах (биологическая вода)	1,12	1,12	–

\* В активном водообмене участвуют и могут использоваться всего лишь 4 тыс.  $\text{км}^3$  подземных вод, расположенных на небольших глубинах.

Общее количество воды можно определить лишь приблизительно ввиду большой трудности подсчета ее запасов внутри Земли. К тому же у разных авторов эти данные немного отличаются. С большей точностью известны запасы воды в Мировом океане и атмосфере. По данным С. А. Чечкина, масса всей воды на Земле оценивается примерно в  $2 \cdot 10^{21}$  кг. Сюда включены воды гидросферы и атмосферы, а также вода, находящаяся в различных состояниях в литосфере, мантии Земли и биологических объектах (табл. 2) [69].

Как следует из табл. 2, запасы воды в гидросфере составляют примерно  $1,34\text{--}1,39$  млрд  $\text{км}^3$ , из них на Мировой океан приходится около 97%. Этот общий запас в гидросфере не является преобладающим на Земле: в физически и химически связанном состоянии ее гораздо больше в глубоких земных недрах. Воды геосфер тесно связаны между собой. При соответствующих условиях они могут переходить из одной сферы в дру-

гую, изменяя при этом физическое состояние на твердое, жидкое, газообразное. Но они едины и находятся в постоянном движении.

Указанное распределение вод между Мировым океаном, материками и атмосферой является относительно устойчивым для эпох равенства приходной и расходной частей водного баланса суши и Мирового океана. В периоды, когда такое равенство нарушается, происходят изменения размеров и уровней морей и океанов, площадей материков и островов и их увлажненности. Это характерно для современной эпохи увеличения количества воды в Мировом океане.

Таблица 2

Запас воды на Земле

Гидросфера, ее составная часть	Объем воды, 10 <sup>3</sup> км <sup>3</sup>	Автор, год
<i>Гидросфера</i>	1 387 983	А. А. Самохин, 1984
В том числе:	1 337 758	С. П. Паркер, 1980
Мировой океан	1 338 000	А. А. Самохин, 1984
	1 349 928	С. П. Паркер, 1980
	1 370 000	Г. П. Калинин, 1968
подземные воды:		
гравитационные и капиллярные	23 400	А. А. Самохин, 1984
до глубины 4 000 м	8 400	С. П. Паркер, 1980
свободная гравитационная вода	60 000	Г. П. Калинин, 1968
земной коры до глубины 5 000 м	29 000	
ледники	26 064	А. А. Самохин, 1984
		С. П. Паркер, 1980
озера:		
пресноводные	176	А. А. Самохин, 1984
соляные озера и внутренние моря	130	С. П. Паркер, 1980
почвенная влага	100	С. П. Паркер, 1980
почвенная влага и грунтовые воды	16,5	А. А. Самохин, 1984
реки	67	С. П. Паркер, 1980
	2,12	А. А. Самохин, 1984
	1,3	С. П. Паркер, 1980
водяной пар атмосферы	12,9	А. А. Самохин, 1984
	13	С. П. Паркер, 1980
болота	11,5	А. А. Самохин, 1984
<i>Литосфера</i>	1 800 000	А. Полдвертарт, 1955
В том числе до глубины:		
16 км	400 000	В. И. Вернадский, 1936
25 км	1 300 000	В. И. Вернадский, 1936
<i>Мантия Земли</i>	200 000 000	А. П. Виноградов, 1959

Гидросфера значительно моложе самой планеты – ее возраст составляет около 2,5–3,0 млрд лет [69]. На первых этапах своего существования поверхность Земли была полностью безводной, да и в атмосфере водяной пар практически отсутствовал. Образование гидросферы обусловлено процессами отделения воды из вещества мантии (например, при извержении вулканов). Гидросфера в настоящее время составляет неразрывное единство с литосферой, атмосферой и биосферой. Именно для последней – биосферы – весьма важное значение имеют уникальные свойства воды как химического соединения, например: изменения в объеме при переходе воды из одного фазового состояния в другое (при замерзании, при испарении); высокая растворяющая способность по отношению почти ко всем соединениям на Земле. Вода имеет наибольшие величины поверхностного натяжения, диэлектрической постоянной, теплоты парообразования и теплоты плавления.

Именно наличие воды по своей сути обеспечивает существование жизни на Земле в известной нам форме. Из воды, как простого соединения, и углекислоты растения способны под действием солнечной энергии в присутствии хлорофилла образовывать сложные органические соединения, что, собственно, и является *процессом фотосинтеза*.

Вода на Земле распространена неравномерно – большая часть ее сосредоточена на поверхности. Более 98% всех водных ресурсов Земли составляют соленые воды океанов, морей и некоторых озер, а также минерализованные подземные воды. Общий объем пресной воды на Земле равен 28,25 млн км<sup>3</sup>, что составляет всего лишь 2% общего объема гидросферы. При этом наибольшая часть пресных вод сосредоточена в материковых льдах Антарктиды, Гренландии, полярных островов и высокогорных областей. Эта вода в настоящее время малодоступна для практического использования человеком.

Между атмосферой, гидросферой и литосферой происходит постоянное взаимодействие и обмен количеством энергии и вещества. В литосфере большая часть воды содержится в физически и химически связанном виде. По В. И. Вернадскому, общий ее объем в земной коре до глубины 20–25 км равен приблизительно 1,3 млрд км<sup>3</sup>, что примерно соответствует объему воды в океане [11]. Объем свободной гравитационной воды в пятикилометровой толще земной коры в пределах суши определяется в 60 млн км<sup>3</sup>. Объем воды в атмосфере сравнительно невелик, около 14 тыс. км<sup>3</sup>. В мантии, по данным А. П. Виноградова, находится не менее 13–15 млрд км<sup>3</sup> химически связанной воды, т. е. примерно в 13–15 раз больше, чем в Мировом океане и на суше [12].

Количество воды в различных частях гидросферы приведено в табл. 1, 2. Обращают на себя внимание малые единовременные запасы воды в атмосфере и реках. Но эти воды наиболее подвижны в процессе круго-

ворота воды в природе и непрерывно возобновляются. Поэтому эти воды наряду с подземными водами зоны активного водообмена почти всегда пресные.

Та часть гидросферы, которая образует самостоятельный водный слой на поверхности Земли, называется *океаносферой*.

## 1.2. Океаносфера

Из общей площади поверхности Земли, равной 510 млн км<sup>2</sup>, покрыто водой 71%, или 361 млн км<sup>2</sup>, и только 29%, или 149 млн км<sup>2</sup>, представляют сушу. На поверхности суши интенсивно протекают процессы разрушения горных пород под действием экзогенных (внешних) геологических сил. В море, где литосфера защищена от них мощной толщей воды, преобладают процессы накопления осадков, в дальнейшем превращающихся в осадочные горные породы. Таким образом, та часть литосферы, где происходит воссоздание горных пород, почти в 2,5 раза больше поверхности, подвергающейся разрушению.

Ежегодно реки сносят в океаны около  $2,53 \cdot 10^{16}$  г терригенного материала с суши. На характер осадков, накапливающихся на дне Мирового океана, сильно влияют распределения глубин, рельеф дна, размеры отдельных морских бассейнов, динамика движения морских вод и т. д. Это и вызывает необходимость ознакомления с основными элементами рельефа ложа Мирового океана.

### 1.2.1. Рельеф материков и дна Мирового океана

*Рельеф* (от лат. *relevo* – поднимаю) как совокупность неровностей суши материков и островов, дна океанов и морей складывается из положительных (выпуклых) и отрицательных (вогнутых) форм, имеющих разнообразные очертания, размеры, происхождение, возраст и историю развития. Рельеф образуется главным образом в результате длительного одновременного воздействия на земную поверхность эндогенных (внутренних) и экзогенных (внешних) процессов. Рельеф океанического дна создается преимущественно тектоническими движениями земной коры, вулканическими процессами и землетрясениями.

На Земле есть два основных уровня планетарного рельефа: поверхность материков и ложе Мирового океана (рис. 1) [48]. На рис. 2 приведена *гипсографическая кривая*, показывающая обобщенный профиль поверхности суши и дна океана.

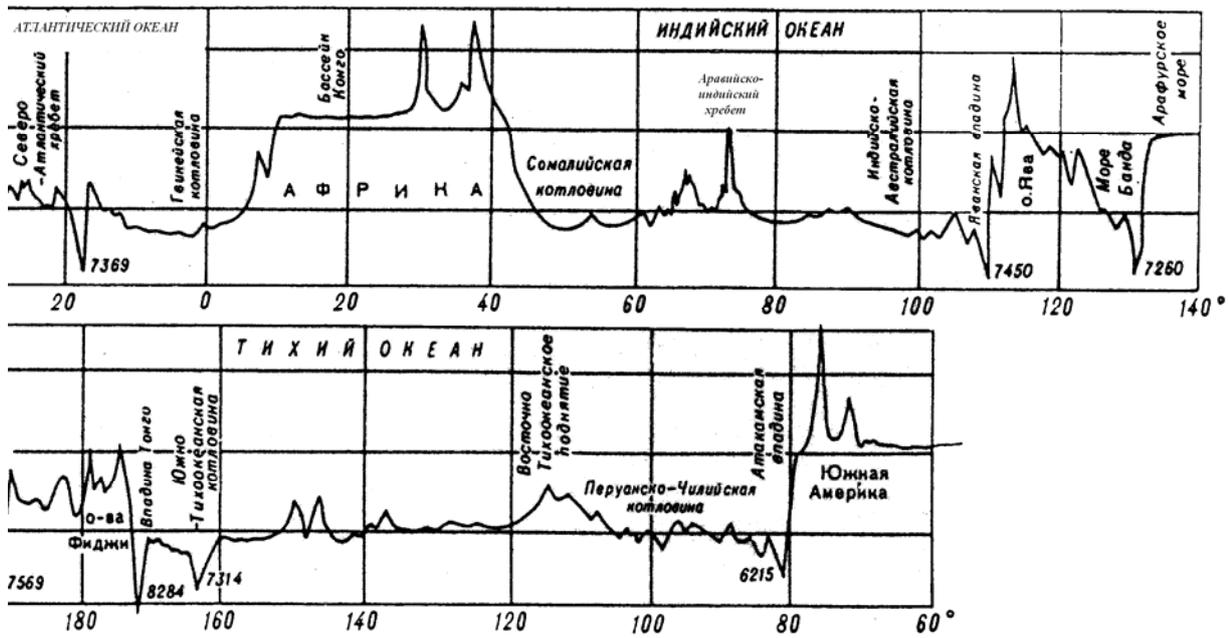


Рис. 1. Профиль дна Мирового океана

На фоне первых уровней планетарного характера развиваются уровни второго порядка: на суше – равнины и горные страны, на океаническом дне – океаническое ложе, подводные хребты и глубоководные желоба (впадины). Кроме того, на суше выделяются так называемые *депрессии* – т. е. территории, расположенные ниже уровня моря (Прикаспийская низменность с отметками до 28 м ниже уровня океана; Мертвое море, берега которого лежат ниже уровня океана на 392 м, и др.).

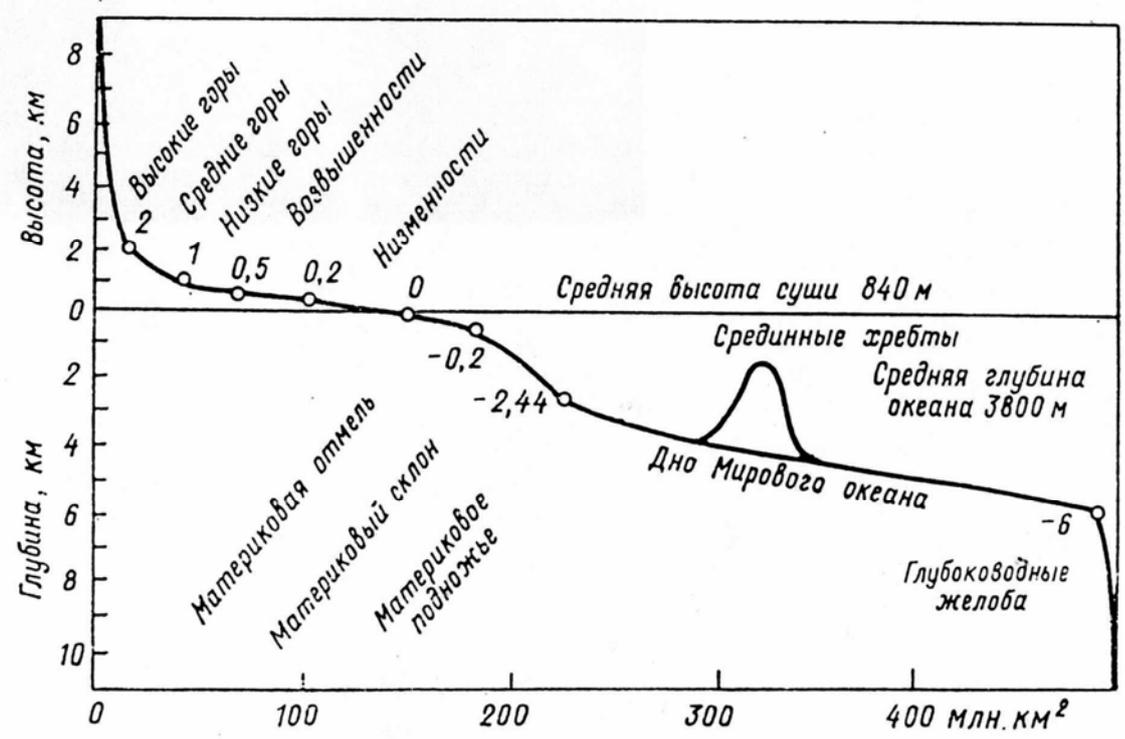


Рис. 2. Гипсографическая кривая земной поверхности

Рассмотрим составные части рельефа второго порядка материков и дна океанов. *Материки* можно разбить на ступени высот (рис. 1). Низшей ступенью – с высотами от 0 до 200 м над уровнем моря – являются *низменности*, которые занимают 48,2 млн км<sup>2</sup> суши. Высотная ступень – от 200 до 500 м – называется *возвышенностями* и *плато*, различающимися степенью пересеченности. Возвышенность имеет пересеченный рельеф, а плато – это плоская равнинная поверхность. Общая площадь возвышенностей и плато составляет около 33 млн км<sup>2</sup>.

Ступени высот более 500 м представляют собой *горы*. Среди них выделяют низкие горы (500–1 000 м), средние горы (1 000–2 000 м), высокие, или альпийские, горы (выше 2 000 м). На земле площадь гор всех ступеней насчитывает около 67 млн км<sup>2</sup>, из которых около 40% приходится на низкие горы и 23,85% – на высокие. Высокогорные участки земной поверхности обычно расчленены *хребтами*, т. е. вытянутыми в одном направлении горами, и *горными долинами*, в общей совокупности составляющими обширные горные системы или горные страны (Кавказ, Урал, Альпы, Гималаи и др.).

Горы на Земле образуют два крупных пояса. Один из них – *Тихоокеанский горный пояс* – опоясывает Тихий океан (горы Алеутских островов, Аляски, Скалистые горы, Береговые хребты, хр. Сьерра-Невада, Кордильеры, горы Центральной Америки, Антильских островов, Анды). Другой – *Евразийский молодой горный пояс* (северная ветвь – Пиренеи, Альпы, Карпаты, Балканы, Анатолийское плоскогорье, Кавказ, горы южного побережья Каспийского моря, Копетдаг, Памир, север Гималаев, Юньнань-Гуйчжоуское нагорье и горные страны Индокитая; южная ветвь – Атласские горы, Апеннины, Динара, горы юга Греции, хребты Иранского нагорья, Гиндукуш, Каракорум, Гималаи, горные страны Бирмы, Зондских островов, Филиппин, Восточного Китая, Японии, востока и северо-востока Азии и др.). В целом на материках центральные области представлены понижениями, окраинные – поднятиями.

*Океаническое дно* по глубине можно разбить на ряд ступеней (рис. 1–5). Низшей ступенью является *материковая отмель*, или *шельф* (от английского шельф – отмель, полка, выступ). Шельф представляет собой материковую поверхность вокруг материков, опущенную ниже уровня океана на 200 м, а в отдельных местах на 550–600 м. Эта область имеет ширину вдоль некоторых побережий от 1 до 1 500 км (средняя ширина 65–80 км), а иногда сильно сужается. На ее долю приходится около 8% общей площади морского дна (31,08 млн км<sup>2</sup>). Уровень глубин 0–200 м соответствует области относительного мелководья, опоясывающей в виде подводной площадки побережья всех континентов. По существу, это прибрежная равнина, имеющая много небольших неровностей (холмы, впадины, подводные долины, террасы и др.). В геоморфологическом отношении шельф – это продолжение прибрежных материковых равнин.

До недавнего времени он представлял собой сушу и поэтому сохранил множество форм реликтового субаэрального рельефа. Обычно углы наклона шельфа не превышают  $1^\circ$ . Образование современного шельфа связывают, как правило, с таянием четвертичных ледников, которое началось около 15 тыс. лет назад. В то время уровень Мирового океана был значительно ниже современного. Так, для вюрмской эпохи оледенения эта разница составляла 143 м. Всеобщее поднятие уровня Мирового океана за счет высвобождения воды из четвертичных ледников привело к затоплению прибрежных материковых равнин. По сути дела, *шельф* – это система волноприбойных террас, перекрытых осадками. Тенденция к затоплению материковых окраин сохраняется и в наши дни. Предполагают, что за счет таяния снежно-ледяного покрова Арктики и Антарктики в начале XXI в. уровень Мирового океана поднимется на 60 см.

Со стороны моря шельф почти везде ограничен довольно крутым подводным уступом – *материковым склоном*, или *уступом шельфа* (глубина от 200 до 600 м), имеющим резкий перелом очертания поверхности и относительно крутое ее падение ( $13\text{--}14^\circ$ , реже  $40\text{--}45^\circ$  и даже  $90^\circ$ ). На участках резкого уклона осадки под действием силы тяжести соскальзывают, обнажая скалистые породы. Нижняя граница материкового (континентального) склона проходит по изобатам 2,5–3 км, варьируя от 1 до 4,5 км. Материковый склон, как и шельф – сравнительно узкий участок океанического дна, его ширина меняется от 8 до 270 км. Он занимает около 15% площади дна Мирового океана. Континентальный склон совместно с шельфом образует *континентальную террасу*.

*Материковое подножие* выделилось в качестве самостоятельной геоморфологической формы сравнительно недавно [19]. Одни исследователи включают его в состав подводной окраины материков, другие – в состав океанического ложа. Материковое подножие располагается в самом основании материкового склона. Площадь материкового подножия – 25 млн км<sup>2</sup>, или 7% площади Мирового океана. В морфологическом отношении это наклонная, слабоволнистая равнина, ширина которой меняется от 200 до 1 000 км. Рельеф материкового подножия осложняется системой холмов высотой от 10 до 300 м (в среднем около 40 м). Предполагают, что это либо конусы выноса подводных каньонов, либо результат оползания крупных блоков осадочных пород или намывающей деятельности придонных течений. Важная особенность материкового подножия состоит в том, что именно здесь интенсивно накапливается осадочный материал, сносимый с континентов. Трансляция осадков происходит по подводным каньонам, в основании которых формируются глубоководные конусы выноса – фены. У устья каждого каньона имеется свой конус выноса.

Материковый склон и материковое подножие спускаются к глубинам 2 500–6 000 м, занимающим большую часть площади океанов – 76% дна Мирового океана (194,81 млн км<sup>2</sup>) – и получившим название **океанического ложа**, или **ложа океана** (соответствует нижнему уровню гипсографической кривой на рис. 2). В нем выделяются две ступени: собственно океаническое ложе (или глубоководные равнины) и разделяющие их **срединно-океанические хребты**.

Среди океанического ложа местами имеются вытянутые в длину впадины с глубинами более 6 км, иногда – 7–10 км (они соответствуют узкому пику наиболее глубоко опущенной части гипсографической кривой). Эти впадины носят название **океанических глубоководных впадин**, **океанических пучин**, **океанических рытвин** или **абиссальных желобов** (наибольшая впадина – Мариинская – находится в западной части Тихого океана, ее глубина – 11 023 м, длина – 1 340 км), имеют V-образную форму и крутой склон (около 5°). На долю глубоководных впадин приходится около 1% поверхности дна Мирового океана. В целом на океаническом дне наблюдается картина, противоположная той, которая характерна для материков: центральным областям соответствуют поднятия, окраинным – понижения рельефа. В то же время формы рельефа океанического дна те же, что и на материках: имеются равнины, плоскогорья и горные страны (рис. 2–4) [19].

### 1.2.2. Гипсографическая кривая

Важнейшими количественными характеристиками неровностей рельефа служат высота или глубина. Соотношения между высотами суши и глубинами Мирового океана получают различными путями. Одним из них является статистический путь, который заключается в определении площадей Земли, занятых характерными ступенями высот и глубин. Оценку площадей ведут по картам Земли, на которых рельеф суши изображен **горизонталями** (линиями, соединяющими точки одинаковой высоты), а глубины океанов и морей – **изобатами** (линиями, соединяющими точки одинаковой глубины). Горизонтالي (изобаты) на картах проведены через определенные интервалы высот (глубин).

Для наглядного представления о распределении высот и глубин на Земле строят **гипсографическую кривую** (рис. 2). Она наглядно характеризует соотношение площадей, занятых различными ступенями высот и глубин на Земле, и наглядно дает как бы обобщенный идеальный профиль земной поверхности (рис. 2) [69]. В этом профиле четко прослеживаются две ступени (материковая и океаническая), которым соответствует определенный тип земной коры (материковый и океанический).

*Рис. 5. Схема рельєфа дна Індійського океана*

Следуя гипсографической кривой, можно отметить, что на поверхности суши преобладают высоты менее 1 000 м. Они составляют около 72% всей суши Земли. В Мировом океане преобладают глубины от 3 000 до 6 000 м, на долю которых приходится более 77% его площади. Средняя высота суши равна примерно 840 м, а средняя глубина Мирового океана – 3 800 м. Это означает, что материки представляют собой как бы плоскогорья, возвышающиеся над морским дном почти на 4 640 м. Гипсографическая кривая может быть построена для любого участка земной поверхности.

Небольшая доля площади, занятая глубоководными впадинами морей и высокими горами на суше, свидетельствует о том, что они представляют собой несущественную деталь рельефа Земли. Однако непосредственная близость их расположения и асимметричность (смещение гор к окраинам материков, а глубоких впадин – к периферийным частям океанов) являются характерными особенностями рельефа Земли. В то же время эти две формы рельефа играют существенную роль во многих природных процессах. Так, горный рельеф в значительной мере определяет местную циркуляцию воздуха, вносит большой вклад в формирование и режим облачности, атмосферных осадков, водности рек, локальных электромагнитных полей и т. д. Глубоководные впадины являются ареной многих современных движений земной коры, приводящих к землетрясениям, процессам вулканизма, зоной интенсивного и постоянного взаимодействия материковых и океанических плит.

### *1.2.3. Температура*

Солнце является основным источником тепла для вод Мирового океана. Пересекая поверхность воды, солнечная радиация подвергается рассеянию (диффузии) и поглощению. В первом случае энергия не видоизменяется – она остается лучистой. При поглощении лучистая энергия превращается в тепловую. Вода морей и океанов относительно хорошо поглощает световые волны: до 90% поступающей солнечной энергии преобразуется в теплоту. В среднем поверхностная плотность солнечного теплового потока, поглощаемая океанами и морями, составляет около  $155 \text{ Вт/м}^2$ , изменяясь от 92 до  $272 \text{ Вт/м}^2$  по мере перехода от 90–60 до 20–0° ш. Под влиянием этого потока происходит нагревание вод Мирового океана. Оно ощутимо в верхнем слое, толщина которого определяется прозрачностью воды (способностью пропускать вглубь световые лучи, которая зависит от физических свойств воды, наличия в ней примесей, растворенных веществ и т. д.) и в среднем составляет около 10 м.

Наряду с этим Мировой океан получает тепло от других, второстепенных источников. К ним относятся тепловые потоки, поступающие из земных недр через морское и океаническое дно с поверхностной плотностью от 1,9 до  $10,5 \text{ Вт/м}^2$ .

Еще один источник тепла – химические реакции и рассеяние механической энергии при движении морских вод – также небольшой. Поэтому для гидросферы Солнце является основным источником тепла.

Показателем теплового состояния морей и океанов служит температура воды. Она изменяется в пространстве и времени, причем эти изменения неодинаковы в отдельных частях Мирового океана.

Поверхностный слой воды в океане (до глубины 200–300 м) имеет непостоянную температуру, меняющуюся по сезонам года, а в верхних слоях (10–20 м) даже в течение суток. Амплитуда колебания температуры в этом слое находится также в зависимости от температурного режима климатических поясов. Средняя годовая температура верхних слоев океана (так называемого *возмущенного слоя*) убывает от экватора к полюсам от +25 до 0 °С и даже до – 2 °С.

В табл. 3 приведены средние годовые значения температуры поверхностного слоя Мирового океана на различных широтах Северного и Южного полушарий.

Таблица 3

**Средняя годовая температура поверхностного слоя Мирового океана  
(по Крюммелю)**

Полушарие	Географическая широта, φ°									
	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
Северное	27,1	27,2	25,4	21,3	14,1	7,9	4,8	0,7	– 1,7	– 1,7
Южное	27,1	25,8	24,0	19,5	13,8	6,4	0,0	– 1,3	– 1,7	–
Разность температуры	0	1,4	1,4	1,8	0,8	1,5	4,8	2,0	0	–

Из данных табл. 3 следует, что распределение тепла имеет зональный характер и отражает зависимость температуры воды от поступающей на неподвижную водную поверхность солнечной радиации. В то же время во многих областях Мирового океана наблюдается азональное распределение температуры в поверхностном слое, обусловленное океаническими течениями. Термический экватор воды находится в Северном полушарии. Здесь Мировой океан теплее, чем в Южном полушарии, в среднем на 1,4 °С. Температура воды заметно понижается по мере перехода от экваториальных широт к полярным, причем интенсивность ее падения неодинакова между отдельными широтами в обоих полушариях. Такое различие температуры и ее широтной изменчивости обусловлено постоянным действием ряда факторов. К их числу относится неравномерность распределения суши и воды относительно экватора. Это является одной из причин большего прогрева атмосферы над Северным полушарием, чем над Южным. Немаловажное значение имеет асимметрия распределения впадин и выступов в полярных областях Земли, создающая бла-

гоприятные условия для сравнительно более свободного доступа холодного антарктического воздуха на океаническую поверхность Южного полушария. Рассматриваемое различие температуры поверхностного слоя Мирового океана является также следствием неодинаковой сплюснутости Земли. В результате угол падения солнечной радиации на одной и той же широте обоих полушарий различен. При прочих равных условиях поглощаемая водой энергия Солнца меньше в Южном полушарии, чем в Северном.

Изотермы – линии равной температуры – на поверхности Мирового океана, как правило, вытянуты вдоль географических параллелей. Эта закономерность достаточно отчетливо прослеживается до глубины 200–500 м. Однако в распределении температуры воды поверхностного слоя существует явная асимметрия между западным и восточным берегами океанов. Это особенно относится к зонам в интервале широты 10–30°, где поверхностный слой воды на западе теплее, чем на востоке. Здесь изотермы резко отклоняются к полюсам. Такая особенность связана с направлением движения поверхностных вод в общей схеме океанических течений, где теплые экваториальные воды движутся в высокие широты и относительно холодные воды – в низкие. Этому же способствует подъем глубинных и наплавание поверхностных вод, а также сгонно-нагонные эффекты.

Средняя температура воды поверхностного слоя всего Мирового океана выше температуры воздуха у земной поверхности на 3 °С и составляет около 17,4 °С. Своих максимальных (36 °С) и минимальных (около 2 °С) значений она достигает соответственно в низких и высоких широтах. В зависимости от температуры поверхностного слоя вод Мирового океана принято различать зоны тропических, полярных вод, а также вод умеренных областей. Название этих областей позволяет судить об их географическом расположении. Температура вод в указанных зонах заключена в следующих пределах: для тропических вод 15 ... 25 °С на большинстве акваторий, в отдельных местах до 28 ... 30 °С; для полярных вод – 4 ... – 2 °С. Воды умеренных областей Мирового океана занимают промежуточное положение как территориально, так и по своим свойствам, особенно по температуре (от 5 до 16 °С).

В то же время температура закономерно изменяется с глубиной и также обнаруживает определенную зональность, имеющую свои особенности в тропических и полярных районах и зонах умеренных широт. В каждой из этих областей верхний слой океана толщиной в несколько десятков метров является слоем с наиболее интенсивным вертикальным перемешиванием.

В низких широтах ниже возмущенного слоя наблюдается довольно быстрое снижение температуры до глубины 1 000 – 1 300 м, где она приобретает отрицательное значение (от – 1,27 до – 2 °С). Эту зону обычно называют *тропогидросферой*. Ниже 1 000–1 300 м (*стратогидросфера*) температура воды с глубиной почти не меняется и сохраняет минимальное (при нормальной солености) значение.

В высоких широтах температура воды уже в поверхностном слое нередко падает до отрицательных значений. У полюсов возмущенный слой ложится непосредственно на стратогидросферу. Верхний слой в полярных океанических водах представлен так называемой водой местного происхождения, которая включает смесь вод окраинных морей, образующихся от таяния снега и дрейфующих льдов, ледников, а также вод атмосферных осадков. В этом слое температура воды отрицательная (в Арктическом бассейне около  $-1,75$  °C). Средняя мощность верхнего слоя различна. Применительно к Арктике она составляет 180 м в приатлантическом секторе и 270 м – в притихоокеанском. На глубине от 200 до 800 м находится зона теплых вод так называемого внешнего происхождения. Это воды, принесенные в полярные районы теплыми течениями, имеют температуру выше 0 °C. Так, в Атлантический бассейн вода поступает с температурой около 1,9 °C (в средине течения она выше 2–3 °C), но по мере продвижения на восток охлаждается: в притихоокеанском секторе на той же глубине ее температура составляет 0,5–0,6 °C. Эта атлантическая вода на верхней и нижней границах имеет температуру около 0 °C. В третьей, нижней зоне полярных вод вновь происходит понижение температуры с переходом ее к отрицательным значениям: в приатлантическом секторе Арктики в самом придонном слое вода имеет температуру  $-0,8 \dots -0,85$  °C [69].

Закономерное распределение температуры океанических вод часто нарушается из-за существования морских течений, вызывающих перемешивание воды и перемещение больших ее масс в горизонтальном направлении.

Температурный режим в морях, особенно внутренних, может существенно отклоняться от схемы распределения температур в воде океанов. Например, в Средиземном море, отдаленном от Атлантического океана мелководным Гибралтарским проливом, не происходит обмена вод с океаном на большой глубине. Вследствие этого Средиземное море, расположенное в области засушливого и теплого климата, прогревается до больших глубин, и даже в его придонных слоях (на глубине 4 000 м) температура достигает 13,5 °C. Еще более прогреты глубины Красного моря, окруженного пустынями Северной Африки и Аравии. В нем на глубинах до 2 000 м температура не опускается ниже 21,5 °C, в то время как в соседнем Индийском океане на той же глубине она составляет всего 2,5–3 °C.

Самая высокая температура воды в верхнем слое отмечена в Персидском заливе ( $+35,6$  °C), а наиболее низкая – в Северном Ледовитом океане ( $-2,8$  °C).

Рассмотренная картина вертикального распределения температуры воды в Мировом океане позволяет заключить, что преобладающая часть океанических вод имеет сравнительно низкую температуру. Так, по данным океанологов США, 76% всех океанических вод имеют температуру ниже 4 °C. Средняя температура всей толщи воды Мирового океана составляет 3,52 °C.

**Морские льды** образуются под совместным воздействием теплоотдачи с поверхности воды в атмосферу, переохлаждения воды и при наличии ядер конденсации. Все физико-химические свойства морского льда зависят от солености воды, из которой он образовался. Так как температура замерзания

морской воды непостоянна и понижается по мере роста солености воды, то образование морского льда происходит более медленно, чем пресного льда.

Возраст морских льдов самый различный: от нескольких часов и суток до нескольких лет и тысячелетий. Он определяется гидрометеорологическими условиями льдообразования, климатическими и другими физико-географическими особенностями района существования льда. Толщина льда изменяется от 0,3–0,7 м в неарктических морях до 0,7–1,0 и даже 2 м (годовалый лед) в арктических. Многолетние – паковые – льды (возраст 2 года и более) обычно имеют толщину 2,5 м и более. По подвижности морские льды подразделяют на неподвижные и дрейфующие (плавающие). Первые из них представляют собой сплошной ледяной покров, примерзший к суше, вторые находятся в постоянном движении и преобладают в Мировом океане.

Морские льды имеют огромное геофизическое значение. Так, они обладают способностью отражать солнечную радиацию. Это приводит к уменьшению поглощения радиации Землей и, как результат, к падению температуры воздуха. С другой стороны, при льдообразовании выделяется тепло. В среднем за год в Красном море при льдообразовании выделяется в расчете на 1 см<sup>2</sup> водной поверхности около 12,9% годового прихода тепла в водную массу. Такая же доля тепловых запасов воды этого моря затрачивается на таяние морских льдов. Кроме того, ледяной покров играет защитную роль: он значительно уменьшает потерю тепла морской воды путем непосредственной отдачи его воздуху. Море, покрытое льдом, защищено от зимнего охлаждения и летнего нагревания. Поэтому морские льды в определенной мере влияют на теплозапасы больших объемов морских и океанических вод и в конечном итоге – на климат. Дрейф морских льдов в низкие широты также оказывает там влияние на погодные условия.

#### ***1.2.4. Химический состав морской воды и других частей гидросферы***

Природная вода никогда не бывает химически чистой. Даже атмосферная влага содержит различные примеси (растворенные газы, пыль, микроорганизмы и т. п.), которые улавливаются ею из воздуха. Химический состав гидросферы в целом оценивают по составу морских и океанических вод.

В водах Мирового океана присутствуют почти все химические элементы, известные на Земле. Наибольшее содержание их отмечено в табл. 4.

*Таблица 4*

**Химический состав вод Мирового океана (по С. П. Паркеру)**

Химический элемент	Содержание, % по массе	Химический элемент	Содержание, % по массе
Кислород	85,70	Кальций	0,04
Водород	10,80	Калий	0,038
Хлор	1,90	Бром	$6,5 \cdot 10^{-3}$

Натрий	1,05	Углерод	$2,8 \cdot 10^{-3}$
Магний	0,14	Стронций	$0,8 \cdot 10^{-3}$
Сера	0,085	Бор	$4,6 \cdot 10^{-4}$

Из данных табл. 4 видно, что в водах морей и океанов преобладают в количественном отношении кислород и водород, составляющие в сумме 97,54% всей массы Мирового океана. Это означает, что в химическом отношении основная часть гидросферы является водородно-кислородной средой. Третье и четвертое места занимают натрий и хлор, составляющие части поваренной соли. К числу не указанных в табл. 4 элементов относятся Мо, W, Rb, Cs, Au и др., содержание которых в разных местах и на разных глубинах неодинаково. Кроме того, в морской воде содержится огромное количество газов ( $N_2$ ,  $H_2S$ ,  $CH_4$  и др.), различных веществ и твердых частиц. Всего в океанах и морях растворено около  $4,65 \cdot 10^{18}$  кг твердых веществ.

Содержание растворимых в морской воде химических соединений определяется или в массовых долях процента, или в *промиллях*, и называется *соленостью*. Средняя соленость океанической воды равна 34,5‰. Это означает, что в 1 л воды содержится 34,5 г соли (промилле равно 0,1% и обозначается как ‰). В воде растворено  $0,48 \cdot 10^{23}$  г солей.

Несмотря на ряд физико-химических, биологических и геологических процессов, происходящих в морской воде, ее солевой состав практически постоянен. Особенно это относится к районам, удаленным от береговой линии. Меняется лишь концентрация растворенных веществ, главную массу которых составляет поваренная соль ( $NaCl$ ) – ее содержание оценивается примерно в  $4 \cdot 10^{13}$  кг.

Химические элементы морской воды находятся в различных соединениях, главные из которых приведены в табл. 5 [69].

Таблица 5

#### Главные составные части морской воды

Химические соединения	Содержание	
	г на 1 000 г воды	% всей массы солей
Хлориды:		
хлористый натрий	27,2	77,758
хлористый магний	3,8	10,878
Сульфаты:		
сернокислый магний	1,7	4,737
сернокислый кальций	1,2	3,600
сернокислый калий	0,9	2,465
Карбонаты:		
углекислый магний	0,1	0,315
бромистый магний	0,1	0,217
Сумма	35,0	100,0

В морской воде преобладают хлориды (около 88,64% по массе), придающие ей соленый (хлористый натрий) и горький (хлористый магний)

вкус. Указанное в табл. 5 соотношение между химическими соединениями воды в Мировом океане всюду остается постоянным. Меняется лишь соленость той или иной части океанов и морей.

Состав и количество ионов в океанической воде постоянны уже в продолжение примерно 1 млрд лет. На основании этих выводов В. И. Вернадский предложил считать содержание ионов в морской воде константой планеты Земля. Это дает возможность определять содержание в воде солей по иону  $\text{Cl}^-$ , так как он легко титруется и составляет 55% от суммы всех ионов морской (океанической) воды [65].

Степень солености воды в океанах отклоняется от средней солености ( $S = 35\text{‰}$ ) не более чем на 2–4‰. Наименьшая соленость (почти ноль) наблюдается близ устьев рек, наибольшая соленость (37‰) – в частях океанов, лежащих под 20–30° широты, в области действия планетарных пассатных ветров. В приполярных областях из-за таяния льдов соленость океанической воды снижается до 33 и даже до 31‰.

Значительно более изменчива соленость воды в морях, особенно имеющих слабую связь с океаном или полностью ее утеревших. Соленость в таких морях может сильно изменяться в зависимости от интенсивности испарения, определяемой климатом, стока пресных вод с континента и других условий.

Примером моря с повышенной соленостью может служить Красное море, в которое не впадает ни одна река с окружающей его пустынной суши, имеющей большое испарение. На юге соленость моря еще близка к солености прилежащих участков Индийского океана и равна 39‰, но на севере, в Суэцком и Акабском заливах, она достигает 41‰, а зимой повышается даже до 52‰. Придонные воды центральной части Красного моря имеют необычайно высокую соленость. Здесь на глубине 2 тыс. м советской экспедицией на исследовательском судне «Академик С. Вавилов» была установлена соленость 280,7‰.

Наоборот, Черное море, расположенное в более холодном климате, где испарение происходит менее интенсивно, и принимающее в себя пресные воды таких мощных речных артерий, как Дунай, Днестр, Днепр, Дон, Кубань, имеет соленость всего 18‰ – в активной части, 1–9‰ – у берегов. В Азовском море соленость составляет 11–13‰. Еще более низкой соленостью обладает Балтийское море, на опреснение которого влияют те же причины. Соленость его на западе – 7‰, а в Ботническом и Финском заливах падает до 2–5‰. В восточном конце Финского залива, близ Санкт-Петербурга, в так называемой Невской губе, или в Маркизовой луже, она понижается даже до 1‰.

В некоторых замкнутых бассейнах соленость воды в разных их частях изменяется еще резче. Классическим примером может служить Каспийское море, в настоящее время полностью потерявшее связь с океаном и фактически превратившееся в озеро. Близ устьев крупных рек (Волги, Урала, Терека, Куры) вода в Каспии сильно опреснена (7,5‰). В северо-

восточной зоне вода бывает настолько пресной под влиянием нагона сюда юго-западными ветрами воды из р. Урала, что местные жители используют ее для хозяйственных надобностей. А в заливе Кара-Богаз-Гол, который расположен в условиях весьма засушливого климата и почти совсем лишен притока пресных вод с суши, соленость достигает 186‰ – величины, при которой начинается выпадение из воды некоторых растворимых солей (мирабилита).

В последние десятилетия из-за уменьшения притока речных вод уменьшается глубина Аральского моря и возрастает соленость воды. Даже в наиболее глубоководной – западной его части соленость достигает около 60‰, а в восточной, испаряющейся части моря еще больше (раньше было 10–12‰).

Соленость морской воды изменяется как во времени, так и в пространстве. Это обусловлено непостоянством соотношения между испарением с водной поверхности ( $E$ ) и фактором опреснения вод (атмосферные осадки  $P$ , речной сток  $Q$ , таяние льда и т. д.). В периоды и в районах, характеризующихся резким преобладанием  $E$  над  $(P + Q)$ , концентрация солей возрастает. Так, в тропической и субтропической зонах сохраняется соотношение  $E > (P + Q)$ . Поэтому между 15 и 25° широты каждого полушария отмечается самая высокая соленость открытой части Мирового океана, составляющая 37,5‰ и несколько более. У экватора обильные осадки значительно превосходят испарение  $P \gg E$ . Поэтому здесь соленость воды на поверхности чаще всего ниже средней (34,0–34,7‰). В умеренных и высоких широтах обычно наблюдается неравенство  $E < (P + Q)$ , и поэтому значение  $S$  с приближением к полюсам уменьшается до 30‰.

Сезонные колебания  $S$  характерны до глубины 150 м, где сильнее всего сказывается соотношение  $E$  и  $P + Q$ . Ниже 150 м от водной поверхности вертикальное распределение солености зависит от интенсивности переноса воды. В то же время местные физико-географические условия отдельных морей и океанов вносят определенный вклад в изменения солености по глубине. Особенно велика в этом роль различных видов волн, поверхностных и глубинных течений, способствующих созданию определенного профиля (типа) вертикального распределения  $S$ .

Между Мировым океаном, атмосферой и сушей постоянно происходит солеобмен. В обмен между океанами, по А. М. Гриценко и В. Н. Степанову [69], вовлекается около  $7 \cdot 10^{17}$  кг солей. Причем основная масса солей переносится в антарктической части Мирового океана, где водообмен особенно значителен. Вынос солей из океана в атмосферу, по Эриксону и Бруевичу, происходит при испарении и разбрызгивании воды во время волнения в размере около  $5 \cdot 10^{12}$  кг/год. Солеобмен между Мировым океаном и сушей составляет около  $5 \cdot 10^{11}$  кг/год; применительно к отдельным океанам эта величина изменяется от  $10^{10}$  кг/год (в Северном Ледовитом океане) до  $26 \cdot 10^{10}$  кг/год (в Тихом океане). Такой солеобмен обеспечивает относительное постоянство солености морей и океанов в те-

чение длительного времени.

*Вода суши* резко отличается от морской как по химическому составу, так и по общему содержанию солей. Стеkanie атмосферных осадков по земной поверхности и фильтрация их в почвы и грунты различного химического состава определяют химический состав *речных вод*, которые выносятся в моря и океаны. Их соленость обычно невелика и в основном не превышает 0,3‰. В речной воде по массе содержится около 79,9% карбонатов, 13,2% сульфатов и 6,9% хлоридов. Состав растворенных веществ и газов непостоянен и меняется в зависимости от изменения соотношения между источниками формирования речного стока, интенсивности его движения, степени связанности с подземными водами и состава горных пород.

По солености *воды озера* делят на пресные, соленые и соляные. В первом случае соленость не превышает 0,3‰, во втором – 0,3 ... 24,7‰. В отдельных озерах соленость выше, чем в океанах, и вода нередко достигает состояния, близкого к насыщению.

*Атмосферная влага* также содержит некоторое количество растворенных веществ – газов ( $N_2$ ,  $O_2$ ) и мельчайших частичек солей, заносимых в атмосферный воздух с поверхности суши и океанов. В атмосферной влаге содержатся оксиды азота, образующиеся из азота и кислорода воздуха при атмосферных электрических разрядах. Так, в европейской части России на каждый гектар земной поверхности атмосферные осадки приносят за год 3–4 кг азота, 5 кг хлора, 4–10 кг кальция, 10–20 кг серы и некоторое количество других элементов.

Огромное количество солей содержится в *подземных водах*, особенно в термальных (подземных водах с температурой выше 20 °С), которые находятся на больших глубинах и широко распространены в областях вулканизма, горноскладчатых платформенных районах (Северный Кавказ, Камчатка, Средняя Азия, Чехословакия, Италия, США, Германия и др.). Так, высокоминерализованные воды юга Дагестана в течение года выносят на земную поверхность около  $1,6 \cdot 10^9$  кг химических элементов. В водах Паужетского месторождения (Камчатка) содержится 250 мг/дм<sup>3</sup>  $HNO_3$ , 4,4 мг/дм<sup>3</sup> лития, по 0,4 мг/дм<sup>3</sup> рубидия и цезия, содержание брома в 1 дм<sup>3</sup> может изменяться от единиц до нескольких тысяч миллиграммов, йода – от нескольких единиц до 100 мг/дм<sup>3</sup> и более.

Итак, химический состав всех частей гидросферы тесно связан между собой. Как утверждал В. И. Вернадский, «...главная масса химических элементов вносится в гидросферу из литосферы деятельностью рек, и главная масса возвращается из гидросферы в литосферу путем более или менее сложных выделений веществ из водных растворов» [11]. Воды гидросферы в результате испарения поступают в атмосферу и затем выпадают в виде осадков. Последние проникают в горные породы и выщелачивают их. Продукты разрушения сносятся в Мировой океан и накапливаются там в виде твердых осадков.

Реки сносят в Мировой океан не только продукты разрушения гор-

ных пород. В связи с бурным развитием промышленности, транспорта, городов, земледелия (тем более со все возрастающим использованием минеральных удобрений) в последние десятилетия началось загрязнение речных потоков различными химическими и органическими веществами, что ведет к загрязнению морской воды. Кроме того, ее загрязняют морские суда, особенно танкеры.

Производственно-хозяйственная деятельность человека вызывает так называемое антропогенное загрязнение речных и морских вод. Такое загрязнение не ограничивается только природными водами. Оно распространяется на речное и морское дно и берега. Все это вместе взятое способствует нарушению биохимического равновесия водных масс, изменению химического состава воды и ее физических свойств. Поэтому охрана природных вод, сохранение их химического состава в «первозданном виде» – важнейшая задача современной науки и практики.

### *1.2.5. Содержание газов в морской воде*

В морской воде всегда растворено большое количество различных газов. Большая часть из них проникает в воду из атмосферы, с которой морские воды находятся в тесном взаимоотношении. Это подтверждается близостью состава газов, образующих атмосферу, и газов, растворенных в морской воде. И в том, и в другом случае основную роль играют *азот* и *кислород*, содержание которых и в воздухе, и в морской воде близко и в количественном соотношении. Так, содержание азота в морской воде составляет 65%, а кислорода – около 35%.

Общее количество растворенных в воде газов зависит от температуры и давления: при понижении температуры и увеличении давления количество газов увеличивается. Поэтому наблюдается, как правило, уменьшение содержания газов в морской воде от полюсов к экватору. В высоких широтах в 1 л воды содержится до 8 см<sup>3</sup> газа, а у экватора этот показатель падает до 5 см<sup>3</sup>.

Особенно большое значение имеет содержание в воде *кислорода*, необходимого для жизни большинства морских организмов. Кроме того, в океане кислород расходуется при разложении отмерших остатков организмов и в процессах окисления, протекающих в водной среде. Поглощение кислорода из воздуха поверхностным слоем воды происходит путем диффузии. Взбалтывание воды при волнении резко увеличивает поглощение кислорода. Проникновению кислорода на глубину способствует перемешивание воды вертикальными конвекционными токами и циркуляционными течениями, всегда существующими в морях и океанах. Кроме того, кислород поступает в морскую воду в результате процесса фотосинтеза, осуществляемого морскими водорослями. В сезоны максимального развития водорослей содержание кислорода в морской воде может достигать 180% обычной нормы, тогда как зимой относительное содержание

кислорода в поверхностном слое воды падает до 80–90%. В среднем его содержание в верхнем 100–150-метровом слое колеблется от 4,0 мг/дм<sup>3</sup> у экватора до 7,0–8,0 мг/дм<sup>3</sup> – в полярных районах. С глубиной содержание кислорода уменьшается до 2,5–3,0 мг/дм<sup>3</sup>. Количество кислорода, растворенного в океане, составляет  $8 \cdot 10^{18}$  г, что почти в 150 раз меньше его содержания в атмосфере.

Главным поставщиком азота (N<sub>2</sub>) является атмосфера. В морской воде он содержится в свободном состоянии, и его количество с повышением температуры и концентрации солей уменьшается.

Кроме азота и кислорода, в морской воде содержатся и другие газы, из которых наиболее важны *углекислый газ* и *сероводород*. В Мировом океане содержится  $1,4 \cdot 10^2$  г диоксида углерода (CO<sub>2</sub>), что почти в 60 раз больше его содержания в атмосфере. *Углекислота* поступает в морскую воду в основном из атмосферы, выделения из земной коры на дне океанов, в результате жизнедеятельности органического мира океанов и морей (в частности, она выделяется в процессе дыхания морских организмов), а также при разложении органических веществ. Иногда углекислый газ выделяется при извержениях вулканов непосредственно на дне моря. Количество свободной углекислоты в океане в 15–20 раз больше, чем в атмосфере. Вследствие этого океан является своего рода резервуаром, регулирующим распределение этого газа в воздушной и водной оболочках Земли. Более холодные полярные воды поглощают углекислоту легче, чем теплые приэкваториальные. Поэтому в полярных районах углекислота переходит из атмосферы в океан, а в тропиках происходит выделение углекислоты из морской воды в атмосферу.

Углекислота содержится в морской воде не только в свободном виде (0,51–0,44 см<sup>3</sup> в 1 дм<sup>3</sup> воды), но и в химически связанном – в форме карбонатов и бикарбонатов (CaCO<sub>3</sub>, CaHCO<sub>3</sub>). Общее количество его в морских водах очень велико. Между свободной и химически связанной углекислотой, содержащейся в морской воде, существует сложное подвижное равновесие. Так как растворимость углекислоты повышается с понижением температуры, то в холодных водах свободной CO<sub>2</sub> больше, чем в теплых, и соответственно большее количество химически связанной углекислоты удерживается в растворенном состоянии. При повышении температуры воды количество CO<sub>2</sub> в ней уменьшается, равновесие между свободной и химически связанной углекислотой нарушается и последняя выпадает в осадок в виде труднорастворимых карбонатных солей. Эти реакции имеют большое значение и как регуляторы содержания свободной кислоты в растворе, и как причина обогащения донных осадков карбонатами Ca и Mg.

*Сероводород* присутствует в морской воде в небольшом количестве (доли см<sup>3</sup> в 1 дм<sup>3</sup> воды). Только в исключительных случаях – в глубоких слоях воды некоторых замкнутых морских бассейнов, в зонах слабой подвижности вод, куда свободного кислорода поступает мало – H<sub>2</sub>S может

накапливаться в больших количествах (до нескольких см<sup>3</sup> в 1 дм<sup>3</sup> воды). Наиболее ярким примером подобного бассейна является Черное море, в котором ниже глубины 200 м начинается зона сероводородного заражения. Сероводород является сильным восстановителем, поэтому кислород здесь отсутствует (сероводород легко соединяется с кислородом, образуя кислоты H<sub>2</sub>SO<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> и др.). Здесь нет никаких организмов, кроме некоторых анаэробных бактерий, способных жить при отсутствии свободного кислорода. Поэтому большая часть толщи воды Черного моря является почти безжизненной.

Исследованиями причин возникновения сероводородного заражения Черного моря занимался Н. И. Андрусов. Он высказал предположение о том, что сероводородное заражение в Черном море возникло в результате гниения огромного количества морских организмов, погибших от изменения условий при вторжении в замкнутый и сильно опресненный бассейн, каким было Черное море в недавнем прошлом, соленых средиземноморских вод. Гидрологическими исследованиями установлено, что в Черном море ниже 200 м отсутствует вертикальная циркуляция воды, что также способствует сохранению обстановки сероводородного заражения на больших глубинах. Источниками сероводорода могут быть, помимо гниения органического вещества, и другие процессы. Сероводород может выделяться из магматических очагов на дне океанов (*ювенильный* сероводород), а также возникать в результате жизнедеятельности анаэробных бактерий, восстанавливающих сульфаты.

Сероводородное заражение известно и в других морских бассейнах, где вертикальное перемешивание толщи воды ослаблено или отсутствует хотя бы в отдельные сезоны года. Так, например, сезонное сероводородное заражение, хотя и в гораздо более слабой степени, чем в Черном море, наблюдается в глубоководной впадине Южного Каспия, в некоторых глубоких и узких заливах на Атлантическом побережье Норвегии и даже в Оманском заливе Индийского океана, свободно сообщаемом с открытым морем.

Появление в морской воде анаэробных условий интересно с геологической точки зрения, потому что при этом органическое вещество, поступающее в осадок, разлагаясь при отсутствии кислорода, преобразуется в так называемые битумы, близкие по составу к нефти. По мнению многих ученых, именно таким путем и образуются в земной коре залежи этого ценного горючего ископаемого.

**Прозрачность воды**, измеряемая глубиной проникновения в толщу воды солнечных лучей, зависит главным образом от поглощения и рассеяния света молекулами воды и растворенных в ней веществ, а также взвешенными в воде минеральными частицами, пузырьками газа и микроорганизмами. В терригенном материале, сносимом реками в океаны, взвесь составляет  $2,25 \cdot 10^{16}$  г, присутствуют также растворимые и органические вещества. Особенно влияет на прозрачность воды примесь глинистой мути. Во время шторма у берегов, сложенных легкоразмываемыми

глинами, вода становится грязно-коричневой в полосе прибоя. Дальше от берега следует полоса воды зеленого цвета, и лишь на большом удалении от берега муть исчезает и море становится таким же синим и прозрачным, как в тихую погоду. Значительное загрязнение воды механическими примесями наблюдается в устьях крупных рек. В сравнительно небольших и мелководных внутренних морях, принимающих в себя много рек, муть не успевает осесть на дно даже в центральных частях бассейна. В этих случаях вода малопрозрачна даже посередине моря и часто имеет зеленоватый (Балтийское море), беловатый (Белое море) и даже желтый (Желтое море у берегов Китая) цвет. В тропических морях вблизи коралловых островов вода часто бывает окрашена в молочно-белый цвет от обилия в ней известковых частиц. Такую воду даже называют «коралловым молоком».

Прозрачность воды имеет большое значение для развития донных организмов. Чем чище и прозрачнее вода, тем на большую глубину проникает в нее солнечный свет, необходимый для роста водорослей, которые в свою очередь служат пищей для разнообразного населения морского дна. В средних и высоких широтах даже при большой прозрачности воды свет проникает на глубину до 200 м. В субтропиках и тропиках, где лучи солнца падают более круто, глубина проникновения света увеличивается до 500, а иногда до 800 м.

Разные области спектра поглощаются водной средой с различной интенсивностью. Поэтому с глубиной меняется не только степень освещенности, но и спектральный состав света. В очень прозрачной морской воде до глубины 50 м освещение зеленое, на глубине примерно 180 м оно сменяется ясно-синим, а на глубине 300 м становится слабым черновато-синим. В связи с этим меняется и преобладающая окраска морских организмов, нередко окрашенных в тона, соответствующие тону освещения.

**Океанические (морские) течения** как поступательный перенос водных масс на большие расстояния вызываются действием внутренних и внешних сил. Первые из них связаны с различием солености теплой и холодной воды, которое приводит к сложной картине распределения ее плотности и, следовательно, давления по глубине. Внешними являются как астрономические силы, так и силы поверхностного трения между водной поверхностью и движущимся над ней воздухом.

Наряду с действием внутренних и внешних сил (первичных сил) на движущиеся массы морской воды постоянно воздействуют так называемые вторичные силы. К ним относятся сила Кориолиса и сила внутреннего трения между слоями воды. Первая из них отклоняет движущиеся массы воды в Северном полушарии вправо, а в Южном – влево от направления своего движения, обусловленного действием первичных сил. Это отклонение увеличивается от экватора к полюсам и тем больше, чем выше скорость движения частиц воды. Сила внутреннего трения замедляет движение масс воды. На границе раздела двух слоев, движущихся с разной скоростью, возникают вихри, видоизменяющие характер течения.

Течения различаются по ряду признаков. Наиболее важными из них являются периодичность, происхождение, устойчивость, расположение в толще воды, температура и соленость воды.

В зависимости от периодичности океанические (морские) течения делят на *периодические* и *непериодические*. Первые из них включают приливные течения, возникающие под влиянием приливообразующих сил в системах Земля – Луна и Земля – Солнце, вторые образуются под влиянием гидрометеорологических причин.

По происхождению непериодические течения подразделяются на плотностные, бароградиентные, стоковые, ветровые и дрейфовые.

Разделение океанических (морских) течений по степени устойчивости связано с изменчивостью вектора скорости и продолжительностью сохранения его в пределах одного направления. По этому признаку течения делят на *установившиеся* и *неустановившиеся*. Типичными установившимися течениями являются дрейфовые, неустановившимися – ветровые и бароградиентные.

**Установившиеся течения** характеризуются постоянством направления, сохранением средней скорости объема переносимых вод. Примером таких течений может служить течение западных ветров в Южном полушарии. Это течение ежегодно переносит вокруг Земли около 6 млн км<sup>3</sup>, или примерно два объема Средиземного моря.

В зависимости от расположения в толще морской воды течения подразделяются на поверхностные, глубинные и придонные.

*Глубинные течения* в океанах не соответствуют общей схеме циркуляции на поверхности Мирового океана. Об этом убедительно свидетельствуют результаты экспедиционных и теоретических исследований, выполненных советскими и американскими учеными в последние 35–50 лет. По обобщенным данным, в пассатной зоне стабильных течений в одной и той же точке обнаруживаются течения всевозможных направлений. Перестройка скоростного поля происходит с периодами от нескольких недель до 6 часов. Даже при спокойной поверхности океана в его толще всегда существуют внутренние волны с размахом по вертикали в несколько метров. Все это позволяет заключить, что имеющиеся карты океанических (морских) течений дают лишь приближенную картину их пространственного распределения. Она постоянно уточняется, дополняется и развивается, что дает возможность более эффективно изучать причины и закономерности климатических изменений на Земле и роль Мирового океана в формировании климата и погоды.

### **1.2.6. Геофизическая роль Мирового океана**

Мировой океан – основной *терморегулятор* Земли. Его тепловое влияние связано с большим запасом воды и ее высокой теплоемкостью.

Такая роль морей и океанов обусловлена одновременным сочетанием (гораздо более значительным, чем у суши) теплоемкости и тепловой инерции морей и океанов. Важное значение при этом имеет и то, что слои воды Мирового океана и материков обмениваются теплом с нижележащими слоями на существенно разную глубину. Твердые частицы на поверхности суши участвуют в теплообмене с окружающей средой (особенно нижележащей) только за счет молекулярной теплопроводности. Молекулы морских и океанических вод подвержены еще воздействию течений и волнений. Это приводит к передаче тепла на несколько десятков метров вглубь. Так как объем воды такого слоя в Мировом океане очень велик, то при высокой удельной теплоемкости он представляет собой огромный аккумулятор тепла. Рассеивание этого тепла идет очень медленно по сравнению с рассеиванием тепла с поверхности суши, где и сама аккумуляция его гораздо меньше.

Примерно три четверти нижней атмосферы непосредственно взаимодействует с Мировым океаном. Поэтому процессы, происходящие над океанической частью гидросферы, в значительной степени определяют формирование погоды над континентами. По существу океан является как бы аккумулятором энергии атмосферных процессов.

Мировой океан – *огромный дистиллятор*, основной источник влаги в атмосфере и на поверхности суши. С поверхности морей и океанов ежегодно испаряется около  $4 \cdot 10^{17}$  кг воды. По другим источникам, с поверхности океана ежегодно испаряется 505 тыс. км<sup>3</sup> воды – слой толщиной 1 395 мм [19]. При этом количество теплоты, выделяемое в атмосферу, достигает  $10^{24}$  Дж. Мировой океан является источником атмосферной влаги. Поверхностная плотность теплового потока из океанов вследствие испарения и теплообмена с холодной атмосферой составляет, по В. В. Шулейкину, около 1 185,8 Вт/м<sup>2</sup>. Если учесть площадь поверхности водной оболочки Земли, то станет ясно, что атмосфера в основном нагревается снизу Мировым океаном. Кроме того, большая тепловая инерция способствует выравниванию межгодовых и межсезонных колебаний теплового состояния атмосферы.

Огромное тепловое влияние Мирового океана на атмосферу можно проиллюстрировать сравнением изменений температуры воздуха в отдельных пунктах, расположенных примерно на одной широте. Например, на Атлантическом побережье Норвегии (60° с. ш.) средняя температура января составляет 1 °С, в то время как в Восточной Сибири на той же широте она ниже – 40 °С, а в центральных районах Северной Америки около – 30 °С.

Большая теплоемкость воды приводит к малым суточным колебаниям температуры воздуха над океанами и морями. В тропической зоне Атлантики они составляют 1,5 °С, а в районе 63–75° с. ш. – около 0,8 °С. Для этих широт суточные амплитуды температуры воздуха над материками в приземном слое атмосферы превышают 10 и даже 20 °С. Это означает, что океа-

ны и моря способствуют смягчению климата на планете в целом. Поэтому изменение соотношений площадей, занятых сушей и Мировым океаном на земном шаре, всегда сопровождается изменениями климата.

На поверхность всех морей и океанов в год выпадает 458 тыс. км<sup>3</sup> осадков, что соответствует слою воды толщиной 1 267 мм (испаряется слой воды 1 395 мм объемом 505 тыс. км<sup>3</sup>). С континентов в Мировой океан ежегодно поступает 47 тыс. км<sup>3</sup> воды – слой толщиной 128 мм. Наконец, ледовый сток в океан равен 1,4 тыс. км<sup>3</sup>. Таким образом, общий баланс Мирового океана в настоящее время положительный, что приводит к медленному *повышению его эвстатического* (медленного векового) *уровня*. За последние 60 лет это происходит *со скоростью 1,5 мм в год*.

Огромная роль Мирового океана заключается в его способности *регулировать содержание углекислого газа* в атмосфере. Такая способность океана обусловлена рядом процессов. Один из них заключается в том, что растворимость CO<sub>2</sub> в морской воде больше, чем любого другого газа атмосферного воздуха. При температуре 0 °С 1 дм<sup>3</sup> морской воды может поглотить из атмосферы 50 см<sup>3</sup> углекислого газа, а кислорода – только 8 см<sup>3</sup>. Фактически поглощение CO<sub>2</sub> морской и океанической водой гораздо больше. Дело в том, что часть молекул углекислого газа вступает в химическую реакцию с морской водой, образуя угольную кислоту H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>. Эта кислота претерпевает дальнейшие химические изменения (распад на ионы водорода и карбонат-ионы; последние связываются ионами кальция в нерастворимую соль CaCO<sub>3</sub>), в конечном итоге приводящие к образованию известковых пород на морском дне (гл. 4). Обе стороны этого единого процесса приводят к перекачиванию CO<sub>2</sub> из атмосферы в океан, а из океана в донные отложения – известняк. Скорость обмена углекислым газом между атмосферой и верхним слоем океана немалая: за год в нем растворяется около 10<sup>14</sup> кг атмосферного CO<sub>2</sub>. Это почти в 10 раз больше углекислого газа, образуемого при сжигании всех видов топлива. Поступление CO<sub>2</sub> из верхних слоев океана в глубинные происходит медленно. Поэтому способность Мирового океана своевременно регулировать концентрацию CO<sub>2</sub> в атмосфере не беспредельна. Она определяется наиболее медленным процессом – опусканием и перемешиванием океанических вод.

Велика тепловая роль на земле и океанических (морских) течений. Они являются генеральным поставщиком тепла в глобальном масштабе. Вместе с воздушными потоками они выравнивают температуру между полярными и тропическими широтами, при этом главенствующую роль играют течения. Насколько велико влияние течений на климат, можно судить по такому примеру. Восточное побережье Канады и западное побережье Европы расположены в зоне между 55 и 70° с. ш. Средняя годовая температура воздуха во всей зоне заключена в пределах 0 ... – 10 °С в первом случае и 0 ... – 10 °С – во втором. Объяснением служит тот факт, что канадское побережье омывается холодным Лабрадорским течением, а европейское – теплым Гольфстримом. В результате продолжительность безморозного

периода на рассматриваемых побережьях различается в 2,5–3,5 раза.

В целом Мировой океан и океанические (морские) течения – это факторы, постоянно участвующие в формировании климата и погоды. Их влияние проявляется по разному: непосредственный обмен теплом на границе атмосфера – океан, излучение поверхностного слоя воды, испарение воды и последующие преобразования влаги в воздушной оболочке Земли. Все эти процессы тесно связаны с движением и теплопереносом планетарного пограничного слоя атмосферы.

### *1.2.7. Практическое значение океаносферы*

Моря и океаны, покрывающие почти 3/4 поверхности нашей планеты, таят неисчерпаемые запасы органических и минеральных богатств, которые могут быть поставлены на службу человеку. По подсчетам ученых, вес живого населения морей и океанов, которое может быть использовано для получения белка, составляет около 35 млрд т.

В морской воде содержатся в растворенном состоянии почти все известные химические элементы. Суммарное их количество, заключающееся в воде Мирового океана, очень велико. Так, количество растворенного в морской воде золота оценивается в 8 млн т, серебра – в 164 млн т, молибдена – в 800 млн т, йода – в 80 млн т. Колоссальные минеральные богатства заключены в донных осадках на дне океанов.

Исследованиями советского океанографического судна «Витязь» установлено, что на огромных пространствах океанического дна в обилии встречаются железомарганцевые конкреции, содержащие различные редкие элементы. По произведенным подсчетам, общая масса этих конкреций для одного только Тихого океана составляет около 100 млрд тонн. Содержание в них редких элементов в миллионы раз превышает их концентрацию в морской воде. Подсчитано, например, что в конкрециях на дне океанов содержится кобальт в количестве примерно 1 млрд т, т. е. в тысячу раз больше, чем установленные мировые запасы этого элемента на суше.

В настоящее время природные богатства морей и океанов почти не используются. Даже пищевые ресурсы моря используются в малом масштабе. Весь мировой улов морских организмов (из которых 90% приходится на долю рыбы) составляет всего около 40 млн т, т. е. 0,11% всей биомассы Мирового океана. Что же касается минеральных ресурсов, то пока непосредственно из моря добывается только нефть (в России – прибрежные части Каспийского моря, Сахалин; в США – Мексиканский и Калифорнийский заливы). Однако проблема использования минеральных богатств моря в настоящее время становится все более актуальной, несмотря на технические трудности, связанные с их извлечением.

Особенно перспективно извлечение элементов из морских организмов, обладающих способностью концентрировать их в своем теле. Таким

путем извлекаются, например, йод, накапливающийся в морских водорослях – ламинариях. Раковины моллюсков (например, мидий), используют для обогащения пищевых добавок кальцием. Некоторые беспозвоночные (многощетинковые черви, асцидии, лангусты и др.) концентрируют в своем теле редкие элементы – кобальт, ванадий. У асцидий, например, ванадий накапливается в крови в концентрации, в миллиарды раз превышающей содержание его в морской воде.

Освоение минеральных ресурсов моря – одна из важнейших задач, которая стоит перед человечеством. Можно отметить, что и сама вода, несомненно, будет играть в будущем немаловажную роль. Уже сейчас на судах используются опреснители морской воды. Успешное использование подобных установок в более мощных масштабах приведет к возможности использования морской воды для питья и хозяйственных нужд, что будет иметь огромное значение для многих безводных районов.

Поскольку роль океана необычайно велика в жизни Земли и людей, очень важно знать о нем как можно больше.

### ***1.2.8. Исследование океана***

Мировой океан покрывает 70% земной поверхности, а его средняя глубина составляет 4 км. Это ничтожно малая величина по сравнению с общей длиной земного радиуса, но вполне достаточная для того, чтобы сделать дно Мирового океана недосягаемым для непосредственных исследований обычными геологическими методами. Основным препятствием служит толща воды, скрывающая рельеф и геологический облик дна океана. Поэтому при его изучении применяют преимущественно дистанционные методы исследования. Лишь в последние 20–25 лет для непосредственного визуального наблюдения за особенностями рельефа и геологического строения дна морей и океанов стали использовать подводные обитаемые аппараты (ПОА). Появление ПОА стало подлинным символом нового этапа в развитии морской геологии. Они способны совершать погружения в автономном режиме на большую глубину. Их экипаж включает гидронавтов – пилотов и наблюдателей. Первые обеспечивают управление ПОА, вторые – выполнение научной программы.

ПОА представляют собой замкнутую обитаемую сферу, состоящую из особо прочного корпуса и системы жизнеобеспечения. Аппарат снабжен двигателями для перемещения под водой и балластными камерами для закачки и откачки воды. С помощью двигателей экипаж осуществляет передвижение аппарата над дном, мягкую посадку на грунт, преодоление препятствий, задний ход, развороты, зависание над заданной точкой или на определенной глубине в толще воды.

В зависимости от прочностных свойств корпуса и возможностей системы жизнеобеспечения выделяется несколько типов ПОА. Одни предназна-

ны для работ на шельфе, в основном для осмотра опор платформ, трубопроводов и иного оборудования, другие – для проверки состояния подводных кабелей, проложенных как на шельфе, так и в пределах континентального склона, трети – для исследования глубоководных участков океанского дна и поисково-спасательных работ в открытом океане. Соответственно эти аппараты рассчитаны на погружения от 200–600 до 2 000–6 000 м.

Всего, по данным А. М. Сагалеви́ча, к концу 80-х гг. было построено и эксплуатировалось 103 ПОА, из них большинство (около 70%) предназначены для работ на шельфе и в верхней половине континентального склона (глубины до 600 м) [57]. Лишь несколько ПОА применялись для выполнения геологических исследований на дне. Среди них такие, ставшие уже легендарными, аппараты, как «Сиана» и «SM» (Франция), «Алвин» и «Си Клифф» (США), способные погружаться на глубину до 6 000 м. Затем для работ в том же диапазоне был перестроен и «Алвин». Подводная лодка, способная достигать глубины 6 500 м, была построена в Японии. Это связано с возможной разработкой в ближайшем будущем глубоководных железомарганцевых конкреций, залежей сульфидов и других полезных ископаемых.

В Советском Союзе в конце 80-х гг. использовались для геологических исследований на дне океана три погружаемых обитаемых аппарата: «Аргус», «Пайсис-VII» и «Пайсис-XI». Если глубина рабочих погружений «Аргуса» не превышает 600 м, то «Пайсисы» могут работать на глубинах до 2 000 м. В 1986 г. были построены два новых аппарата «Мир», способные погружаться до 6 000 м, что сделало доступным для исследований огромные площади дна Мирового океана.

Из-за ограничений по глубине «Пайсисы» использовались в основном при исследованиях рифтовых зон на Байкале, в Красном море, Аденском заливе, районах подводного хребта Рекьянес в Атлантике, в Калифорнийском заливе и др.

До середины XX в. единственными средствами геологического исследования дна морей и океанов были грунтовые трубки, дночерпатели и драги. Позже в практику геологических исследований были широко введены различные геофизические методы: сейсмический, гравиметрический, геотермический, магнитометрический и др.

Основной способ измерения глубин – *эхолотирование*. Обычно используют ультразвуковые однолучевые эхолоты с частотой 9–20 кГц и величиной угла при вершине эффективного конуса излучения 30°. Для регистрации глубин применяют прецизионные самописцы типа «Ладога» и ФАК с автоматической непрерывной записью. Суть метода заключается в том, что с борта судна посылается вниз звуковой сигнал, который, отразившись от дна, возвращается обратно (рис. 6) [19]. Глубина моря  $H$  определяется по формуле

$$H = (T/2)v,$$

где  $T$  – время распространения звуковой волны;  
 $v$  – скорость распространения звука в воде.

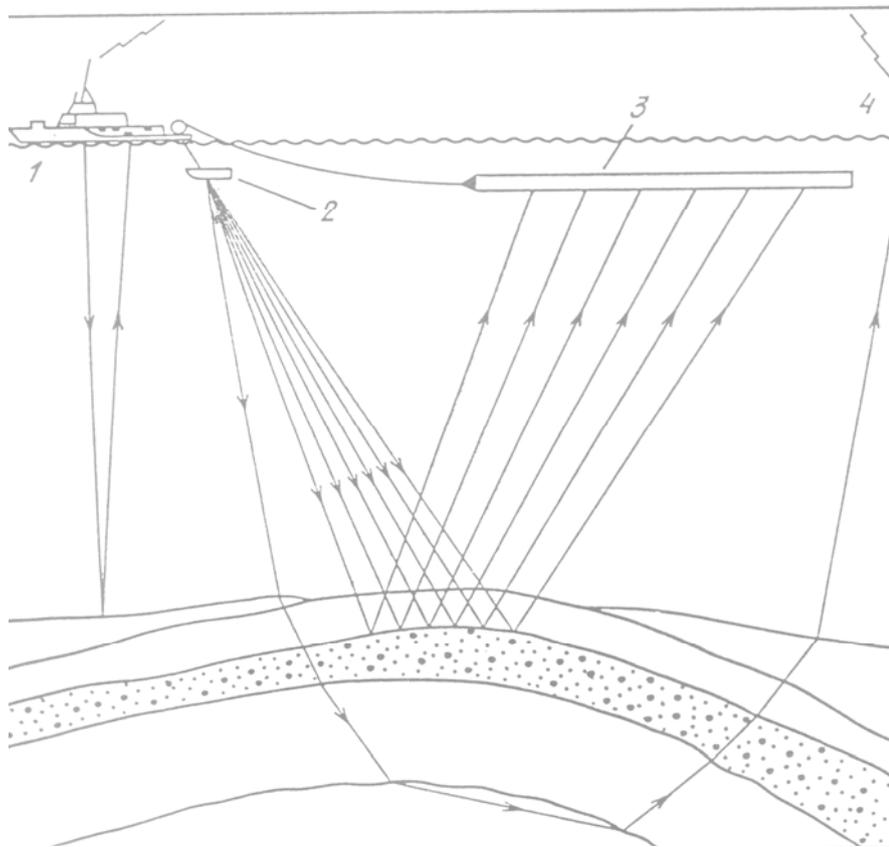


Рис. 6. Схема эхолотирования и сейсмического зондирования морского дна:  
1 – эхолот; 2 – пневмоизлучатель; 3 – многоканальный индикатор;  
4 – радиогидроакустический буй

Последняя величина зависит от солености воды, давления и температуры. Например, в поверхностных водах она равна 1 410 м/с, а в придонных – 1 530 м/с. Истинный профиль дна отличается от его изображения на эхолограмме, так как траектория звукового луча отклоняется в морской воде от расчетной. Для устранения этого эффекта используют специальные поправочные таблицы Мэттьюза. Полученные данные обрабатывают с помощью находящихся на борту ЭВМ, которые строят профиль дна в постоянном линейном масштабе (1 см по горизонтали – 10 миль, 1 см по вертикали – 500 м).

Геологическая информация при применении грунтовых трубок и дночерпателей ограничивалась лишь самым поверхностным слоем морского дна на небольших глубинах. Усовершенствованные трубки могли добывать грунт с глубин 20–30 м, однако этого было недостаточно [19]. Геологов интересовали породы, залегающие на большой глубине, а главное – возможность исследовать породы земной коры океанов.

Начало фундаментальному исследованию Мирового океана положи-

ло плавание английского судна «Челленджер». Более 125 лет назад это научно-исследовательское судно вышло из Портсмута, и провело в океане почти 3,5 лет, проделав путь около 70 000 миль. В результате исследований были заложены основы океанографии и промерены глубины всех океанов, кроме Северного Ледовитого. Открытия, сделанные во время плавания «Челленджера», стоят в одном ряду с великими морскими открытиями XV–XVI вв.

Научный персонал осуществлял промеры глубин, драгирование и траление, определял температуры океанических вод на разных глубинах, изучал атмосферные и метеорологические явления, направления и скорости поверхностных и глубинных течений. В процессе драгирования на борт судна поднимались со дна образцы грунтов и горных пород, растения и животные.

Результаты экспедиции были опубликованы в виде официального отчета и составили 50 томов. Два тома содержат основные научные результаты, в двух других даны описания плавания, а остальные представляют собой монографии, написанные ведущими учеными того времени: Т. Г. Гексли, А. Агассисом, Г. Н. Мозли, Э. Геккелем и др.

Экспедицией «Челленджер» впервые были обнаружены 715 новых родов и 4 417 новых видов живых существ. Экспедиция заложила основу исследования дна Мирового океана.

Развитие советской океанологии и морской геологии тесно связано с развитием отечественного экспедиционного флота. История его началась с научного судна «Персей». Флот создавался сразу же после окончания гражданской войны. В 80-х гг. отечественный экспедиционный флот насчитывал более 70 кораблей науки. Научно-исследовательские суда, оснащенные самыми совершенными приборами, изучали биологию, химию и гидрологию Мирового океана, глобальные и региональные климаты и погоду, геологию морского дна и т. д.

В СССР океанология стала особенно интенсивно развиваться с 1949 г., когда в свой первый экспериментальный рейс в Черное море вышло легендарное научно-исследовательское судно «Витязь» – в то время крупнейшее в мире судно водоизмещением 6 тыс. т., плавучий институт, в котором одновременно в каждом рейсе работали 60–90 ученых и действовали лаборатории. Зарубежные исследователи того времени лишь набирали материал в рейсах, а обрабатывали его на берегу. Затем «Витязь» был направлен на Дальний Восток, где в течение 30 лет исследовал дальневосточные моря, Тихий и Индийский океаны, в результате чего были собраны и обработаны уникальные материалы по гидрологии, гидрохимии, биологии, ихтиологии и геологии. С этим судном связана разработка двух крупнейших проблем: исследование биологии и батиметрии Тихого океана и изучение геологии глубоководных впадин. Экспедициями «Витязя» были открыты и изучены подводные горные страны, протяженные подводные хребты, обширные долины и глубокие впадины. На карте Тихого океана появились возвышенности Обручева, желоб и гора

«Витязь», подводные хребты Академии наук СССР и Богорова, горы Макарова, Вавилова, Исакова, Папанина, Ширшева, Гагарина, Титова и др. Был обследован Мариинский желоб и зафиксирована его максимальная глубина – 11 023 м [40–42, 74]. На борт «Витязя» были подняты пробы со дна Курило-Камчатского желоба.

В 1966 г. отечественный экспедиционный флот пополнился новым современным научно-исследовательским судном «Академик Курчатов», который принял эстафету у прославленного «Витязя». На его счету множество научно-исследовательских рейсов в самые разные регионы Мирового океана, где проведен широкий комплекс исследований: магнитометрическая и гравиметрическая съемки дна Мирового океана, глубинное сейсмическое зондирование, определение теплового потока, исходящего из дна, регистрация подводных землетрясений, траление и драгирование океанического дна.

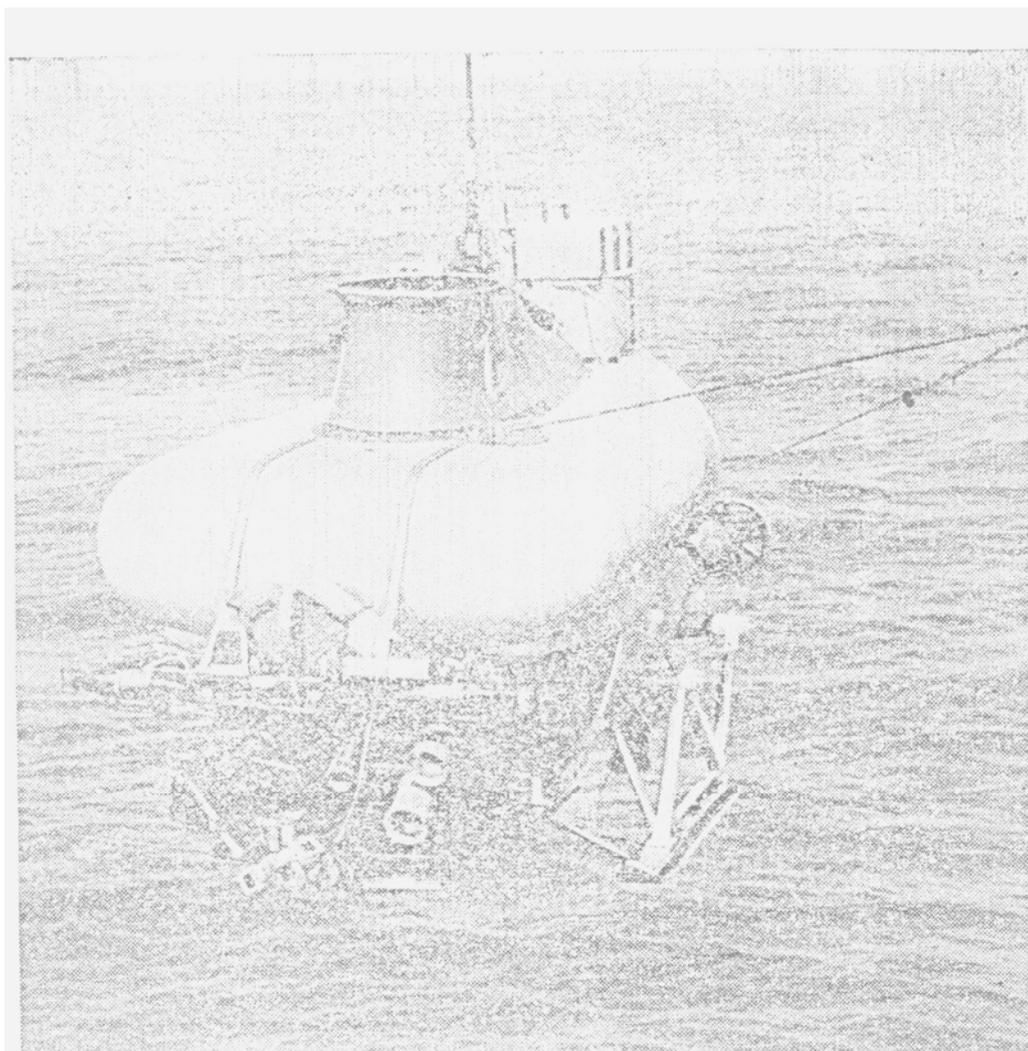
Качественно новым этапом работы «Академика Курчатова» явился 30-й экспедиционный рейс в 1979 г. На борту корабля находился подводный обитаемый аппарат «Пайсис» (рис. 7), рассчитанный на экипаж в составе трех человек – гидронавтов и наблюдателей, имеющий обзорную сферу 2 м с таким же диаметром, как на космических кораблях. Аппарат может совершать длительные подводные экскурсии (18–20 часов) в автономном состоянии на различных глубинах. Установленные на его борту мощные светильники выхватывают из вечного мрака глубин удивительные ландшафты морского дна. Предельная глубина опускания «Пайсиса» составляет 2 000 м.

«Пайсис» снабжен многочисленными приборами для измерения физических и химических свойств морской воды, двумя компьютерами, фотокамерой и телевизионной установкой. Исследователи не только могут визуально изучать морское дно и склоны подводных долин, но и отбирать нужный образец и даже отламывать образцы пород, слагающих различные геологические структуры, с помощью специальных приспособлений – механических рук (манипуляторов). Через систему камер всего за несколько минут образец горной породы оказывается в руках геологов. Предусмотрен специальный накопитель, куда помещаются взятые образцы. Общий вес их определяется запасом плавучести аппарата. В комплект оборудования входит небольшой керноотборник. С его помощью геолог может взять колонки коренных пород длиной до 20 см, если отломать образец не удастся.

При длине 6,5 м и ширине 3,5 м «Пайсис» легко входит в крутые трещины на дне (шириной не менее 8 м). За время погружений «Пайсиса» в Красном море в начале 80-х гг. (а их было 26) записаны видеоманитофонные фильмы, сделано более 700 фотографий, собрано почти 600 образцов горных пород общей массой около 1 т. Впечатляют глубина погружений, количество уникальных научных материалов и число научных открытий.

С помощью автономных подводных аппаратов изучаются глубины,

эпиконтинентальные моря и внутриконтинентальные водоемы. Так, с борта «Пайсиса» было изучено дно самого уникального на Земле пресноводного водоема – озера Байкал, в пределах которого располагается крупная рифтовая долина, очень похожая на Красноморскую. Здесь идут процессы, очень похожие на те, которые происходят в пределах срединно-океанических хребтов. Некоторые ученые предполагают, что Байкальский рифт, как и рифты Восточной Африки, в отдаленном будущем в результате растяжения превратятся в глубочайшие впадины.



*Рис. 7. Подводный аппарат «Пайсис» [57]*

Благодаря ПОА специалисты увидели истинный облик морского дна, неповторимые подводные ландшафты, уникальные образования вроде вулканических холмов, гряд и многое другое. Они стали свидетелями реально происходящих геологических процессов: выделения гидротерм и вулканических газов, осаждения взвеси из воды, появления биотурбаций на поверхности осадка.

Уникальны наблюдения, сделанные гидронавтами на границах водных масс с различной плотностью. Приближаясь к такой границе раздела,

пилоты ошибочно принимали ее за поверхность дна. В других случаях они наблюдали волны и мелкую рябь, бегущую по поверхности раздела двух сред. На каждой из них гидронавты наблюдали скопления частиц взвеси, которые из-за своего малого веса не могли проникнуть вниз и таким образом не падали на дно [57]. В Красном море пилоты пытались посадить «Пайсис» на дно рассольной впадины, где формируются металлоносные илы. Для этого потребовалось значительно утяжелить аппарат с помощью дополнительного балласта. Однако рассол каждый раз выталкивал аппарат вверх.

### 1.2.9. «Черные и белые курильщики»

Состав воды на больших глубинах исключительно устойчив и меняется от района к району очень незначительно. Поэтому, когда в пробах воды, взятых придонными батометрами, выявлялись резкие аномалии в содержании кислорода или других элементов и соединений, специалисты оценивали такие результаты как явно ошибочные, объясняя это плохой подготовкой батометров или другими причинами. Подобные случаи не учитывались при составлении карт и редко попадали в отчеты. В 70–80-х гг. удалось установить, что аномалии в глубинных водах свидетельствуют об интереснейшем классе явлений, обусловленных гидротермальной деятельностью. На дне океанов были обнаружены мощные подводные гейзеры, выбрасывающие горячую воду высотой в десятки и сотни метров. В 1977 г. их впервые наблюдали гидронавты аппарата «Алвин», выполнившие серию погружений в районе Галапагосского рифта на глубину 2–2,5 км.

Все началось с глубоководного траления в одной из впадин этого рифта, когда с глубины 2 400 м был поднят необычайный улов: большое количество желтых медуз, моллюсков в толстостенных раковинах, креветок и рыб нескольких видов. Удивительным был сам факт существования в полной темноте при огромных давлениях и, как выяснилось позже, при сероводородном заражении сообщества морских организмов, обычно питающихся фито- и зоопланктоном. Но как раз планктон на этих глубинах отсутствовал. Самым неожиданным было то, что глубоководный трал захватил гигантских существ, напоминающих червей. Они находились в блестящих белых трубках длиной 1–2 м и диаметром 2–3 см, напоминавших обрезки огородного шланга. Из трубок торчали красные щупальца. Эти ранее неизвестные науке организмы были названы *вестиментиферами*.

В район, где были обнаружены столь необычные скопления живых существ, в 1977 г. отправилась новая экспедиция. Опустившись на дно на подводном обитаемом аппарате «Алвин», геологи впервые смогли наблюдать пойманных в предыдущем рейсе животных в естественных условиях. Оказалось, что удивительные сообщества обитают вокруг горячих гейзеров, выбрасывающих из трещин в молодых базальтах не только горячую воду, но и большое количество темного взвешенного вещества, концентрации которого, по данным советских исследователей, могут достигать

200 мг/л. У выходов на дне мощных гидротерм сформировались подводные курганы разнообразной высоты и формы. Они сложены веществом, выносимым на поверхность гидротермами, в основном сульфидами – продуктами *выщелачивания* базальтов горячей морской водой. Черные фонтаны, насыщенные тончайшими коллоидными веществами, вздымаются наподобие огромных султанов над подводными холмами. При контакте с холодной морской водой из горячих гидротерм (их температура может достигать 350 °С) выделяется масса тончайших частиц, главным образом сульфидов металлов. Они оседают вниз, словно пеплом покрывая окрестности подводного гейзера и наращивая холмы, курящиеся как печные трубы. Такие гейзеры, постоянно выбрасывающие на дно большое количество рудного и другого вещества, получили название «*черных курильщиков*».

Существуют и так называемые «*белые курильщики*» – фонтаны осветленных гидротермальных вод, не насыщенные рудными компонентами. Температура их значительно ниже, поэтому они не так агрессивны по отношению к породам океанической коры, как гидротермы. «*Белые курильщики*» создают трубководные постройки, сложенные рыхлым, пористым материалом. Вокруг них обитают червеподобные существа, близкие по строению к полихетам. Эти животные могут вылезать и возвращаться в трубки, в которых они обитают.

В конце 1986 г. советские и мексиканские ученые на судне «Академик Мстислав Келдыш» провели тщательное обследование рифтовой зоны в Калифорнийском заливе, а затем на подводном хребте Хуан-де-Фука. В этих районах благодаря использованию аппаратов «Пайсис» было изучено большое количество подводных насыпных построек, отобрано значительное количество образцов сульфидных руд и других осадков, собрана богатая коллекция уникальной фауны гидротерм. В Калифорнийском рифте, по свидетельству А. П. Лисицына, находятся сульфидные постройки, напоминающие причудливые башни [40]. Самая крупная из обследованных с помощью «Пайсисов» башня возвышалась над поверхностью дна на 55 м. Локаторы бокового обзора зафиксировали башни высотой до 100 м. Рудоносный дым поднимался над башнями на 100–150 м. Основания построек засыпаны рыхлым осадком, поэтому общая их высота составляет несколько сот метров. Склоны курганов, вода над которыми прогрета от 20 до 40 °С, кишат в основном вестиментиферами. Обитающие здесь двустворчатые моллюски достигают размеров обеденного блюда, причем вырастают до такой величины всего за два – три года.

Присутствие на дне рифтовых долин «*черных курильщиков*» определяется по аномалиям газов в пробах воды из придонной толщи.

Обычно сульфидные башни встречаются группами. Так, в Калифорнийском заливе на площади 14 км<sup>2</sup> советские геологи обнаружили более 70 построек различной величины и формы. Тщательное изучение рудного вещества, из которого они сложены, дало поразительные результаты: на 50–60% оно состояло из цинка. В примеси входили медь (иногда в до-

вольно большом количестве), свинец, сурьма и мышьяк.

Калифорнийский залив – область с высокой биологической продуктивностью поверхностных вод. Рифтовая зона находится в непосредственной близости от континента, откуда выносятся большое количество терригенного материала. Поэтому даже в рифтовой зоне, к которой приурочены сульфидные постройки, скорость накопления осадков довольно велика. Как правило, осадки представлены тонкозернистыми глинистыми алевритами, обогащенными органическим веществом. Интересно, что под воздействием горячих гидротерм в осадках резко ускоряются процессы нефте- и газообразования. Обычно они реализуются в глубоких слоях осадочной толщи – там, где господствуют температуры порядка 80–120 °С. В Калифорнийском заливе, в районе действия гидротерм, генезис нефтяных и газообразных углеводородов протекает в поверхностных горизонтах плаща осадков. По существу здесь происходит термолиз рассеянного органического вещества под влиянием горячих растворов. По свидетельству А. П. Лисицына, куски сульфидной руды, отломанные от выступов подводных башен, часто пропитаны нефтеподобными субстанциями [40]. Они загораются от спички и горят дымным пламенем. На дне же рифтовой долины гидронавты наблюдали мощные газовые факелы. Таким образом, наряду с рудообразованием здесь активно протекают и процессы нефтеобразования.

Одна из загадок гидротерм – связанная с ними жизнь. Это подводное царство совершенно уникально. Действительно, в *основе всего живого на Земле* вот уже сотни миллионов лет лежит **фотосинтез**, т. е. *преобразование солнечной энергии*. Сохранились, конечно, бактерии, живущие за счет хемосинтеза. Их много в болотах, озерах, почве. Есть они в морских и океанических осадках. Однако нигде не возникал на этой основе такой сложно построенный и замкнутый органический мир, какой характерен для подводных гидротерм. Животные, встречающиеся здесь в изобилии, существуют за счет уникальных сульфатредуцирующих бактерий, способных окислять сероводород до сульфатов, и метановых бактерий. Они обитают непосредственно в горячей воде подводных гейзеров при температуре 100–150 °С, что представляет абсолютный рекорд для существ, живущих на нашей планете. Условия симбиоза этих бактерий и вестиментифер, не имеющих кишечного тракта, еще не выяснены до конца.

По мнению академика РАН А. П. Лисицына, до начала 90-х гг. отечественная океанология занимала лидирующее положение в мире. В 60–70-е гг. Институт океанологии имел в своем распоряжении 6 больших научных кораблей (в их числе НИС «Академик Мстислав Келдыш», на Камчатке – «Морской геолог», «Вулканолаг» и др.) В морских лабораториях одновременно работали 300–400 ученых: собирали материал, обрабатывали его, принимали решение и сразу же передавали результаты на Землю. Ныне российская методика принята во всем мире. В частности, по

ней работает немецкий лабораторный корабль «Полярштерн».

Отечественными учеными были сделаны революционные открытия [7, 8, 25, 26, 38, 40 – 42, 57, 73], а именно:

1) исследована поверхность океанического дна: гигантские подводные хребты, горы, разломы (впадины);

2) открыто уникальное явление – срединно-океанические хребты на дне океанов, не имеющие аналогов на континентах по протяженности (60 тыс. км) и строению (одинаковые во всех океанах, с особенной формой: по бокам – крутые склоны, а в середине – глубокие ущелья глубиной 1–2 км);

3) поскольку на дне таких ущелий происходят извержения вулканов и выходы гидротерм (горячих растворов с температурой до 400 °С, обогащенных металлами), то здесь, иначе говоря, происходит современное рудообразование, изучение которого позволило иначе взглянуть на известные месторождения полезных ископаемых на континентах, в частности на Урале, Алтае, и изменить методы поиска новых месторождений;

4) в срединно-океанических хребтах обнаружено раздвижение дна океана (1–16 см в год в разных частях океанов), что подтверждается наблюдениями со спутниковых систем; если эти сантиметры умножить на тысячи и миллионы лет во времени, то можно восстановить движение материков;

5) представлена история океана в результате изучения донных осадков;

6) с помощью подводных аппаратов «Пайсис» и «Мир» удалось погрузиться в ущелья срединно-океанических хребтов, кратеры подводных вулканов, исследовать черные гидротермальные факелы высотой 500–1 000 м, состоящие из мельчайших кристаллов рудных минералов и вылетающие из рудной постройки высотой 70–80 м;

7) в районе «черных курильщиков» обнаружена другая форма жизни: не на основе фотосинтеза (от солнечной энергии) – как на поверхности Земли и поверхностных слоях океана, а на основе хемосинтеза, когда с помощью хемосинтезирующих бактерий перерабатываются сероводород и метан;

8) обнаружено огромное количество вещества, поступающего из глубин Земли с помощью вулканов на дне океана; масштабы вулканизма в десять раз больше, чем на континентах; многие элементы приносятся из глубин земной коры (например, железомарганцевые руды);

9) над разломами срединно-океанических хребтов происходит циркуляция воды: холодная вода входит в них и отдает ионы  $Mg^{+2}$  и  $SO_4^{-2}$ , нагревается на контакте с лавами и потом осаждаёт полиметаллы на конусах – это гигантский природный химический реактор, который работает при гигантских давлении и температуре и перерабатывает морскую воду, являющуюся полезным ископаемым (в 1 л воды находится 1/10 000 г взвешенного вещества);

10) открыто явление биофильтра на границе река – море: взвеси в коллоидном состоянии и другие растворенные загрязняющие вещества,

выносимые реками с континентов в море, взаимодействуют с морской водой как с электролитом, в результате чего происходит сначала осаждение крупных частиц, а затем коллоидные частицы коагулируют и захватывают растворенные элементы, переводя их в донные осадки; вода просветляется и создаются условия для развития фитопланктона; последний забирает те элементы, которые прошли первые фильтры; далее, фитопланктон (диатомовые водоросли и др.) служит пищей зоопланктону, тот отфильтровывает воду дальше – это «противогаз» Земли с тремя ступенями защиты, который надет на устье каждой реки, на великие очистные реки Сибири – Лену, Обь, Енисей; 93% взвесей осаждаются в устьях рек – в этих фильтрах накапливаются залежи нефти и газа;

11) сформировано новое представление об осадочном процессе (распределении донных осадков): основная часть осадочного вещества накапливается на краю крутого материкового склона высотой 3 000–4 000 м на границе стыковки двух типов коры (континентальной и океанической), которая прикрыта громадной толщей донных осадков (10–20 км); отложения устьев рек накапливаются на шельфе и бровке шельфа (100–200 м) – это рыхлый материал; в результате понижений уровня моря рыхлый материал сбрасывается, как бульдозером, с шельфа волновыми течениями – это явление А. П. Лисицын назвал «лавиной седиментацией» двух уровней (первый – отложения устьев рек, второй – отложения постоянного хранения осадочного вещества) [40];

12) установлено, что в результате биохимических процессов  $\text{CO}_2$  в океане в 50–60 раз больше, чем в атмосфере; в океане существует углекислотный баланс, и хотя человеческая цивилизация загрязняет Землю, но увеличение количества углекислого газа мало связано с антропогенной деятельностью (масштабы несопоставимы);

13) в рейсах «Гломара Челленджера» участвовали российские ученые.

Актуальность проблемы изучения недр, скрывающихся под водами Мирового океана, связана с бурным ростом промышленности и резким увеличением разных видов минерального сырья. Особенно усилилось изучение океанического дна после того, как было установлено, что многие месторождения нефти и газа, расположенные на суше, продолжают существовать в акваториях прилегающих морей.

В начале 60-х гг. были проведены первые буровые работы в пределах глубин, не превышающих 200 м (в основном 100–120 м). Благодаря этому открыты нефтяные месторождения на дне арктического шельфа Аляски, в Северном море и у берегов Индонезии. Бурение проводилось преимущественно со стационарных платформ, бетонные основания которых устанавливались на дно. В это время возник вопрос о необходимости проведения соответствующих исследований и глубоководного бурения в отдельных частях океанов, что связано с изучением строения земной коры и ее эволюции.

Для осуществления программы глубоководного бурения в океане

(deep-sea drilling project), составленной в Океанографическом институте Скрипса при Калифорнийском университете США, необходимо было решить несколько сложнейших инженерных и навигационных задач. Во-первых, научиться спускать и поднимать колонны буровых труб длиной в несколько километров в условиях волнения и океанической зыби. Во-вторых, создать систему, допускающую повторное попадание всей колонны и бурильного инструмента в устье скважины. В-третьих, обеспечить судно системой двигателей, способных удерживать его над точкой бурения с минимальными отклонениями, так как уход его в сторону за пределы нескольких десятков метров грозил скручиванием и отрывом буровой колонны. Последняя задача потребовала разработки новой, высокоточной системы ориентации и привязки, которую в открытом океане смогли обеспечивать сначала спутники, а впоследствии гидроакустические маяки, установленные на дно в окрестностях точки бурения. И те, и другие должны были достаточно часто показывать координаты судна на бортовую ЭВМ. После решения всех технических проблем первое буровое судно, оснащенное ЭВМ и системой спутниковой навигации (обеспечивает местонахождение с точностью  $\pm 50$  м), вышло в море. В честь знаменитого предшественника, положившего начало научным изысканиям в океане, судно назвали «Гломар Челленджер». В 1968 г. его спустили на воду, после чего начались работы по проекту глубоководного бурения (рис. 8).

«Гломар Челленджер» является буровым судном с длиной по ватерлинии 135 м, водоизмещением 10 500 т, научным персоналом в количестве 29 человек. На нем имеется шесть лабораторий: литологическая, геохимическая, химии органического вещества, микропалеонтологическая, петрографическая и фотографическая. На судне имеются испарители производительностью до 50 т воды в сутки. Запас топлива и продовольствия позволяет находиться в открытом море в течение трех месяцев.

В средней части судна находится 47-метровая буровая вышка. Подъемное устройство, смонтированное на буровой установке, имеет грузоподъемность 500 кг. На верхней палубе располагается склад для буровых труб длиной 10 тыс. м.

В первые годы буровое оборудование не обеспечивало проходку очень крепких пород, в частности горизонтов кремней, достаточно распространенных в верхней части осадочного чехла абиссальных котловин. Поэтому глубина проходки скважин не превышала нескольких сот метров. В первых рейсах «Гломара Челленджера» исследователи предпочитали бурить те участки океанического дна, где мощность осадочного чехла относительно невелика: районы срединно-океанических хребтов и прилегающих к ним абиссальных котловин.

Позднее, в 1970 г., была смонтирована система повторного ввода в скважину инструмента из сканирующего сонара, конуса диаметром 5 м и системы установки буровой трубы. Местонахождение конуса определяется с помощью расположенного на конце буровой колонны приемника-

передатчика сканирующего сонара. Для получения керна без подъема и разбора колонны бурильных труб внутри нее опускают на тросе грунтонос длиной 9 м. Бурение проводится при глубине моря до 6 км, а глубина само

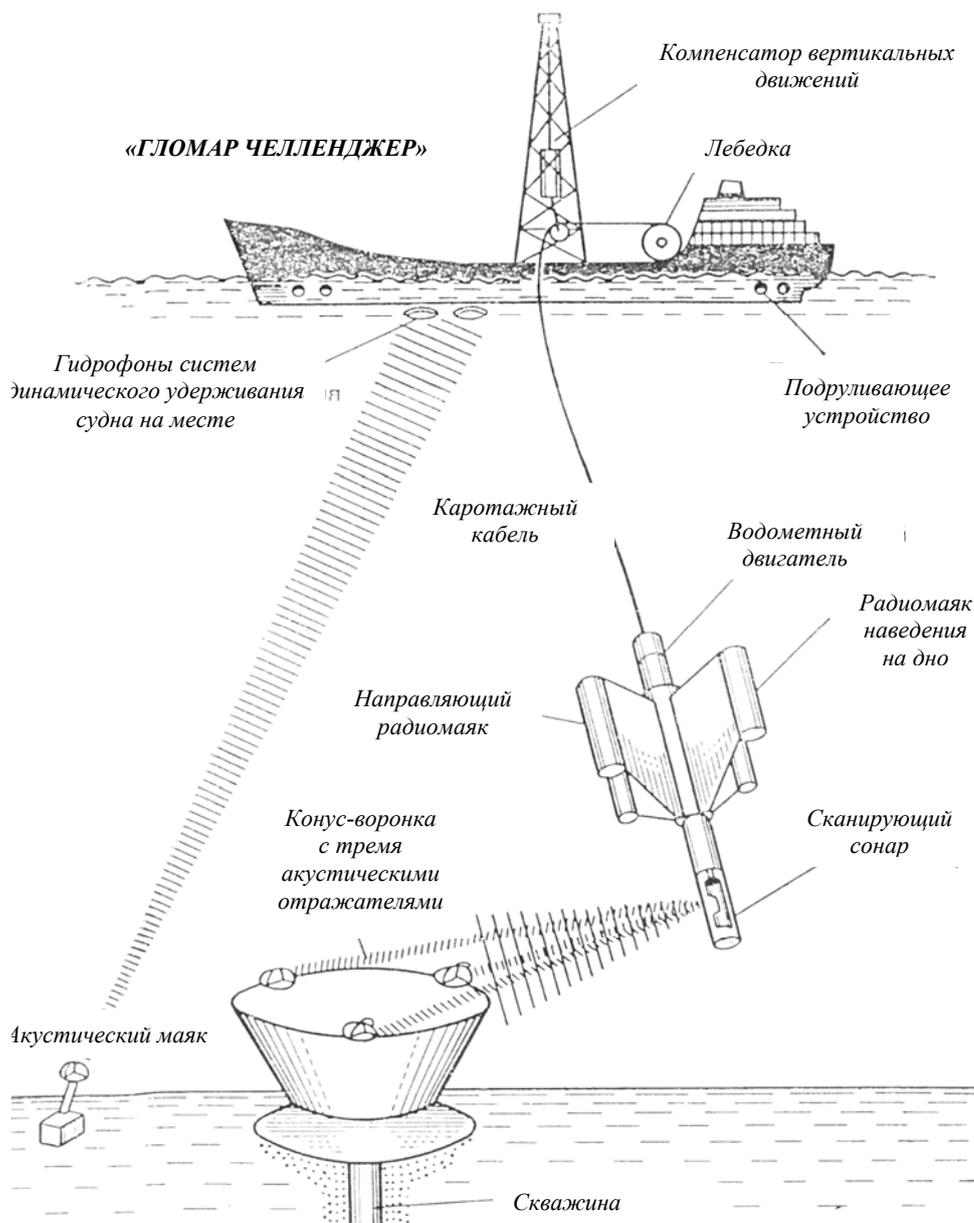


Рис. 8. Схема бурения и навигации научно-исследовательского судна «Гломар Челленджер»

К концу 1971 г. пробурено около 200 скважин в различных районах Мирового океана. Главным результатом этой гигантской работы стало подтверждение основных мобилистских идей. Очень скоро проект глубоководного бурения приобрел международный статус. В соответствии с межправительственным соглашением и другими документами, регулировавшими научный обмен между СССР и США, во многих рейсах «Гломара Челленджера» участвовали советские ученые: морские геологи, геохимики, океанологи, литологи, другие специалисты, в том числе такие известные исследователи, как А. П. Лисицын, П. П. Тимофеев, В. А. Кра-

шенинников, И. О. Мурдмаа, Ю. А. Богданов и др.

С борта «Гломар Челленджер» было пробурено около 1 000 глубоководных скважин, получен уникальный керн, позволивший впервые изучить строение и вещественный состав глубинных горизонтов океанской литосферы.

Научная кооперация на борту «Гломара Челленджера» и в послерейсовые периоды обработки полученных материалов принесла важные научные плоды. Уровень лабораторного исследования и интерпретации материалов оставался в течение многих лет неизменно высоким, а их результаты публиковались спустя год после завершения очередного рейса.

В последние годы на смену этому научно-исследовательскому судну пришло другое буровое судно американского производства – «Джойдес Резолюшн», совершившее в 1988 г. свой 122-й рейс в Индийском океане.

В настоящее время дно Мирового океана становится объектом активных поисков и эксплуатации разнообразных минеральных ресурсов. На его шельфе разрабатываются месторождения нефти и газа, добывается россыпное золото, кассетерит, монацит, алмазы и другие минералы, создаются технические средства для добычи железомарганцевых конкреций и сульфидных руд с глубины 6–7 км.

Человек вступает в следующий этап освоения Мирового океана, характеризующийся вовлечением его минеральных богатств в активную разработку. Это ставит перед ним сложные технические проблемы, но и накладывает обязательства по сохранению Мирового океана как единой и чрезвычайно важной для нашей планеты экосистемы.

### Контрольные вопросы

1. Что такое гидросфера?
2. Охарактеризуйте количественное содержание воды в различных составляющих частях гидросферы.
3. Сколько воды содержится в водах океанов и морей?
4. Сколько воды содержится в поверхностных водах?
5. Что такое коллекторы?
6. Каковы уникальные свойства воды?
7. Что такое океаносфера?
8. Что такое рельеф?
9. Что собой представляет гипсографическая кривая?
10. Что показано на гипсографической кривой?
11. Что такое шельф? Какова его глубина?
12. Что такое океаническое ложе?
13. Что такое океанические пучины? Какова их глубина?
14. Чем отличаются рельефы материков и дна Мирового океана?
15. Какова соленость океанической воды?
16. Что такое промилле?

17. Во всех ли морях одинаковая соленость воды?
18. Какова роль морских льдов?
19. Какие газы содержатся в морской воде?
20. От чего зависит количество газов в морской воде?
21. Какую роль играет кислород в морской воде?
22. Каким образом кислород попадает в морскую воду?
23. Каким образом появляется углекислый газ в морской воде?
24. Какова зависимость содержания углекислоты в морской воде от температуры воды?
25. Как попадает в морскую воду азот?
26. Назовите причину появления сероводорода в морской воде.
27. Каково значение прозрачности морской воды?
28. От чего зависят колебания температуры в водах морей и океанов?
29. Расскажите о течениях в океанах (морях).
30. Как подразделяются течения?
31. Каковы причины возникновения течений в океанах (морях)?
32. В чем заключается роль океаносферы на Земле?
33. Расскажите о роли гидросферы на Земле.
34. Как исследовался океан?
35. Перечислите методы изучения рельефа океанического и морского дна.
36. Как развивалась отечественная океанология?
37. Перечислите флагманы советской океанологической науки.
38. Дайте характеристику ПАО.
39. Какие открытия можно сделать с применением ПАО?
40. Что такое «черные и белые курильщики»?
41. Расскажите о хемосинтезирующих бактериях.
42. Что такое вестиментиферы?
43. Для каких целей предназначено научное судно «Гломар Челленджер»?

## **ГЛАВА 2. ГИДРОГЕОЛОГИЯ И ГИДРОЛОГИЯ, ИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ И СВЯЗЬ С ДРУГИМИ НАУКАМИ**

### **2.1. Система наук: гидрогеология и гидрология**

*Гидрогеология* – учение о подземных водах, содержащихся в земной коре и в верхней мантии: об их происхождении и формировании, составе, режиме, условиях залегания, законах движения, физических и химических свойствах, взаимной связи с атмосферными и поверхностными водами, а также о формах и условиях воздействия человека на подземные воды (извлечение, удаление, накопление, перераспределение и пр.), их хозяйст-

венном значении и т. д. Гидрогеология изучает процессы взаимоотношения и взаимодействия подземных вод и горных пород. Гидрогеология тесно связана, с одной стороны, с геологией, с другой – с гидрологией и гидравликой.

**Гидрология** занимается изучением свойств гидросферы и ее составляющих: океанов и морей, рек, ледников, озер и вод болот – и взаимодействия гидросферы с окружающей средой, а также процессов, в ней происходящих.

Океаны и моря, реки, ледники, озера и воды болот носят название **водных объектов**. Каждый из них обладает своими типическими свойствами, присущими именно данному объекту.

Гидрология – наука комплексная и относится к циклу **географических наук**.

На ранней стадии развития гидрологии как науки ее подразделяли на две части – *гидрологию моря* и *гидрологию суши*. В настоящее время гидрология моря выделилась в самостоятельную науку – **океанологию**. В задачу океанологии входит комплексное изучение процессов, протекающих в Мировом океане, изучение свойств воды как среды обитания живых организмов, установление взаимодействия между процессами в водах океана и процессами, протекающими в атмосфере и биосфере. Современная физическая океанология объединяет конкретные дисциплины, из которых основными являются общая океанология, физика моря, региональная океанология и морские прогнозы.

Гидрология суши подразделяется на собственно гидрологию суши (общую) и гидрографию. Собственно **гидрология суши** ставит своей задачей изучение общих свойств водных объектов суши, законов, управляющих происходящими в них процессами, и общего взаимодействия этих вод с окружающей средой, включая и те изменения, которые происходят под влиянием деятельности человека. **Гидрография суши** занимается изучением конкретных водных объектов и вод отдельных территорий, основываясь на общих закономерностях, установленных собственно гидрологией.

Гидрология и гидрография суши подразделяются на гидрологию и гидрографию рек, озер, болот и ледников. Изучение всех видов водных объектов связано с различными методами наблюдений и измерений. Разработкой этих методов занимается **гидрометрия** – прикладной раздел гидрологии.

Подземные воды, находящиеся в земной коре, т. е. в среде, где воды не представляют собой основную массу вещества, а входят в нее как составная часть, являются предметом изучения **гидрогеологии** – раздела геологии.

Аналогично изучение почвенных вод является одной из задач **почвоведения**, а изучение воды атмосферы – одной из задач **метеорологии и климатологии**. Однако почвенные и подземные воды, так же как и воды атмосферы, особенно атмосферные осадки, изучаются и в гидрологии при исследовании взаимодействия гидросферы с другими сферами, круговорота воды в природе и формирования гидрологического режима. Та-

ким образом, гидрология тесно связана с метеорологией и климатологией, почвоведением и гидрогеологией.

Одним из важных свойств воды как жидкости является ее подвижность. Изучение законов движения и равновесия жидкости есть задача *гидромеханики* и ее прикладного раздела – *гидравлики*, которая разрабатывает способы применения общих законов движения и равновесия жидкости к решению практических задач в конкретных условиях, создаваемых природой и человеком.

Изучением физических свойств природной воды как жидкости и физических процессов, происходящих в водной оболочке Земли и ее объектах, занимается *гидрофизика* – раздел геофизики. Изучение состава и химических свойств природных вод и их изменения во времени и в пространстве является содержанием раздела *геохимии – гидрохимии*.

Природные воды представляют собой среду, весьма благоприятную для существования растительных и животных организмов. Биологические процессы, протекающие в воде, тесно связаны с ее свойствами и гидрологическими условиями. В то же время эти процессы оказывают влияние на химический и газовый состав водной массы. Остатки отмирающих растений и животных образуют *илы*, покрывающие значительную часть дна озер и морей. В болотах органические остатки образуют *торф*. Естественно поэтому, что гидрологам (а также геологам) приходится иметь дело с явлениями и образованиями, связанными с биологическими процессами. Наука, изучающая водные организмы и их взаимодействие с окружающей средой, называется *гидробиологией*.

Законы, устанавливаемые гидромеханикой и гидравликой, гидрофизикой, гидрохимией и гидробиологией, служат основой для исследования сложных процессов, происходящих в океанах, морях и водных объектах суши и под землей.

Использование природных вод для практических целей выдвигает требования к гидрологии и гидрогеологии со стороны прикладных дисциплин – гидротехники, мелиорации, лесоводства, портостроения, строительства гидростанций и гидротермальных электростанций и др.

В последние годы сформировалось новое направление в гидрологии, задача которого заключается в разработке научных основ комплексного использования и охраны водных ресурсов.

## **2.2. Гидрогеология: ее направления и задачи**

Роль подземных вод в жизни человека, животных и растений исключительно велика, в связи с чем значение гидрогеологии для народного хозяйства весьма важно. Современная гидрогеология – это комплексная наука естественноисторического цикла, включающая ряд разделов-

направлений, а именно:

1) общую гидрогеологию, которая рассматривает общие вопросы распределения подземных вод, изучает их историю, состав, режим и другие особенности;

2) динамику подземных вод, исследующую движение в горных породах как в естественных условиях, так и при эксплуатации (притоки воды к шахтам, скважинам и различным водозаборам);

3) геохимию подземных вод, которая рассматривает вещественный состав подземных вод и процессы миграции химических элементов;

4) региональную гидрогеологию, изучающую размещение и скопление подземных вод по отдельным районам, странам и всей земле в целом;

5) прикладную гидрогеологию – раздел, обслуживающий отдельные отрасли народного хозяйства (сельскохозяйственную, в том числе мелиоративную гидрогеологию, нефтяную, шахтную, рудничную), изучающий условия залегания в недрах нефти, каменного угля, железа, питьевое водоснабжение и водопотребление.

Прикладные направления изучают преимущественно вредное действие подземных вод и разрабатывают мероприятия по предотвращению его последствий, например: засоление и заболачивание почв при гидротехнических мелиорациях, просадки и деформации пород, оползни, прорывы вод в шахты и рудники.

Гидрогеология решает важные специальные вопросы, связанные с поисками и разведкой подземных вод для различных целей, главным образом для питьевого водоснабжения. При этом определяют запасы пресных подземных вод в отдельных регионах. Цели изучения подземных вод различны: питьевое водоснабжение, лечебное назначение, промышленное извлечение йода и брома, обогрев помещений, получение электроэнергии.

Для гидрогеологии особенный интерес представляют бессточные области (31,12 млн км<sup>3</sup>), в которых мало пресных вод и много соленых и солоноватых.

По решению ООН 1981–1990 гг. были объявлены десятилетием питьевого водоснабжения и санитарии. В связи с загрязнением поверхностных вод роль подземных вод в питьевом водоснабжении во всем мире сильно возросла. Так, в Бельгии их доля достигает 90%, в Финляндии – 75%, в США – 50%. В бывшем СССР структура водоснабжения заметно менялась. Если в 1950–1955 гг. доля подземных вод в питьевом водоснабжении составляла всего 10–15%, то в 1985 г. она выросла до 62% и в последнее время неуклонно возрастает. Использование подземных вод стало особенно актуально для питьевого водоснабжения в конце XX – начале XXI в. связи с сильным загрязнением поверхностных водоемов.

### **2.3. Значение гидрогеологии**

В настоящее время весьма серьезной становится проблема дефици-

та пресной воды, что является одной из составляющих развивающегося глобального экологического кризиса. Дело в том, что пресная вода необходима не только для утилитарных нужд человека (питья, приготовления пищи, мытья посуды, умывания, душа, стирки и т. п.), но и для большинства промышленных процессов, не говоря уже о том, что только пресная вода пригодна для сельскохозяйственного производства, так как подавляющее большинство растений и животных сосредоточено на суше и для своей жизнедеятельности использует исключительно пресную воду. Рост населения Земли (уже сейчас на планете более 6 млрд человек) и связанное с этим развитие промышленности и сельскохозяйственного производства привели к тому, что ежегодно человеком потребляется в среднем 3,5 тыс. км<sup>3</sup> пресной воды, причем безвозвратные потери составляют 150 км<sup>3</sup>. В 1940 г. население Земли потребляло 1,06 км<sup>3</sup> воды, а в 2000 г. уже 5,19 км<sup>3</sup>.

Та часть гидросферы, которая пригодна для водоснабжения, составляет 4,2 км<sup>3</sup>, или всего лишь 0,3% объема гидросферы. Каждый день на планете умирают 25 тыс. человек от неполноценной воды. По данным академика Ю. А. Рахманина (доктора медицинских наук, профессора, директора НИИ экологии человека и гигиены окружающей среды РАН), половина населения России получает воду, опасную для здоровья.

Для бытового водоснабжения в среднем в мире в год расходуется 30 м<sup>3</sup> на одного человека, из которых 1 м<sup>3</sup> предназначен для питья [4]. Средний москвич использует в день около 500 л воды. В России достаточно большие запасы пресной воды – 1/5 часть всех запасов пресных вод на Земле (около 150 тыс. рек, 200 тыс. озер, множество водохранилищ и прудов, значительные объемы подземных вод), однако распределение этих запасов по территории страны неравномерно [3].

В связи с этим проблема использования природных вод (и особенно пресных) становится особенно острой, поскольку в ряде районов страны и мира испытывается большой недостаток не только в пресных поверхностных, но и подземных водах.

Промышленность и население нашей страны распределены по территории неравномерно, поэтому и в России в отдельных районах ощущается недостаток пресных вод.

Недостаток в воде испытывают и некоторые страны, в том числе страны бывшего СССР: Казахстан, Туркменистан, Украина, Молдавия. В Перу, например, за год выпадает в отдельных районах только 48 мм осадков, а в Лиме нет пресных поверхностных и подземных вод. Гонконг – город примерно с четырехмиллионным населением – расположен на острове. Рек, озер и пресных подземных вод здесь нет, поэтому водоснабжение целиком зависит от дождей, количество которых непостоянно. Город покупает пресную воду в Китае – она подается по наземному трубопроводу. Кувейт – государство на северо-востоке Аравийского полуострова – импортирует 1 млн м<sup>3</sup> пресной воды в год из Новой Зеландии.

Изучение распределения подземных вод имеет исключительное значение и придает гидрогеологии большую практическую значимость, выдвигая эту научную дисциплину в число основных наук, изучающих Землю.

#### **2.4. Из истории гидрологии и гидрогеологии**

Философы древности сосредоточили свое внимание на природе процессов, вовлеченных в формирование стока поверхностных вод, и других явлений, связанных с зарождением и распространением воды на различных стадиях вечного цикла круговорота воды в природе (гидрологического цикла), который переносит воду с моря в атмосферу, затем на сушу и обратно в море. Гомер, например, верил в существование больших подземных резервуаров, снабжающих водой реки, моря, ручьи и глубокие колодцы. Однако Гомер хорошо понимал связь между расходом воды в греческих акведуках, площадью живого сечения и скоростью [14].

До римлян эти знания не дошли, и истинная зависимость между площадью, скоростью и расходом воды оставалась неизвестной до тех пор, пока Леонардо да Винчи не открыл ее.

В первом столетии до н. э. Маркус Витрувиус в своем трактате «*De Architectura Libri Desem*» – главного инженерного справочника средних веков – выдвинул теорию, которую обычно считают предшественницей современного понимания круговорота воды в природе. Он предположил, что дождевые и снеговые воды, выпадающие в горных районах, просачиваются через поверхность земли и затем выходят в низинах, образуя речные потоки и родники.

Несмотря на несовершенство теорий, предложенных в древности, следует отметить, что практическое решение различных инженерных гидрогеологических задач часто осуществлялось весьма успешно. Около 4000 г. до н. э. была построена плотина через р. Нил, которая позволила освоить для сельского хозяйства ранее бесплодные земли. Спустя несколько тысяч лет был построен канал для транспортировки пресной воды из Каира в Суэц. Города Месопотамии защищались от наводнений высокими дамбами. Греческие и римские акведуки и ранние китайские оросительные системы и противопаводочные сооружения являются также замечательными примерами инженерного искусства древности.

В конце XV в. стали закладываться научные основы гидрологии. Леонардо да Винчи и Бернард Палисси независимо друг от друга пришли к правильному пониманию круговорота воды в природе. Свои теории они, вероятно, больше основывали на наблюдениях, чем на теоретических рассуждениях. Тем не менее до XVII в. систематические измерения гидрологических переменных почти не проводились.

Обычно считают, что начало «современной» гидрологии положено в XVII в. исследованиями таких пионеров науки, как Перро, Мариотт и Галлей. Перро получил величины осадков на водосборе р. Сены за трех-

летний период. Используя эти данные и измерения стока, а также зная размер водосбора, он показал, что осадки были по количеству соизмеримы с речным стоком. Он также провел измерения испарения и просачивания. Английский астроном Галлей измерил испарение с поверхности Средиземного моря и пришел к выводу, что количество испарившейся воды достаточно, чтобы наполнить водой все реки, впадающие в Средиземное море.

XIX столетие ознаменовалось рядом успехов в теории гидравлики и создании приборов. В это время получили развитие экспериментальные исследования. Значительные успехи были достигнуты в гидрологии грунтовых вод и в развитии методов измерений поверхностных потоков. Были сделаны такие существенные научные открытия, как уравнение капиллярного потока Гагена – Пазелля, закон Дарси для движения в пористой среде и формула притока к колодцу Дюпюи – Тима. К этому периоду относят начало систематических гидрометрических измерений.

В начале XX в. стала очевидной недостаточность многих ранее полученных эмпирических выводов. В результате этого заинтересованные ведомства стали вести гидрологические исследования по собственным программам.

С 1950 г. теоретический подход к гидрологическим проблемам во многом вытеснил чисто эмпирические методы прошлого. Успехи в физических науках обеспечили лучшее понимание природы гидрологических взаимосвязей, а широкое применение и непрерывное развитие быстро действующих электронно-счетных машин позволили производить обширные математические вычисления, которые были недоступны в прошлом.

Накопление знаний о подземных водах в связи с использованием их для питьевых целей началось еще в глубокой древности – в Египте и Греции. В России основоположником гидрогеологии следует считать М. В. Ломоносова, а также его учеников И. И. Лепехина, В. Ф. Зуева, С. П. Крашенинникова и др. Комплексные академические экспедиции 1768–1794 гг. изучали подземные воды на обширной территории европейской части России и Сибири.

Для развития отечественной науки, в частности горного дела, геологии и гидрогеологии, большую роль сыграл старейший русский «Горный журнал», основанный в 1825 г. Уже в 1826 г. в нем была опубликована статья П. И. Иванова «Описание труб на казенном Легенгском солеварном заводе, устроенном для добычи рассола». Понятие «гидрогеология» в ней отсутствовало, но публикация содержала подробные сведения о скважинах, составе пород, минерализации рассолов, глубине уровня вод и их дебите.

В 1867 г. в том же журнале Г. Д. Романовский публикует большую статью о проведенных им в 1864 – 1866 гг. работах по составлению геологической карты Крымского полуострова под названием «Геологический очерк Таврической губернии и обзор условий для артезианских колодцев». В этой работе четко сформулированы пять условий, необходимых для создания артезианских колодцев, и употребляются термины «артези-

анские воды» и «бассейн артезианских вод». К статье прилагается карта, на которой оконтурены площади, где может быть открыта артезианская вода, т. е. первая гидрогеологическая карта. Известный в то время геолог С. Н. Никитин назвал 1870-е гг. юным состоянием гидрогеологии.

Новый этап этой науки начался в 1882 г. с основания Геологического комитета. В 1890-е гг. разрабатывался проект реконструкции системы водоснабжения Москвы. Этот водопровод неоднократно реконструировался.

За долгий период (с 1805 г.) был накоплен, систематизирован и обобщен большой фактический материал наблюдений за температурой и химическим составом вод. Опытные работы и режимные наблюдения, проведенные в 1880–1883 и 1888–1889 гг., дали большой материал. Очень любопытны дневники откачек у сел Богородское и Ростокино. В этих изысканиях принимали участие известные геологи Г. П. Гельмерсен, А. П. Карпинский, С. Н. Никитин и инженеры Н.Е. Жуковский («отец русской авиации»), В. Г. Шухов, К. Э. Лембке, Е. К. Кнорре.

На основании данных длительных откачек в 1887 – 1888 гг. для крупного действующего водозабора была впервые составлена карта гидроизогипс – «профиль грунтовых вод», доказавшая, что ключи Яузы не связаны с болотными водами, а всегда находятся выше. Опыты позволили Н. Е. Жуковскому в процессе усовершенствования водопровода разработать новую теорию движения грунтовых вод и их притока к колодцу.

Важную роль в развитии практической геологии, водного и сельского хозяйства сыграли организованные Министерством государственных имуществ экспедиции: западная – по осушению болот Полесья под руководством И. И. Жилинского (1873–1898) – и экспедиция по исследованию главнейших рек европейской части России (1894–1899), которой руководил геодезист и картограф А. А. Тилло. Комплексные исследования в центральной части России возглавляли крупные ученые А. А. Фок (геодезические работы), С. Н. Никитин, Н. Ф. Погребов (гидрогеологические), М. К. Турский (лесоводческие). Экспедиция А. А. Тилло имела гидрогеологический отдел.

В Геологическом комитете сотрудничали видные ученые – Г. П. Гельмерсен, С. Н. Никитин, В. В. Докучаев и И. В. Мушкетов, деятельность которых способствовала развитию гидрогеологии.

В начале XX в. в высших учебных заведениях России началось чтение лекций по гидрогеологии. В 1914 г. на инженерном отделении Московского сельскохозяйственного института (ныне Московский гидромелиоративный институт) была создана первая кафедра гидрогеологии, которую возглавил А. Н. Семихатов – учитель целого поколения советских специалистов.

Принципиально новый этап в развитии гидрогеологии начался после Октябрьской социалистической революции, когда все гидрогеологические работы в нашей стране стали проводиться планомерно в соответствии с требованиями развития народного хозяйства.

Значительного успеха отечественная гидрогеология добилась в пред-

военные и особенно в послевоенные годы. Большой вклад в развитие гидрогеологии внесли работы Ф. П. Саваренского, Г. П. Каменского, А. Н. Семихатова, Н. К. Игнатовича, О. К. Ланге, И. В. Попова, А. М. Овчинникова, Н. И. Толстихина и др.

Ценный вклад в развитие гидрогеологии внесли иностранные ученые: А. Дарси, И. Дюпюи, А. Шоллер, Г. Тим, Е. Принц, К. Кейльгак, Ч. Сликхтер, М. Маскет, О. Е. Мейнцер, С. Девис, Р. Де Уист и др.

## 2.5. Методы исследований

В гидрологии и гидрогеологии применяются различные методы исследования, из которых основными являются экспедиционный (полевой), стационарный и лабораторный.

*Экспедиционный метод* в гидрологии представляет собой комплексное обследование вод обширных районов или гидрологических объектов по специально разрабатываемым программам. Результаты таких исследований не только используются для региональных описаний водных объектов, но и позволяют судить о гидрологических процессах, их структуре и причинных связях.

*Метод стационарных наблюдений* служит для изучения динамики элементов гидрологического или гидрогеологического режима водных объектов или подземных источников, скважин, колодцев и т. д. во времени. Систематические наблюдения за колебаниями уровня и расходами воды, волнением, течениями, температурой, движением наносов и другими явлениями ведутся гидрометеорологическими и гидрогеологическими станциями по единой программе, отвечающей задачам науки и практики.

*Лабораторный метод* позволяет определить физические и химические свойства воды, моделировать гидродинамические процессы.

### Контрольные вопросы

1. В чем заключаются предмет и содержание гидрогеологии?
2. Назовите разделы гидрогеологии.
3. Что изучает гидрология?
4. В чем заключается взаимосвязь наук?
5. Каковы методы исследования гидросферы?
6. Расскажите о значении гидрогеологии для народного хозяйства.
7. Когда стала развиваться наука гидрология?
8. Когда и как стала развиваться наука гидрогеология?
9. Расскажите об использовании пресных вод для питьевого водоснабжения.
10. Назовите основные этапы развития гидрологии в России.
11. Расскажите о наиболее известных ученых в гидрогеологии и гид-

рологии.

12. Каковы методы изучения гидросферы?

## ГЛАВА 3. ВОДА В ПРИРОДЕ

### 3.1. Круговорот воды

Вода содержится в атмосфере, гидросфере, литосфере в твердом (лед), жидком и парообразном (пар) состояниях. В жидкой фазе различают атмосферную (наземную, или поверхностную) и подземную воду. Вода является универсальным растворителем и имеет наибольшие величины поверхностного натяжения, диэлектрической постоянной, теплоты парообразования и теплоты плавления.

Нагретая у экватора вода морскими течениями переносит тепло в полярные области и регулирует таким образом температуру по всей планете.

Солнце за 1 мин испаряет с поверхности океанов около 1 млрд т воды. Каждую минуту пар, вбирая колоссальное количество энергии Солнца, отдает ее атмосфере Земли. За счет этой энергии дуют ветры, происходят бури и штормы.

Жизнь гидросферы во многом зависит от круговорота воды в природе, который можно представить следующей зависимостью:

$$O = C + V_{\text{ис}} + V_{\text{ин}},$$

где  $O$  – атмосферные осадки;  $C$  – сток;  $V_{\text{ис}}$  – испарение;  $V_{\text{ин}}$  – инфильтрация.

**Атмосферные осадки** разделяются на два типа:

1) осадки, выпадающие на поверхность из облаков в виде дождя, тумана, снега, града, крупы;

2) осадки, образующиеся непосредственно на поверхности горных пород вследствие понижения температуры воздуха до точки росы: роса, иней, изморозь, гололед. Их общее количество ежегодно составляет 580 тыс. км<sup>3</sup>.

Систематические наблюдения за атмосферными осадками очень важны для сельского хозяйства. С помощью приборов они проводятся с середины XIX в. В результате были установлены определенные закономерности, в частности чередование водообильных лет (дожди, наводнения) с маловодными (засухи). Для определения атмосферных осадков применяется специальный прибор – дождемер. Количество осадков измеряется толщиной слоя воды (в мм) в год и изменяется в широких пределах. Максимум осадков приурочен к экваториальной зоне и достигает 4 000 мм в год. Некоторые районы Индии получают 12 000–14 000 мм в год. Минимальное количество осадков, в среднем до 100 мм в год, характерно для пустынь Африки, Аравии и Австралии. Некоторые районы Чили получают только 1–17 мм. Неравномерно распределяются осадки и в течение года. Так, в г. Черапунджи (Индия, штат Мегхалая) в июне 1958 г. за один день выпало рекордное количество осадков – около 2 100 мм. Вместе с тем в декабре и январе их совсем здесь не было.

Величина осадков сильно меняется и на территории России: на Черноморском побережье Кавказа выпадает 120–3 000 мм, в Москве 500–600 мм. В нечерноземной зоне России годовое количество осадков в среднем равно 400–600 мм, причем на питание подземных вод идет от 110 мм (верховья Волги и Западной Двины) до 20 мм (бассейн р. Нары, юго-восток Рязанской области). На европейской части России выпадает 480–500 мм осадков в год. Из них стекает 170–180 мм, остальная часть идет на испарение и снова включается во влагооборот или остается в почве. Подсчитано, что влагооборот на юге России осуществляется 4 раза в год, а в целом на всей территории европейской части России – 2,5 раза в год.

**Сток** – это количество воды, стекающей по дневной поверхности в открытые водоемы и водотоки. Он составляет всего 6% общего количества выпадающих атмосферных осадков. Сток зависит от рельефа местности, состава горных пород и климатических условий. О величине стока  $Q$  судят по расходу воды в заранее выбранных сечениях реки. Он определяется по формуле

$$Q = FV,$$

где  $F$  – площадь водного сечения реки, м<sup>2</sup>/с;  $V$  – скорость течения реки, м/с.

Если бы процесс стока воды с континентов прекратился, то за один год их поверхность покрылась бы слоем воды 28 см.

Различают сток *поверхностный* и *подземный*. Сток является одним из важнейших элементов круговорота воды в природе. Некоторые факторы речного стока: влияние озер и болот, леса, агротехнических и водных мелиораций на режим стока – тесно связаны с подземными водами.

Суммарный сток рек бывшего СССР определялся цифрами 4 714–4 750 км<sup>3</sup>/год, причем на долю подземного стока приходилось около 880 км<sup>3</sup>/год. Сток Дона составляет 30 км<sup>3</sup>/год, Кубани – 10...12 км<sup>3</sup>/год.

Очень интересны данные о стоке Волги. За период с 1890 по 1969 гг. при среднем стоке в устье 243 км<sup>3</sup>/год он снизился на 45 км<sup>3</sup>/год, а с 1977 г. стал возрастать. Уровень Каспийского моря в последние годы стал подниматься: по сравнению с 1977 г. море «накопило» около 450 км<sup>3</sup> воды. Очевидно, это связано с наблюдаемым в последние годы увеличением осадков.

Во время паводков увеличивается питание подземных вод за счет рек. Обычно чем больше выпадает атмосферных осадков, тем меньше испарение и больше сток. В ряде засушливых районов на юге России, в Средней Азии осадков выпадает так мало, что реки летом не имеют стока и пересыхают. В связи с большим объемом орошения поверхностный сток во многих районах бывшего СССР уменьшился. Многолетний средний речной сток в замкнутых речных бассейнах является функцией многолетних величин осадков и испарения. Принято выделять *средний* (усредненный), *годовой*, *сезонный*, *максимальный* и *минимальный стоки*.

Поверхностное питание основных рек СССР составляло 65–80%, в том числе снеговое 50–60%, дождевое 15–20%, а питание подземными водами также снегового и дождевого происхождения – 20 ... 25%. В дальнейшем эти данные были существенно уточнены (табл. 6).

В гидрологии подземные воды, участвующие в подземном стоке, разделяют на воды верхних зон интенсивного водообмена, связанные с дневной поверхностью (почвенные воды), и воды первого водоносного горизонта. Эти воды объединяют в верхний почвенно-грунтовый сток.

Таблица 6

**Распределение стока равнинных рек европейской части России по источникам питания (по А. П. Бочкову)**

Зона	Поверхностное питание, %			Подземное питание, %		
	снеговое	дождевое	всего	верхнее, почвенно-грунтовое	глубокое грунтовое и подземное	всего
Лесная	30–35	10–20	40–55	20–25	25–35	45–60
Лесостепная	35–50	10–15	45–65	15–25	20–30	35–55
Степная	60–70	0–10	60–80	10–20	10–20	20–40
Полупустынная	90–100	0–10	90–100	0	0–10	0–10

Воды зоны интенсивного водообмена, т. е. *грунтовые воды*, связанные с дневной поверхностью на ограниченных площадях, но полностью дренируемые вместе с частью напорных вод гидрографической сетью, составляют глубокий грунтовый и подземный стоки. Они имеют наиболее важное значение с точки зрения оценки постоянных запасов подземных вод для водоснабжения.

Материалы, полученные стоковыми станциями бывшего СССР, приведены в табл. 2. Этот подземный сток в России весьма существен, в лесной зоне он составляет 45–60% от общего стока.

**Испарение** – это переход вещества из жидкого или твердого состояния в парообразное. Испарение – это количество воды, фактически испаряющееся в единицу времени с поверхности Земли. В год с поверхности океана в тропиках испаряется слой воды толщиной в 1,5 м, а в полярных странах – 0,5 м. Со всей поверхности нашей планеты ежегодно испаряется в атмосферу 511 тыс. км<sup>3</sup> воды, 74% ее возвращается обратно в виде осадков.

Часто величину испарения определяют приблизительно как разность между количеством осадков  $Q_{ос}$  и величиной стока  $S$ . Всего в атмосфере содержится 13 тыс. км<sup>3</sup> воды, что в 11 раз больше, чем в реках. И этот объем полностью обновляется каждые 9 суток, т. е. примерно 40 раз в год.

Следует различать испарение и испаряемость. Под **испаряемостью** понимается способность водной поверхности испарять то или иное количество воды за единицу времени. Это максимально возможное испарение с водной поверхности при существующих метеорологических условиях.

Обе эти величины – испарение и испаряемость – подвержены суточным и годовым колебаниям: днем и летом они больше, чем ночью и зимой. Испарение следует учитывать при решении вопросов оросительных и осушительных мелиораций. В *тундре* испарение составляет 70–120 мм, а испаряемость – 200 ... 300 мм, в *степи* соответственно 240–550 и 600–1 100 мм, в *пустыне* – 50 ... 100 и 1 500–2 000 мм. Годовое испарение и испаряемость в засушливых районах больше количества годовых осадков.

Испарение влаги растениями называется *транспирацией*. При образовании 1 г растительной ткани испаряется 300–400 г воды. За вегетативный период травы и культурные растения испаряют с 1 га 229–254 мм, пшеница – 200 ... 300 мм, хвойные деревья – 102 ... 154 мм, подсолнечник – менее 0,1 мм.

*Инфильтрация* представляет собой просачивание атмосферной и поверхностной воды под действием силы тяжести по порам и пустотам пород в грунт до уровня грунтовых вод (УГВ). Только часть атмосферных осадков достигает УГВ и идет на питание подземных вод. Так, в засушливом Северном Кавказе на глубину 0,7 м проникает 299,7 мм атмосферных осадков, а на 1,7 м – только 62,3 мм; в зоне избыточного увлажнения Белоруссии на глубину 1 м проникает 593,7 мм, а на 2 м – 403,3 мм. Большое влияние на инфильтрацию оказывает состав почв и подпочв (например, лесные почвы хорошо впитывают воду).

Наиболее интенсивно этот процесс происходит в песчаных грунтах. Так, в Нидерландах инфильтрация воды в дюны достигает 708 мм/год (до 83% от атмосферных осадков). В магматических и метаморфических породах этот процесс резко снижается: инфильтрация в эффузивных породах Южной Африки составляет всего 25 мм/год.

Для определения *водного баланса* существуют специальные формулы, предложенные разными исследователями. По М. А. Великанову, уравнение общего водного баланса имеет вид, где левая часть обозначает приход вод, а правая – расход:

$$N + K_1 + \Sigma y_1 + Q_1 = V + \Sigma y_2 + Q_2 + (m - n),$$

где  $N$  – годовое количество осадков;

$K_1$  – конденсация;

$\Sigma y_1$  – приток поверхностный и подземный;

$V$  – испарение;

$\Sigma y_2$  – отток поверхностный и подземный;

$m$  – приход (накопление) влаги;

$n$  – расход запасов влаги.

Слагаемые водного баланса выражаются обычно в мм в год или в м<sup>3</sup> на 1 га.

Вполне очевидно, что для подсчета баланса подземных вод какого-либо участка необходимы длительные стационарные наблюдения за его параметрами, т. е. атмосферными осадками, испарением, конденсацией, подземным стоком и особенно инфильтрацией.

Рассмотренные процессы образуют неразрывную цепочку *круговорота воды* в природе – непрерывное замкнутое движение воды, обусловленное солнечной энергией и действием силы тяжести.

Некоторые ученые считают, что вода в породах и минералах находится в земной коре до глубины 4–5 км. На глубине около 5 км вода находится в сверхкритическом состоянии, при котором резко возрастает растворимость пород и их проницаемость. При этом движение растворов на глубинах, превышающих 1 км, преобладает в направлении снизу вверх, и лишь в верхней километровой зоне движение вод может быть направлено как снизу вверх, так и сверху вниз.

Так как вода содержится и в атмосфере, и в гидросфере, и в литосфере, и в биосфере в жидком, твердом и парообразном виде и является универсальным растворителем, скорость передвижения воды из одной фазы в другую, из одной сферы в другую зависит от многих причин.

Причинами непрерывного круговорота воды являются как энергия Солнца, так и энергия, сосредоточенная внутри Земли. В соответствии с причинами и скоростями движения воды в природе выделяют ряд круговоротов второго порядка.

Так, В. И. Вернадский выделял три круговорота: 1) большой гидрологический круговорот; 2) водообмен между подземными водами верхних горизонтов и подземными водяными парами; 3) полузамкнутый водообмен при геологических процессах – переход донных вод морей в подземные пластовые воды и медленное их вытеснение и замещение водами атмосферного происхождения.

Некоторые ученые выделяют также климатический, геологический, метаморфический, гидрогеологический круговороты.

1. В климатическом (гидрологическом) круговороте участвуют воды атмосферы, гидросферы, биосферы и частично литосферы. Он обусловлен солнечной энергией и заключается в движении воды в результате процессов испарения, конденсации, выпадения атмосферных осадков, биологических процессов, поверхностного и частично подземного стоков. В этом круговороте можно выделить большой, малый и внутренний круговороты.

При *большом* круговороте испаряющаяся с поверхностей океанов и морей вода переносится воздушными массами на континенты. Здесь она в виде атмосферных осадков, а затем в виде поверхностного и частично подземных стоков снова поступает в моря и океаны.

При *малом* круговороте испарившаяся с поверхности морей и океанов вода выпадает в виде атмосферных осадков снова на поверхность морей и океанов.

При *внутреннем* круговороте вода, поступающая в виде пара в атмосферу при *испарении* и *транспирации* на суше, выпадает в виде атмосферных осадков вновь на поверхность суши. (*Транспирация* – испарение воды растением, где основной орган – лист, а ток воды с минералами движется от корней к листьям. За вегетационный период пшеница испаряет с 1 га 2 млн кг воды, капуста – 8 млн кг воды.)

Климатический круговорот без учета приноса из космоса и расхода в космос может быть представлен в виде равенства

$$Z_M + Z_C = X_M + X_C.$$

Количество воды, испарившееся с поверхностями морей и океанов ( $Z_M$ ), а также суши ( $Z_C$ ), равно количеству атмосферных осадков, выпавших на поверхность морей, океанов ( $X_M$ ) и суши ( $X_C$ ).

Полный климатический круговорот в атмосфере (12,3 тыс. км<sup>3</sup>) происходит в среднем за 9–10 суток. В годовом круговороте участвует около 519 тыс. км<sup>3</sup> воды, или около 0,03–0,04% от общих запасов. На основной площади суши (117 млн км<sup>2</sup>) имеет место сток в моря и океаны. Лишь 33 млн км<sup>2</sup> представляют бессточные области, где в основном вода расходуется на испарение. С климатическим круговоротом связано формирование горизонтов подземных вод.

2. *Геологический круговорот* имеет большую длительность. Начинается он с процесса осадкообразования во внутриконтинентальных морях, озерах, лагунах. Образующиеся на их дне осадки обладают большой пористостью. Поры насыщены водой этого водоема. В дальнейшем при поднятии участка на месте водоема образуется суша, но вместе с осадками остаются и воды бассейнов (*седиментационные воды*).

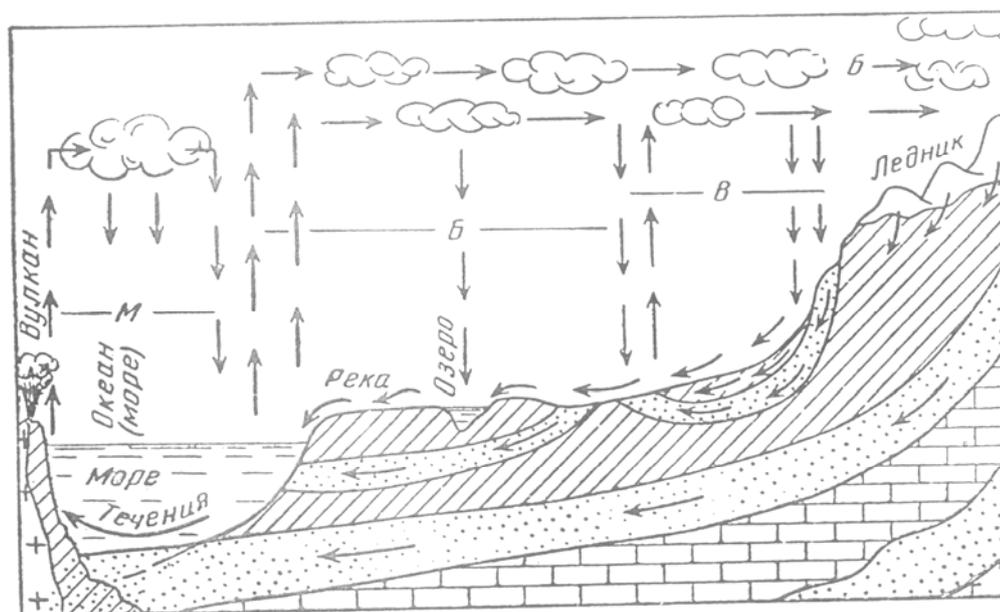


Рис. 9. Круговорот воды в природе

3. *Метаморфогенный круговорот* связан с гидратацией и дегидратацией минералов в земной коре при магматических, метаморфических и других геологических процессах.

4. *Гидрологический круговорот* соответствует второму круговороту, по В. И. Вернадскому, и заключается в водообмене между различными по происхождению подземными водами и подземными водяными парами [11]. Сюда же относится, в частности, водообмен между водоносными горизонтами при гидравлической связи.

### 3.2. Виды воды в горных породах и минералах

Вода в различной форме и состоянии содержится в пустотах горных пород, вокруг частиц горных пород и минералов и в составе отдельных минералов. В горных породах вода может быть в свободном и физически связанном состоянии. В минералах вода находится в химически связанном виде.

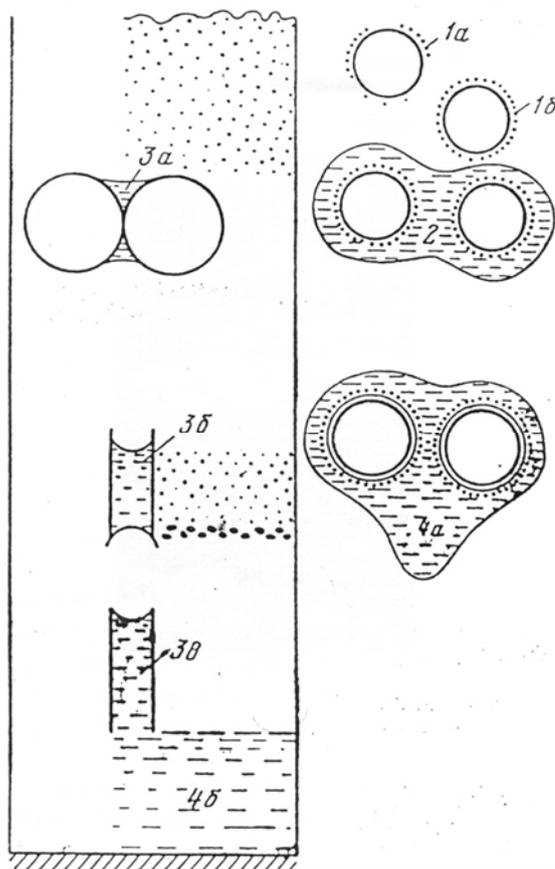


Рис. 10. Виды воды в горных породах

В основу современной классификации видов воды, горных пород и минералов положена классификация, предложенная в 1930 г. А. Ф. Лебедевым. Эта классификация (рис. 10), уточненная работами С. И. Долгова, В. А. Приклонского, Е. М. Сергеева и др., может быть представлена в следующем виде:

1. Вода в виде пара.
2. Физически связанная вода:
  - 1) прочносвязанная (адсорбированная, или гигроскопическая);
  - 2) рыхлосвязанная (слабосвязанная, или пленочная).
3. Свободная вода:
  - 1) капиллярная:
    - а) вода уголков пор;
    - б) подвешенная вода;
    - в) собственно-капиллярная (капиллярной каймы);
  - 2) гравитационная вода:
    - а) просачивающаяся (при инфильтрации или инфлюации);
    - б) вода зоны насыщения водоносных горизонтов.

4. Вода в твердом состоянии (в виде льда).
5. Химически связанная вода в минералах:
  - 1) кристаллизационная;
  - 2) цеолитная;
  - 3) конституционная.

Рассмотрим подробнее перечисленные выше виды воды.

1. **Пары воды** в пустотах горных пород находятся в динамическом равновесии с парами воды в атмосфере и другими видами воды в горных породах. Передвижение водяного пара в горных породах происходит при градиенте его упругости (*градиент* – вектор; *упругость* – свойство воды восстанавливать объем после прекращения действия внешних сил).

В зимнее время в зоне сезонных колебаний температур происходит движение водяных паров снизу вверх, а в летнее время – сверху вниз. Общее количество этой воды, участвующей в круговороте, составляет 12–14 тыс. км<sup>3</sup>. Интенсивность водообмена (смена объемов) весьма значительная – 9 суток, или 40 раз в год. По содержанию влаги и свободных гравитационных вод в земной коре различают *зоны аэрации и полного насыщения*.

*Зона аэрации* – это самая верхняя зона земной коры между дневной поверхностью и УГВ. Значительная часть пустот здесь занята парами воды и воздухом. В термическом поясе земной коры происходит суточное и годовое изменения температуры. Здесь в поверхностном слое находится пояс холодного пара. Различают холодный пар, мигрирующий с воздухом атмосферы, и пар, диффундирующий из атмосферы в почвы и подпочвы под влиянием разности в упругости пара.

Холодный пар поступает в карстовые полости, зияющие трещины и пустоты пещер. Охлаждаясь, он может конденсироваться на холодных стенках пустот пород и переходить, в зависимости от температуры воздуха, в жидкую или твердую фазы.

Диффундирующий из атмосферы пар перемещается от слоев с более высокими температурой и упругостью (летом) в более глубокие слои с низкой температурой и меньшей упругостью. Этот процесс протекает над слоем с постоянной температурой.

Несколько иная природа у пара, образующегося под почвой в зоне аэрации при испарении вод капиллярной каймы верховодок, грунтовых вод и подземных водотоков.

Зона аэрации играет весьма большое значение. В ней происходит ряд важных явлений: оттаивание и промерзание пород; инфильтрация атмосферных и поверхностных вод; перемещение и конденсация водяных паров; внутригрунтовое испарение; адсорбция и катионный обмен между растворами и породами; миграция солей; различные биогенные процессы и поглощение влаги растениями. Здесь в почвах располагается корнеобитаемый слой, где совершается обмен влагой между атмосферой, почвой и растением.

В зоне аэрации происходит движение гравитационных вод (под действием сил тяжести) и подвешенных вод (под влиянием капиллярных

и молекулярных сил). Мощность этой зоны, обычно сложенной четвертичными породами (суглинки, супеси и пески), в различных ландшафтных зонах России неодинакова. На заболоченных равнинах зона аэрации отсутствует, на юге Украины она составляет 15–25 см. В степях, пустынях, районах барханных песков зона аэрации достигает десятков и даже сотен метров. Весьма значительна зона аэрации в горах (Большой Кавказ, Памир и т. д.).

Ниже в зоне полного насыщения свободные молекулы воды образуют газовую составляющую, которая непрерывно увеличивается с глубиной. На больших глубинах с температурой 500 °С капельно-жидкая вода замещается парообразной фазой пояса горячего пара. Этот пояс, видимо, распространяется до мантии.

**2. Физически связанная вода** распределена преимущественно в породах, содержащих мелкодисперсные глинистые минералы. На поверхности последних образуется электростатическое поле, имеющее отрицательный заряд. Молекулы воды, являясь диполями, притягиваются к поверхности минерала (или частицы) положительными зарядами. Кроме молекул воды притягиваются также катионы из порового водного раствора. Молекулы воды, непосредственно притянутые к поверхности частицы с силой до нескольких тысяч атмосфер, могут перемещаться в породе только при переходе в парообразное состояние при испарении. Эта вода толщиной в одну молекулу называется *прочносвязанной, или гигроскопической*, а максимальное ее количество в данном грунте называется максимальной гигроскопической *влажностью*. Она не подчинена силе тяжести, не передает гидростатического давления, не обладает растворяющей способностью, замерзает при температуре – 78 °С, недоступна растениям. При нагревании породы до 100–105 °С она полностью удаляется. Ее содержание в разных породах различно: в песках – менее 1%, в лессах – до 8%, в глинах – до 18%.

Вокруг прочносвязанной воды формируется слой *рыхлосвязанной (пленочной)* воды, или диффузный слой. Она образуется в породах при конденсации водяных паров и покрывает тонкой пленкой (не более 0,001 см) поверхности отдельных частиц породы.

Прочность связей между частицей грунта и диполями воды (а также катионами диффузного слоя) убывает по мере удаления от поверхности частицы. Рыхлосвязанная вода может медленно передвигаться от частиц с большей толщиной пленки к частицам с меньшей толщиной. Скорость передвижения рыхлосвязанной воды прямо пропорционально зависит от температуры. Рыхлосвязанная вода не подчиняется силе тяжести, не передает гидростатического давления, обладает пониженной способностью растворять соли и замерзает при температуре ниже нуля (– 5 ... – 6 °С). Пленочная вода благоприятствует деятельности микроорганизмов, тем самым способствуя почвообразованию. Ее содержание изменяется от 2,7% (в песках) до 45% (в глинах).

3. **Свободная вода** передвигается в горных породах под действием силы тяжести и выполняет большую механическую и химическую работу. Эта вода по физическим особенностям делится на *капиллярные* и *гравитационные*:

1) *капиллярная вода* подвержена влиянию силы тяжести, но находится под действием капиллярных сил, преобладающих над гравитационными, и может быть:

а) *изолированной*, удерживаемой поверхностным натяжением близ стыков частиц породы (*стыковая вода, или вода углов пор*);

б) *подвешенной*, удерживаемой от опускания вниз капиллярными менисками (обычно образуется после выпадения небольшого дождя в верхней части зоны аэрации – так называемая почвенная влага);

в) расположенной непосредственно над уровнем грунтовых вод и образующей так называемую *капиллярную кайму*.

В условиях, когда силы капиллярного натяжения превышают силу тяжести, капиллярная вода способна подниматься в тонких трубках. Высота подъема обратно пропорциональна диаметру трубки (пор пород, капилляров): чем меньше диаметр, тем больше высота подъема. Высота капиллярного поднятия  $H_k$  (в см) некоторых пород следующая:

среднезернистый песок .....	15–35
мелкозернистый песок .....	35–100
супесь .....	100–150
суглинок средний .....	200–300
суглинок тяжелый .....	300–400
глина .....	400–500

Капиллярное поднятие происходит очень быстро в первые дни проникновения вод, а затем замедляется. Опытами установлено, что минерализованная вода поднимается выше, чем пресная. Ее замерзание зависит от величины капилляров, но обычно она замерзает при температуре немного ниже 0 °С.

Установлена следующая зависимость:

$$H_k = 2a^2/d,$$

где  $a$  – кривизна мениска между жидкостью и стенками трубки;  $d$  – диаметр пор.

В капиллярном движении воды выделяют *капиллярное поднятие* (движение воды вверх, происходящее в верхней части пласта под действием поверхностного натяжения), и *движение горизонтальное*. В нижней части зоны аэрации капиллярные воды связаны с гравитационными и под влиянием тяжести движутся, способствуя подъему грунтовых вод.

Мощность капиллярной каймы изменяется во времени. В районах с глубоким залеганием уровня подземных вод капиллярная вода является

источником питания корней растений и способствует получению высоких урожаев, но в условиях сухого климата высокая капиллярная кайма может стать причиной засоления почв;

2) *гравитационная вода* движется в пустотах различного размера и формы внутри горных пород под действием напорного градиента и уклона. Вода зоны насыщения бывает *ненапорной* и *напорной*.

Гравитационные воды изучаются главным образом в гидрогеологии.

4. **Вода в твердом состоянии** содержится в породах в виде отдельных кристаллов или скоплений льда в форме прослоев, жил и других тел. Они представляют собой криогенные горные породы, содержащиеся в мерзлых горных породах (песках, суглинках), а также являющиеся цементом и породообразующими минералами. Общее количество таких вод громадно: 24–25 тыс. км<sup>3</sup>.

5. **Химически связанная вода** входит в состав минералов и включает:

1) *кристаллизационную воду*, которая в виде постоянного для каждого минерала количества молекул воды участвует в строении кристаллической решетки (гипс:  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ; мирабилит:  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ). Она выделяется из минерала при температуре 300–400 °С. При этом происходит перестройка кристаллической решетки минерала, т. е. один минерал, разрушаясь, переходит в другой. Гипс, например, при нагревании до 107 °С обезвоживается, а при температуре 170 °С теряет всю воду и переходит в новый минерал – ангидрит  $\text{CaSO}_4$ ;

2) *цеолитную воду* – разновидность кристаллизационной, которая также входит в виде молекул в кристаллическую решетку минералов, но в отличие от кристаллизационной связана с кристаллической решеткой наименее прочно и удаляется из минерала постепенно; при этом минерал (например, опал  $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) изменяет свои свойства;

3) *конституционную воду*, входящую в кристаллическую решетку минералов (например, слюды) в виде ионов (гидроксидных групп)  $\text{H}^+$ ,  $\text{OH}^-$  и  $\text{H}_3\text{O}^+$ . При разрушении кристаллической решетки при температуре свыше 400 °С (до 1 300° С) выделяются водород и гидроксид, которые, соединяясь, образуют молекулу воды. Этот процесс сопровождается поглощением тепла. Из минералов (к примеру, из белой слюды – мусковита  $\text{KAl}_2(\text{OH})_2 \cdot \text{AlSi}_3\text{O}_8$ ) гидроксидные группы могут быть выделены в ограниченном количестве с большим трудом при нагревании минерала от 300 до 1 000° С. Примером могут служить также гидроокиси типа  $\text{Al}_2(\text{OH})_3$ ,  $\text{Ca}(\text{OH})_2$  и такие минералы, как диаспор  $\text{AlO} \cdot \text{OH}$ , топаз  $\text{Al}_2(\text{OH})_2\text{SiO}_2$  и др.

#### Контрольные вопросы

1. Что такое: а) сток; б) испарение; в) испаряемость; г) инфильтрация?
2. Какой формулой выражается круговорот?
3. Какие бывают круговороты?
4. Назовите виды круговоротов в природе.

5. Охарактеризуйте круговороты: а) климатический; б) геологический; в) метаморфический.
6. Укажите роль подземных вод в каждом из круговоротов.
7. Что такое водный баланс?
8. Назовите слагаемые баланса в гумидных и аридных зонах.
9. В чем заключается изучение и управление водным балансом?
10. Назовите виды воды в горных породах.
11. Что такое: а) физически связанная вода; б) капиллярная вода; в) гравитационная вода?
12. Чем отличается химически связанная вода от физически связанной?
13. Дайте определение воды: а) кристаллизационной; б) цеолитной; в) конституционной.

## **ГЛАВА 4. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД**

### **4.1. Строение молекулы и особенности жидкой воды**

Вода по своей массе состоит из 11,11% водорода и 88,89% кислорода. Она является простейшим химическим соединением, состоящим из одного атома кислорода и двух атомов водорода ( $\text{H}_2^1\text{O}^{16}$ ) в соответствии с атомными массами, равными единице и шестнадцати. Однако в настоящее время известны три изотопа водорода (протий –  $\text{H}^1$ , дейтерий –  $\text{H}^2$  и тритий  $\text{H}^3$ ) и шесть изотопов кислорода ( $\text{O}^{14}$ ,  $\text{O}^{15}$ ,  $\text{O}^{16}$ ,  $\text{O}^{17}$ ,  $\text{O}^{18}$ ,  $\text{O}^{19}$ ). Причем изотоп водорода  $\text{H}^3$  является радиоактивным, а изотопы кислорода  $\text{O}^{14}$ ,  $\text{O}^{15}$  и  $\text{O}^{19}$  – короткоживущими. Изучение изотопов кислорода ( $\text{O}^{16}$ ,  $\text{O}^{17}$ ,  $\text{O}^{18}$ ) и водорода ( $\text{H}^1$ ,  $\text{H}^2$ ,  $\text{H}^3$ ) показало, что в природных условиях могут существовать 18 разновидностей молекул воды, которые являются основой для образования вод с различными физическими свойствами (в зависимости от комбинаций исходных молекул).

Основным процессом, который способствует дифференциации природных вод по содержанию в ней изотопов водорода, является испарение. В природных водах преобладают молекулы  $\text{H}_2^1$ ,  $\text{O}^{16}$ . Остальные их разновидности входят в них в ничтожно малых количествах. Это связано с тем, что другие изотопы водорода и кислорода обнаружены в очень небольших количествах. Например, содержание изотопа  $\text{H}^2$  составляет 200 на 1 млн атомов водорода, а изотопа  $\text{O}^{18}$  – 1 тыс. на 1 млн атомов кислорода [67].

Как известно, даже обычной воде ( $\text{H}_2\text{O}$ ) свойственны некоторые интересные аномалии физических свойств, как-то:

- 1) плавление воды (таяние льда) сопровождается не расширением ее, как у большинства веществ, а сжатием;
- 2) плотность воды при повышении температуры от 0 до 4 °С достигает своего максимума, а затем уменьшается;

3) вода по сравнению с соединениями, аналогичными ей по положению в Периодической системе элементов (гидриды VI подгруппы), имеет аномальные температуры плавления и кипения; в действительности для воды характерны более высокие температуры замерзания и кипения;

4) вода обладает высокой удельной теплоемкостью, а также очень высокой (по сравнению с другими жидкостями) скрытой теплотой плавления и испарения;

5) аномальной является также способность воды растворять соли, что определяется ее исключительно высокой диэлектрической проницаемостью, которая при температуре 20 °С равна 80 (сила взаимодействия между зарядами составляет 1/80 по сравнению с таковой в воздухе);

6) вязкость воды с повышением давления в интервале температур от 0 до 20–30 °С убывает (а не возрастает, как у других веществ), и лишь при более высокой температуре она начинает увеличиваться с повышением давления.

Кроме перечисленных особенностей вода обладает аномалиями также в отношении преломления лучей, распространения звука, поверхностного натяжения (благодаря водородной связи молекулы воды притягиваются одна к другой сильнее, чем в других жидкостях, поэтому на ее поверхности создается большое поверхностное натяжение).

Никакая другая жидкость не может сравниться с водой по числу веществ, которые могут в ней растворяться, и по количеству вещества, которое она может удерживать и переносить в растворе [37].

Простейшую формулу  $H_2O$  имеет парообразная вода (гидроль). В жидком состоянии молекула воды представляет собой объединение двух простых молекул:  $(H_2O)_2$  – дигидроль; в твердом – трех простых молекул:  $(H_2O)_3$  – тригидроль. Обычно в жидком виде вода состоит из смеси гидроля, дигидроля и тригидроля, соотношение между которыми меняется в зависимости от изменения температуры [69].

В природной воде содержится в очень малом количестве (0,016% по массе) так называемая **тяжелая вода** ( $H_2^{2}O^{16}$ , или  $D^3$ ), представляющая собой изотопную разновидность воды. Тяжелый изотоп водорода D обычно в два раза тяжелее H, и поэтому  $D_2O$  на 11,11% тяжелее обычной воды.

Тяжелая вода привлекла к себе особое внимание: она была выделена из обычной путем электролиза. Молекулярная масса ее равна 20, плотность – 1,106 (максимальная плотность наблюдается при температуре + 11,6 °С), температура кипения составляет 101,42 °С (отличается высокой генерацией тепла), а температура плавления льда + 3,82° С. По вязкости, поверхностному натяжению и некоторым другим свойствам тяжелая вода резко отличается от обычной воды. Она обладает особыми биологическими свойствами. В ней, например, не прорастают семена, она является смертельной для водных организмов. Однако присутствие небольшого количества тяжелой воды в обыкновенной не оказывает вредного действия. В природных водах одна часть тяжелой воды приходится в среднем на 5 тыс. частей обыкновенной. Необычность перечисленных свойств во-

ды зависит от особенностей ее структуры по сравнению с другими веществами. Структура же обусловлена в основном существованием в ней особого типа молекулярной водородной связи.

Модель молекулы воды выглядит следующим образом. Атом кислорода находится в центре тетраэдра. Центры масс двух атомов водорода расположены в углах тетраэдра, центры зарядов двух пар электронов занимают другие два угла тетраэдра. Атомы водорода расположены по отношению к атому кислорода в молекуле водяного пара под углом  $105^{\circ}3'$  на расстоянии  $0,9568 \cdot 10^{-10}$  м (рис. 11). Расстояние Н – Н равно  $1,54 \cdot 10^{-10}$  м. Во льду угол НОН практически равен тетраэдрическому углу и составляет  $109^{\circ}30'$ , а расстояние О – Н равно  $0,9 \cdot 10^{-10}$  м [6].

Два ядра водорода и одно ядро кислорода окружены десятью электронами. Два из них движутся вблизи и вокруг ядра атома кислорода. Остальные восемь движутся попарно по четырем вытянутым эллиптическим орбитам (рис. 11). Оси двух из них направлены вдоль связей О – Н. Оси двух других лежат приблизительно в плоскости, идущей через ядро О и перпендикулярной плоскости НОН. С протонами водорода, находящимися внутри двух орбит, связаны два полюса положительных электрических зарядов в периферической части молекулы воды. Электроны, расположенные на двух других орбитах, образуют так называемые неполные (или уединенные) пары. С ними связаны два полюса отрицательных зарядов молекулы воды.

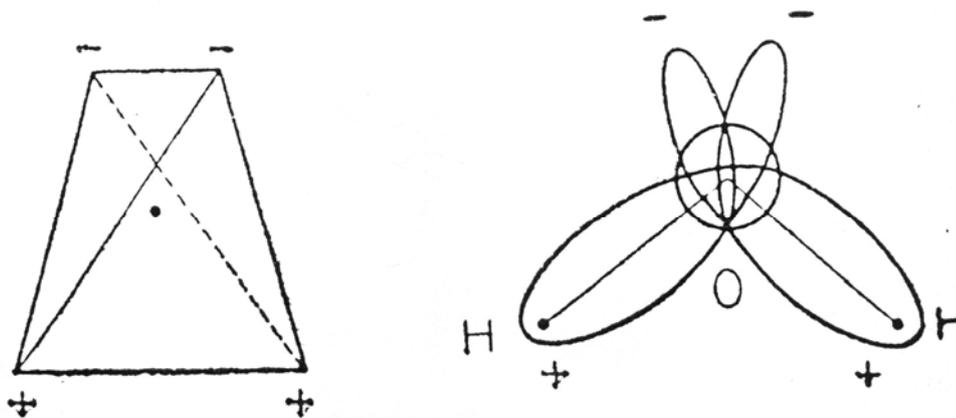


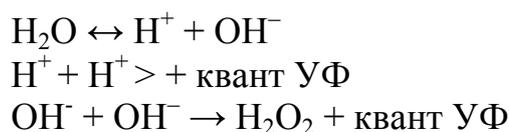
Рис. 11. Варианты модели молекулы воды

Существование в молекулах воды неподеленных электронных пар имеет существенное значение в образовании водородных связей. По этой причине в каждой молекуле воды могут возникнуть две водородные связи, а еще две связи обеспечивают два водородных атома. Таким образом, каждая молекула воды может образовать четыре водородные связи. Благодаря такому строению молекулы воды результирующие распределения зарядов в ней напоминают тетраэдр, два угла которого заряжены положительно, а два отрицательно. Результирующий центр положительных зарядов находится посередине между протонами. Он отделен некоторым рас-

стоянием от результирующего центра отрицательных зарядов, который расположен вблизи атома кислорода с противоположной от протона стороны. С учетом существования в воде водородной связи структура ее имеет тетраэдрический характер, при котором каждая молекула воды окружена по тетраэдру четырьмя другими молекулами.

Благодаря наличию в воде водородных связей в расположении ее молекул отмечается высокая степень упорядоченности, что сближает ее с твердым телом. В то же время вследствие таких связей в ее структуре возникают многочисленные пустоты, определяющие большую рыхлость последней [6].

Исследования последнего десятилетия показали, что вода имеет свойства полимеров: между молекулами воды всегда есть связи, т. е. она структурирована. Молекулы воды неуравновешены – имеют слабые заряды плюс (+) и минус (-). Противоположные заряды притягиваются – образуется цепочка. Эта слабая, так называемая водородная, связь. Она в десятки раз слабее, чем в молекуле воды между водородом и кислородом. В воде происходит антидиссоциация: в этом случае молекула воды распадается на атом водорода  $H^+$  и радикал-гидроксил  $OH^-$  (очень активная нейтральная частица с неспаренным электроном), при этом излучается квант ультрафиолета. Два гидроксила, соединяясь, дают перекись водорода  $H_2O_2$ :



Перекиси водорода очень много на границе вода – воздух. В талой воде она может существовать около суток.

Распадаясь, перекись водорода дает молекулу воды ( $H_2O$ ) и кислород ( $O_2$ ). Расчеты показывают, что весь кислород в атмосфере мог образоваться абиогенным путем [10, 15, 16].

Использование достижений в области изучения структуры воды и водных растворов открывает большие возможности для решения разнообразных геологических проблем и особенно выяснения геологической роли воды в земной коре и в гидрохимических процессах [32].

#### 4.2. Физические свойства подземных вод

Подземные воды представляют собой сложные водные растворы, находящиеся во взаимных связях с поверхностными водами и вмещающими их горными породами. При исследовании подземных вод обращают внимание на их *физические* свойства – температуру, плотность, прозрачность, цвет, запах, вкус и привкус, плотность, сжимаемость, вязкость, электропроводность, радиоактивность [46]. Некоторые из этих показателей воды (температура, прозрачность, цвет, запах, вкус) обладают *органолептическими свойствами*, т. е. они воспринимаются органами чувств человека.

**Температура воды** измеряется термометрами (ртутными или спиртовыми), электротермометрами и термоэлементами непосредственно в источнике подземных вод (роднике, скважине, колодце). Температура изменяется в пределах от  $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$  (высокоминерализованные соленые воды или соленые воды в областях распространения многолетней мерзлоты) до  $+100\text{ }^{\circ}\text{C}$  и выше (гейзеры Камчатки, Исландии, Японии, Америки и др.). Во внутренней геотермической зоне вскрываются глубокими буровыми скважинами (3–4 км) перегретые подземные воды с температурой около  $15\text{ }^{\circ}\text{C}$  и выше.

Температура подземных вод изменяется во времени. Наиболее сильно она колеблется при их неглубоком залегании от поверхности. Ниже пояса постоянных годовых температур температура подземных вод повышается с глубиной по закону геотермической ступени.

Верхние горизонты грунтовых вод (неглубоко залегающих), так называемые холодные подземные воды, обычно имеют температуру от  $+5$  до  $+15\text{ }^{\circ}\text{C}$  и зависят от местных климатических условий.

Питьевая вода является наиболее вкусной и освежающей, если ее температура составляет  $7\text{--}11\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Для лечебных целей (принятия ванн) наиболее ценной является вода с температурой  $35\text{--}37\text{ }^{\circ}\text{C}$ , близкой к температуре тела. Такая вода при употреблении не требует ни охлаждения, ни нагревания, поэтому широко используется на курортах [50].

Температура оказывает значительное влияние на течение физико-химических процессов в земной коре и на химический состав подземных вод. Обычно с повышением температуры увеличивается скорость диффузии и степень растворения солей. Так, повышение температуры на  $10\text{ }^{\circ}\text{C}$  увеличивает скорость диффузии почти на 20%, а изменение температуры только на  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$  вызывает изменение скорости химических реакций на 10–20% (правило Вант-Гоффа).

Растворимость газов в подземных водах также в значительной степени зависит от температуры. Обычно с повышением температуры растворимость газов в воде уменьшается.

При гидрогеологических исследованиях температура воды источников измеряется как можно ближе к месту непосредственного выхода ее на поверхность, в фонтанирующих скважинах или при откачках воды глубинными насосами – на ее изливе в мерный сосуд. В колодцах температуру воды необходимо замерять как можно ближе ко дну. Для измерения температуры подземной воды применяются так называемые «заленивленные» термометры с ценой деления  $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ , у которых ртутный шарик обернут материалом, слабо проводящим тепло. Для измерения температуры подземных вод в глубоких скважинах применяют максимальные, или электрические, термометры [60, 61].

**Цвет.** Подземные воды в большинстве своем бесцветные, но при содержании в воде некоторых химических и органических веществ вода может приобретать окраску. Химически чистая вода обладает небесно-голубым цветом. Органические примеси придают воде буроватый или

желтоватый цвет (например, болотные воды, цвет которых обусловлен присутствием органических гуминовых кислот). Сероводород и закислые соединения железа окрашивают воду в зеленовато-голубой цвет, окисные соединения железа – в буроватый, ржавый. Белый цвет воды объясняется примесью мела, сероватый – взвешенными минеральными частицами.

Цвет воды, так же как и прозрачность, определяют в стеклянном цилиндре высотой 30–40 см, просматривая воду сверху. Полезно сравнивать испытываемую воду с дистиллированной, налитой в такой же цилиндр. Цвет определяют в градусах сравнением с *эталоном цветности*. При цветности не выше 20 °С вода считается удовлетворительной. При согласовании с органами санитарной эпидемиологической службы вода с цветностью до 25 °С может использоваться также для центрального водоснабжения [46].

**Прозрачность (мутность).** Она зависит от количества растворенных в воде минеральных веществ, содержания механических, коллоидных, химических примесей, органических веществ. По степени прозрачности подземные воды подразделяются на четыре категории: 1) прозрачные; 2) слегка мутные; 3) мутные; 4) очень мутные.

Для определения степени прозрачности воды в полевых условиях подземную воду наливают в цилиндр из бесцветного стекла с плоским дном высотой 30–40 см. Определяют степень прозрачности воды на глаз, просматривая цилиндр сверху (в полевых условиях цилиндр может быть заменен литровой бутылкой из бесцветного стекла). Рекомендуются также сравнивать испытываемую воду, налитую в цилиндр, с прозрачной дистиллированной водой в таком же цилиндре.

Более точно прозрачность воды может быть определена в лабораторных условиях в цилиндре с отъемным плоским шлифованным дном. Цилиндр по высоте градуирован на сантиметры.

Прозрачность воды определяется следующим образом. Испытываемую воду перед определением тщательно взбалтывают и наливают в цилиндр. После этого цилиндр ставят над шрифтом для определения степени прозрачности воды так, чтобы шрифт находился на расстоянии 4 см от дна. Отливая или добавляя воду в цилиндр, находят предельную высоту столба воды, при которой чтение шрифта еще возможно. При таком определении прозрачность выражается в сантиметрах столба с точностью до 0,5 см. Мутность воды по стандартной шкале не должна превышать 1,5 мг/л.

Мутность определяется также по градуированному графику не позднее чем через 24 часа после отбора пробы путем сравнения проб исследуемой воды со *стандартными суспензиями* [46].

**Вкус и привкус.** Они зависят от растворенных в воде минеральных веществ, газов, различных примесей.

Вкус воды – свойство в значительной степени субъективное. Оно определяется по температуре воды в 20° С. При этом набирают в рот небольшую порцию воды и, не проглатывая, задерживают на 3–5 секунд. Оценивается вкус по *пятибалльной шкале*. Согласно ГОСТ привкус

не должен превышать более 2 баллов. Выделяются четыре основных вкуса: *соленый, кислый, сладкий, горький*. Остальные оттенки вкуса считаются привкусами.

Слабоминерализованные воды (дождевые, болотные) имеют неприятный сладкий вкус. Так, ионы железа придают ей неприятный вкус, органические вещества – сладковатый. Хлористый натрий дает воде соленый вкус, хлористый магний – соленый с горьким привкусом, а ионы свободной углекислоты – приятный освежающий. При содержании в воде гидрокарбонатов кальция и магния вода также имеет приятный вкус.

**Запах.** В большинстве случаев пресные подземные воды не имеют запаха. Его придают некоторые растворенные вещества (сероводород, органические вещества и др.). Воды, богатые гуминовыми веществами, обладают болотным запахом; застойная вода в колодцах, крепленных деревянными срубами, часто имеет затхлый запах; присутствие сероводорода придает воде запах тухлых яиц. Установлено, что запах воды чаще связан с деятельностью бактерий, разлагающих органические вещества.

Запах определяется при температуре 20 °С и при подогревании воды до 60 °С. Подогретую воду надо налить в бутылку до половины, закрыть горлышко бутылки пробкой или пальцем, сильно встряхнуть 3–5 раз, а затем быстро произвести определение. Интенсивность запаха определяется по пятибалльной шкале (табл. 7). Пригодная для питья вода не должна иметь запаха, ощущаемого потребителем.

Таблица 7

#### Шкала запахов воды

Балл	Интенсивность запаха	Описательные определения
0	Никакого	Отсутствие ощутимого запаха
1	Очень слабый	Запах, не поддающийся обнаружению потребителем, но обнаруживаемый в лаборатории опытным исследователем
2	Слабый	Запах, не привлекающий внимания потребителя, но такой, который можно ощутить, если указать на него
3	Заметный	Запах, легко обнаруживаемый и могущий дать повод относиться к воде с неодобрением
4	Отчетливый	Запах, обращающий на себя внимание и делающий воду неприятной для питья
5	Очень сильный	Запах настолько сильный, что делает воду непригодной для питья

Согласно ГОСТ интенсивность запаха при 20 °С и при нагревании воды до 60 °С не должна быть более 2 баллов.

**Плотность ( $\gamma$ ).** Данное физическое свойство воды определяется как отношение массы ( $m$ ) к объему ( $V$ ) при определенной температуре (за единицу плотности воды принята плотность дистиллированной воды при температуре 4 °С):

$$\gamma = m/V.$$

Плотность подземных вод изменяется от 1 до 1,2 г/см<sup>3</sup> и зависит от количества растворенных в ней солей и от температуры. Наибольшей плотностью вода обладает при 4 °С. В отличие от других жидкостей вода расширяется при охлаждении от 4 до 0 °С, поэтому лед легче воды (его плотность 0,92 г/см<sup>3</sup>). Плотность пресной воды при 4 °С составляет 1,0 г/см<sup>3</sup>, морской – 1,03–1,08 г/см<sup>3</sup>. Иногда плотность воды определяют по величине солёности в *градусах Боме* (°Be). Один градус Боме представляет собой плотность такой воды, в одном литре которой содержится 10 г галита (NaCl). Один градус Боме эквивалентен плотности воды, в 1 000 см<sup>3</sup> которой растворено 10 г хлористого натрия. Для определения плотности воды по ее солёности, выраженной в градусах Боме, пользуются данными табл. 8.

**Сжимаемость ( $\beta$ ).** Этот параметр показывает изменение объема воды под действием давления. Степень сжимаемости воды в основном зависит от количества растворенного в ней газа, температуры и химического состава. Число, показывающее, на какую долю первоначального объема уменьшается жидкость при увеличении давления на 10<sup>5</sup> Па, называется коэффициентом сжимаемости, или коэффициентом упругости  $\beta$ . Коэффициент сжимаемости ( $\beta$ ) определяется отношением изменения объема ( $\Delta V$ ) к соответствующему изменению давления ( $\Delta P$ ). Коэффициент сжимаемости для подземных вод изменяется в следующих пределах:  $\beta = (2,7 - 5) 10^{-5}$  Па.

Таблица 8

Определение плотности воды по ее солёности

Солёность, °Be	Плотность воды	Солёность, °Be	Плотность воды	Солёность, °Be	Плотность воды
1	1,0069	11	1,0825	21	1,1703
2	0,0140	12	1,0907	22	1,1793
3	1,0212	13	1,0990	23	1,1896
4	1,0283	14	1,1074	24	1,1995
5	1,0358	15	1,1160	25	1,2095
6	1,0433	16	1,1247	26	1,2197
7	1,0509	17	1,1335	27	1,2301
8	1,0586	18	1,1425	28	1,2407
9	1,0664	19	1,1516	29	1,2515
10	1,0744	20	1,1609	30	1,2624

**Вязкость.** Она характеризует внутреннее сопротивление частиц жидкости ее движению. Различают динамическую и кинематическую вязкость. Динамическая вязкость в Международной системе единиц (СИ) выражается в паскаль-секундах (Па · с). Паскаль-секунда – это динамическая вязкость среды, при ламинарном течении которой в слоях, находящихся на расстоянии 1 м в направлении, перпендикулярном течению, под действием давления сдвига 1 Па возникает разность скоростей течения 1 м/с. На практике вязкость чаще измеряют в тысячных долях паскаль-секунды. Вязкость дистиллированной воды при атмосферном давлении и комнатной температуре равна 0,001 Па · с.

**Электропроводность.** Подземные воды являются проводником электрического тока, растворами электролитов. Величина электропроводности зависит от количества и состава растворенных в воде солей (общей минерализации вод). Дистиллированная вода не является проводником электрического тока. О величине электропроводности судят по *удельному электрическому сопротивлению*. Под последним понимают сопротивление такого цилиндрического прямолинейного проводника электрического тока, длина которого равна 1 м, сечение – 1 м<sup>2</sup>. За единицу удельного сопротивления принимают Ом · м. Подземные воды обычно характеризуются величинами удельных сопротивлений, которые изменяются от 0,02 до 1,00 Ом · м. Это свойство используется при определении общей минерализации воды по электропроводности с помощью специальных приборов – *солемеров*.

**Радиоактивность.** Подземные воды, содержащие природные радиоизотопы урана, радия и радона (газовые эманации радия), называются радиоактивными. За редким исключением все подземные воды в той или иной степени радиоактивны.

За основную единицу измерения количества радона принято *кюри* – количество радона, находящееся в радиоактивном равновесии с 1 г радия. Поскольку эта единица очень велика, то чаще употребляют более мелкие: милликюри (1·10<sup>-3</sup> кюри), микрокюри (1·10<sup>-6</sup> кюри), миллимикрокюри, или нанокюри (1·10<sup>-9</sup> кюри), Махе (3,64 · 10<sup>-10</sup> кюри на 1 л), эман (1·10<sup>-10</sup> кюри на 1 л).

По международной системе физических единиц (СИ) за единицу измерения активности нуклида в радиоактивном источнике (активность изотопа) принимается секунда в минус первой степени (с<sup>-1</sup>) – активность нуклида в радиоактивном источнике, в котором за 1 с происходит один акт распада (1 кюри = 3,700 · 10<sup>10</sup> с<sup>-1</sup>).

По количеству эманации радия в воде, выраженному в эманах, Е. С. Бургсер рекомендует пользоваться следующим подразделением:

- очень сильнорадиоактивные – свыше 10 000;
- сильнорадиоактивные от 1000 до 10 000;
- радиоактивные – от 100 до 1000;
- слаборадиоактивные от 10 до 100;
- весьма слаборадиоактивные – менее 10.

### 4.3. Химический состав подземных вод

Подземная вода представляет собой очень сложную физико-химическую систему, меняющуюся в зависимости от состава, степени активности входящих в нее компонентов и термодинамических условий.

В. И. Вернадский отмечал, что «...природные воды являются такими системами, все компоненты которых и молекулы самой воды находятся в вечном и непрерывном различном изменении, но основной характер во-

ды остается неподвижным» [11]. Он впервые отметил огромное значение подвижной системы *порода – вода – газ – живое вещество* в формировании состава подземных вод.

Формирование химического и газового состава подземных вод происходит в результате процесса выщелачивания, испарения, конденсации, ионного водообмена, поглощения и выделения газов, жизнедеятельности организмов, а также химического и физического взаимодействия подземных вод с породами, почвами и газами.

Вода играет главную роль в процессах перераспределения химических элементов в земной коре. В работе А. В. Щербакова указывается, что в природных водах в той или иной степени присутствуют все элементы системы В. Д. Менделеева [73]. Однако в практике гидрохимических исследований определяются далеко не все элементы. В некоторых пробах подземных вод обнаруживается более 80 химических элементов, причем одни из них присутствуют в значительных количествах, другие – в ничтожных.

Ионно-солевой комплекс подземных вод представлен макро- и микрокомпонентами, радиоактивными элементами. Кроме того, почти в любой природной воде имеются органические вещества и микроорганизмы, растворенные в воде газы, а также коллоиды и механические примеси.

**Минерализация (сухой остаток).** Об общем количестве веществ, растворенных в воде, можно судить по величине *минерализации* или так называемого *сухого остатка*. Под *минерализацией* воды понимается сумма всех найденных при химическом анализе воды минеральных веществ. Величина сухого остатка характеризует общее содержание растворенных в воде нелетучих минеральных и частично органических соединений.

О величине минерализации судят по *сухому остатку*, который получается после выпаривания определенного объема профильтрованной воды, ее высушивания при температуре 105–110 °С до постоянной массы и последующего взвешивания. Выражается сухой остаток в миллиграммах на литр или же – для соленых вод и рассолов – в миллиграммах на килограмм, граммах на килограмм. При этом 1/1 000 какой-либо величины или 1/10% обозначается знаком ‰ (промилле).

Иногда общее количество солей в воде определяют по сумме ионов, установленных химическим анализом. Результаты такого подсчета часто не совпадают с данными взвешивания сухого остатка после выпаривания воды. Это объясняется тем, что при высушивании сухого остатка бикарбонаты переходят в карбонаты с выделением  $\text{CO}_2$  ( $2\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{CO}_3^{2-} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ ), сульфат кальция может осаждаться в виде гипса с поглощением части воды, органические вещества окисляются и т. п. В связи с тем что вода и углекислый газ, образовавшиеся при разложении бикарбонатов, улетучиваются и в сухом остатке вместо двух ионов  $\text{HCO}_3^{2-}$  остается один ион  $\text{CO}_3^{2-}$ , при вычислении общей минерализации по результатам химического анализа следует брать только половину (точнее, 0,49) количества ионов  $\text{HCO}_3^-$ .

В нефтяной геологии минерализацию воды (рассолов) принято выражать в граммах на 100 г воды. При пересчете минерализации необходимо учитывать плотность воды.

Атмосферные воды имеют минерализацию 0,01–0,03, воды тундры 0,03–0,1, лесной зоны 0,1–0,3 и степей 0,3–0,5 г/л. Для сухих степей, полупустынь и многих рек характерна минерализация вод 0,5–1 г/л.

По действующим нормам (ГОСТ), в питьевых водах сухой остаток не должен превышать 1 000 мг/л. Однако в засушливых районах при отсутствии пресных вод нередко для питья используется вода с сухим остатком 2 000–3 000 мг/л и более. Для орошения вода должна быть холодной с общей минерализацией 1 г/л. Вода с минерализацией 2–3 г/л может использоваться для орошения хорошо дренируемых территорий.

По величине сухого остатка (минерализации) природные воды подразделяются на несколько групп: сверхпресные, пресные, солоноватые, соленые, очень соленые, рассолы (табл. 13). Общая минерализация подземных вод изменяется в широких пределах: от нескольких десятков миллиграммов на литр до предельной величины 650 г/л [73].

*Количественное и качественное определение компонентов* в воде производится с помощью *анализов воды*, которые могут проводиться в стационарных и полевых лабораториях.

Подземные воды в наибольших количествах содержат следующие химические элементы: хлор, сера, углерод, кремний, азот, кислород, водород, калий, натрий, магний, железо, алюминий, кальций.

Содержащиеся в воде химические элементы редко находятся в свободном виде – обычно они входят в различные соединения. Все содержащиеся в подземных водах вещества можно разделить на следующие:

- 1) диссоциированные соединения (соли в виде ионов);
- 2) недиссоциированные соединения;
- 3) органические вещества;
- 4) микрокомпоненты и микроэлементы (в том числе радиоактивные);
- 5) газы.

Химически растворенные вещества (*соли*) присутствуют в воде в виде *ионов – катионов и анионов*. Наиболее распространенные – катионы  $H^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ; анионы:  $OH^-$ ,  $HCO_3^-$ ,  $Cl^-$ . В меньшем количестве содержатся катионы  $K^+$ ,  $Mn^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  и анионы  $NO_2^-$ ,  $NO_3^-$ . В *щелочных водах* в виде ионов может присутствовать также  $SiO_2$ , а в *кислых* (распространенных на севере) –  $Fe$ ,  $Al^{3+}$  и другие металлы.

Необходимо подчеркнуть, что малое содержание в водах таких элементов, как Si, Al и Fe, широко распространенных в горных породах, объясняется их малой подвижностью и растворимостью. Наоборот, Cl и Na весьма подвижны и хорошо растворимы [37, 52, 61].

Поскольку ионы являются преобладающими среди других соединений в природных водах, это дает основание с некоторой долей условности выражать в данной форме макрокомпоненты.

**Макрокомпоненты.** Это главные компоненты, которые содержат преобладающие элементы и комплексные соединения, составляющие основу подземных вод. Они определяют химический тип воды и главные их свойства. Тип химического состава воды и главные ее свойства определяют ионы  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ . Эти ионы обычны в пресных и слабосоленых водах.

Среди макрокомпонентов водород и кислород образуют основную массу раствора – воду. К числу макрокомпонентов относятся также соединения азота и такие элементы, как K, Si, Fe, Al, P, которые широко распространены в земной коре.

Макрокомпоненты составляют основную часть минерального состава природных вод: в пресных водах – свыше 90–95%, в высокоминерализованных – более 99 %.

В пресных и солоноватых водах преобладают обычно ионы  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$  и  $\text{Ca}^{2+}$ , в соленых и рассолах –  $\text{Cl}^-$  и  $\text{Na}^+$ . Ионы  $\text{SO}_4^{2-}$  и  $\text{Mg}^{2+}$  занимают промежуточное положение среди основных анионов и катионов.

### **Главные ионы**

1. **Хлор-ион  $\text{Cl}^-$ .** В земной коре содержится сравнительно небольшое количество хлоридов. В качестве основного компонента хлориды присутствуют только в таких минералах изверженных и метаморфических пород, как солидот и апатит. Они также содержатся в слюдах, роговой обманке, обсидиане и в виде жидких включений в минералах изверженных пород. Однако перечисленные источники не могли бы обеспечить такого количества хлоридов, которое накопилось в водах морей и океанов со времени их образования. Главным источником накопления хлоридов явилось сравнительно небольшое, но постоянное поступление их из вулканических газов [22].

Ион хлора широко распространен в подземных водах, особенно в глубоко залегающих водоносных комплексах. Источниками поступления иона хлора в подземные воды являются: древние морские бассейны, в которых вместе с минеральными отложениями накапливались воды хлоридного натриевого состава; растворение каменной соли (или ее включений в осадочных отложениях); поступление из атмосферы, особенно в засушливых районах и вблизи морей и океанов; продукты жизнедеятельности животного мира.

В связи с хорошей растворимостью хлористых солей осаждение их в воде возможно только при замерзании и испарении. Ионы хлора относительно слабо подвержены ионному обмену, адсорбции и воздействию биологических факторов. Таким образом, ионы хлора являются наиболее устойчивыми в подземных водах.

Хлор-ион находится в воде в виде соединений хлористого натрия. Главный элемент солоноватых, соленых и рассольных вод, хлор вызывает засоление почв и грунтовых вод, вреден для растений. Если присутствие хлора в подземных водах обусловлено растворением каменной соли мор-

ского происхождения, то такая вода для питьевых целей не опасна – она только может иметь соленый привкус. Если же в густонаселенных районах (особенно там, где отсутствует канализация, а грунтовые воды не изолированы с поверхности водонепроницаемыми пластами), в неглубоко залегающих грунтовых водах при отсутствии каменной соли обнаруживается повышенное содержание хлора, то это указывает на загрязнение подземных вод продуктами жизнедеятельности человека. Употребление таких вод для питьевых целей не разрешается.

Как правило, подземные воды, предназначенные для питьевого использования, не должны содержать более 350 мг/л хлор-иона. Только в засушливых районах и на морских побережьях допускается использование подземных вод с содержанием хлор-иона до 500 – 800 мг/л и более.

2. *Сульфат-ион  $SO_4^{2-}$* . Сульфатный ион в подземных водах также имеет широкое распространение, особенно в слабоминерализованных. В отличие от хлор-иона его содержание в подземных водах лимитируется присутствием иона  $Ca^{2+}$ , с которым сульфат-ион образует слабо растворимый  $CaSO_4$ .

Сульфаты могут накапливаться в водах в результате растворения гипсов и ангидритов, а также окисления сернистых соединений (пирита и др.) и сульфидных минералов в песчано-глинистых отложениях, разложения диоксида серы и  $H_2S$ , загрязнения сточными водами.

Сульфатные ионы биологически неустойчивы и при отсутствии кислорода и наличии соответствующих условий часто восстанавливаются до сероводорода.

Сульфат-ион в соединении с кальцием и магнием обуславливает жесткость воды (постоянную), засоляет почвы и грунтовые воды, ядовит для растений.

3. *Гидрокарбонатный  $HCO_3^-$  и карбонатный  $CO_3^{2-}$  ионы*. Эти ионы, особенно  $HCO_3^-$ , распространены преимущественно в пресных и слабосоленоватых подземных водах. Обычно содержание их в воде невелико.

Гидрокарбонатный ион поступает в подземные воды главным образом вследствие *выщелачивания* известняков, доломитов, мергелей при наличии в воде углекислоты по реакциям:



или

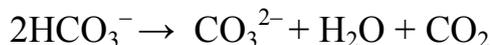


Прямая реакция (слева направо) свидетельствует о выщелачивании карбонатных пород и обогащении ионом  $HCO_3^-$  подземных вод. Такое течение реакции приводит к разрушению названных отложений. В строительной технике этот процесс приводит к разрушению строительных материалов (бетона, железобетона).

Обратная реакция (справа налево) приводит к выпадению из воды  $CaCO_3$  и  $MgCO_3$ , т. е. к образованию осадочных пород. Течение такой реакции обуславливает выпадение карбонатной накипи в паровых котлах, трубах и т. д.

Карбонатный ион в подземных водах совсем не содержится, или же его количество ничтожно мало по сравнению с ионом  $\text{HCO}_3^-$ .

Углекислоту, находящуюся в воде в виде ионов  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$ , условно подразделяют на связанную и полусвязанную. Это деление основано на том, что гидрокарбонат-ион при кипячении воды превращается в карбонат-ион с освобождением при этом половины углекислоты:



Ту часть углекислоты, которая превращается в ион  $\text{CO}_3^{2-}$ , называют *связанной*, а ту, которая при кипячении воды и разрушении иона  $\text{HCO}_3^-$  выделяется в виде  $\text{CO}_2$ , называют *полусвязанной*.

Карбонат-ион при кипячении не разлагается, поэтому всю углекислоту карбонатов (т. е. иона  $\text{CO}_3^{2-}$ ) считают связанной.

В подземных водах, практически не содержащих ионов  $\text{CO}_3^{2-}$ , количества связанной и полусвязанной углекислоты равны.

Итак, гидрокарбонатный ион обуславливает щелочность подземных вод. Карбонатные соединения в подземных водах при обычных температуре и давлении труднорастворимы. На рост растений и плодородие почв углекислые соединения оказывают различное воздействие. Так, поташ  $\text{K}_2\text{CO}_3$  полезен для растений, сода  $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$  вредна, а кальцит  $\text{CaCO}_3$  нейтрален. Содержание карбонатного иона в водах, используемых для питьевых и оросительных целей, не лимитируется.

4. *Соединения азота.* Они встречаются в подземных водах в виде ионов  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{NO}_3^-$  и  $\text{NH}_4^+$ . При неорганическом происхождении соединения азота считаются безвредными в санитарном отношении, но при органическом происхождении, т. е. в результате распада органических веществ соединения азота могут служить показателями загрязнения воды и возможного наличия в ней болезнетворных бактерий. Особенно много ионов  $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{NO}_3^-$  и  $\text{NH}_4^+$  в воде копанных колодцев, вскрывающих неглубокие грунтовые воды в населенных пунктах, где отсутствует глинистая изоляция сверху, предохраняющая эти воды от проникновения загрязнений с поверхности.

5. *Нитрит-ион  $\text{NO}_2^-$ .* Ионы нитрита довольно широко распространены в поверхностных и грунтовых водах, но обычно в очень небольшом количестве. Повышенное количество азотистой кислоты в подземной воде может появляться в процессе окисления аммиачных соединений и разложения органических веществ, а также при восстановлении нитратов в нитриты. Окисление аммиачных соединений нередко вызывается деятельностью нитрифицирующих бактерий. Некоторые виды бактерий, обитающих в загрязненных водах (например, кишечная палочка), проникают в подземные воды с нечистотами. Значительное количество ионов нитрита может свидетельствовать о присутствии в воде болезнетворных бактерий (холерного вибриона, бациллы тифа и др.).

Обычно наличие ионов  $\text{NO}_2^-$  в подземных питьевых водах не допускается. В крайнем случае допускаются лишь их следы.

6. *Нитрат-ион  $NO_3^-$* . Присутствие в подземной воде ионов нитрата свидетельствует о полном окислении органических азотсодержащих веществ. Азотнокислые соли, в незначительных количествах встречаемые в подземных водах, не опасны сами по себе для здоровья людей, но дело в том, что вместе с ионом нитрата могут присутствовать также ионы аммония и нитрита. Для питьевой воды допускается содержание ионов нитрата до 10 мг/л.

7. *Аммоний-ион  $NH_4^+$* . Аммоний образуется в результате химических и биологических процессов. Последние протекают при участии денитрифицирующих бактерий в анаэробных условиях. Наличие иона аммония органического происхождения свидетельствует о процессе распада биологических азотистых веществ, что, несомненно, указывает на загрязнение воды. В подземных водах, предназначенных для питьевого водоснабжения, допускаются в виде исключения только следы аммония.

8. *Натрий-ион  $Na^+$* . Широко распространен в подземных водах, особенно в глубоких водоносных комплексах. По распространению он стоит среди катионов на первом месте. Источниками поступления натрия в подземные воды являются океанические и морские воды, процессы выветривания изверженных горных пород, растворимых отложений каменной соли отдельных рассеянных кристаллов соленосных пород, обменные реакции между ионами кальция в подземных водах и ионами натрия, адсорбированными на частицах глинистых пород.

В основном натрий-ион сопутствует иону хлора (в солоноватых и соленых водах). Реже он связан с сульфатными и гидрокарбонатными ионами. Однако в пресных водах (до 1 г/л) он часто присутствует в виде соды. Все соединения натрия вредны для растений.

9. *Магний-ион  $Mg^{2+}$* . Ион  $Mg^{2+}$  встречается в подземных водах в сравнительно небольших количествах. Воды, в которых ион  $Mg^{2+}$  преобладает над другими ионами, встречаются редко. Присутствие магний-иона в подземных водах в основном связано с поступлением его с морскими водами, из атмосферы, в результате разложения минералов, содержащих магний, и выщелачивания доломитов.

10. *Кальций-ион  $Ca^{2+}$* . Данный ион часто встречается в подземных водах различной минерализации. Причем в пресных и соленых водах ион кальция зафиксирован в соединении с карбонатным (гидрокарбонатные воды) или сульфатным (сульфатные воды) ионами, а в высокоминерализованных рассолах – с хлор-ионом.

В подземные воды кальций поступает при выветривании изверженных горных пород и особенно в результате выщелачивания известняков, доломитов, гипсов, ангидритов и минералов-алюмосиликатов.

В пресных водах обычно  $Ca^{2+}$  доминирует над магнием  $Mg^{2+}$ , что объясняется преобладанием в породах  $Ca^{2+}$  над  $Mg^{2+}$  и большей энергией удержания  $Mg^{2+}$  при адсорбции.

11. *Калий-ион  $K^+$* . В подземных водах ион  $K^+$ , несмотря на хорошую растворимость его солей, фиксируется значительно реже, чем натрий (хотя кларки – среднее содержание этих элементов в земной коре – близки: Na – 2,83; K – 2,59). Объясняется это тем, что калий участвует в образовании вторичных минералов (не растворимых в воде), в значительных количествах усваивается растениями, являясь одним из главных источников их питания, и легко адсорбируется глинистыми породами.

В подземные воды калий обычно проникает в результате выветривания изверженных горных пород, в минералах которых он содержится, а также при растворении калийных солей.

12. *Кремний*. После кислорода кремний является самым распространенным элементом земной коры. Однако в связи со слабой растворимостью силикатных минералов и солей кремния его содержание в подземных водах, как правило, относительно невелико. В подземных водах он присутствует, по-видимому, преимущественно в виде двуоксида кремния.

13. *Железо*. В земной коре железо имеет широкое распространение в таких минералах, как пироксены, амфиболы, магнетит, пирит, биотит, гранаты и др. При выветривании этих минералов высвобождается большое количество железа, которое обычно переходит в относительно слабо-растворимые и устойчивые окислы железа.

В подземной воде соединения железа чаще находятся в закисной форме (в виде иона  $Fe^{2+}$ ) или в окисной (в виде иона  $Fe^{3+}$ ), а также в виде коллоидов. Закисные соединения железа в воде неустойчивы и при доступе кислорода легко окисляются с образованием гидрата окиси железа, которые обнаруживаются в подземных водах в коллоидной форме. Реакция  $Fe^{2+} \leftrightarrow Fe^{3+}$  широко распространена и имеет большое значение. Процесс окисления проходит при участии бактерий. В водах с нейтральной реакцией (pH ~ 7) железо малоподвижно, а в кислых (pH < 7) оно легко переходит в раствор и выносится из породы (так называемый подзолистый тип почвообразования). Большое содержание железистых соединений придает воде чернильный оттенок и неприятный вкус.

Для многих производств вода, содержащая ионы железа, вредна.

*Пример*. На Камчатке при производстве углекислой минеральной воды «Малкинская № 1» из скважины № 14 предприятие ООО «Аквариус» производит водоподготовку до того, как подать ее на завод для разлива по бутылкам. В природной воде на выходе из скважины содержится 19,5 мг/л железа. Лишнее железо убирают из воды следующим образом: в большие емкости с водой нагнетается воздух, в результате чего в воде происходит окисление железа и выпадает осадок, который выливается из емкостей. В итоге в воде падает содержание  $Fe^{2+}$  до 10–30 мг/дм<sup>3</sup>.

В подземных водах содержание железа достигает нескольких десятков, иногда 100 мг/л. В питьевых водах суммарное содержание железа допускается до 0,3 мг/л.

14. *Алюминий.* В земной коре алюминий является одним из наиболее распространенных элементов. Однако он отличается слабой подвижностью в подземных водах.

Основными химическими свойствами воды, которые определяются макрокомпонентами, являются *щелочность*, *кислотность*, *соленость* и *жесткость* (рис. 12).

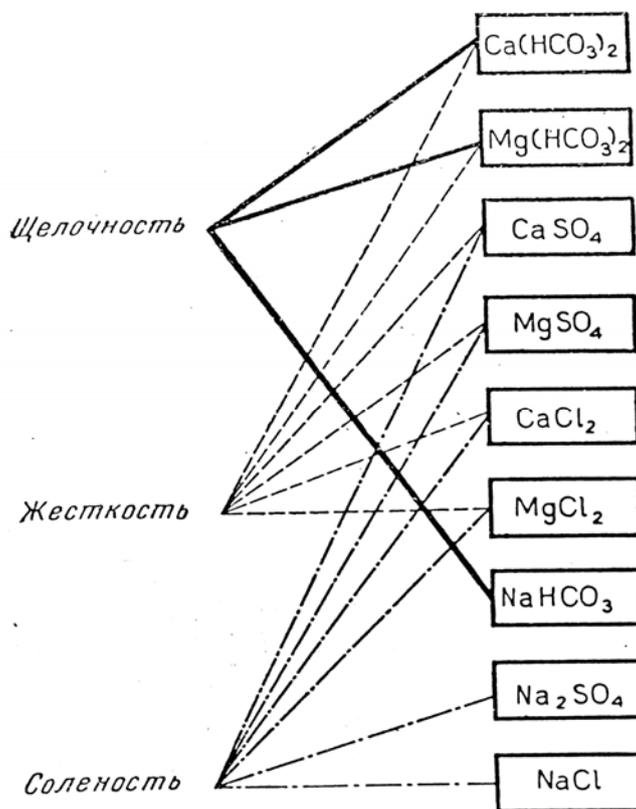


Рис. 12. Сочетание различных солей, обуславливающих некоторые главные свойства воды

**Коллоиды.** Некоторые элементы не в состоянии переноситься подземными водами в виде ионов (алюминий, железо и др.). Передвижение их в земной коре происходит обычно в виде коллоидных частиц. Размеры таких частиц изменяются от 10 до  $1\,000 \cdot 10^{-10}$  м, т. е. они в десять раз больше частиц истинных растворов. Например, в коллоидных частицах кремнезема находится несколько сотен молекул [64].

Частица коллоидного раствора называется *мицеллой*. Коллоиды обладают большими удельными внутренними поверхностями частиц и наличием заряда, что способствует активной сорбции других частиц.

Заряды частиц одного и того же коллоида одинаковы, поэтому они могут длительное время находиться в растворе не слипаясь, пока внешнее воздействие не снимет их заряд.

Важную роль выполняют коллоиды в формировании эндогенных рудных залежей. В виде коллоидов в воде часто находятся  $\text{SiO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n \text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n \text{H}_2\text{O}$ .

**Органические вещества.** В подземных водах они присутствуют в виде живых организмов (бактерий), продуктов распада живых организмов и продуктов выделения живых организмов. Большая часть живых органических веществ содержится в виде коллоидов. Это представители всех химических групп (углеводы, белки, жиры) и таких органических соединений, как углеводороды, спирты, гумусовые вещества, гумины, карбоновые кислоты.

История изучения органических веществ и микроорганизмов в подземных водах связана с оценкой качества пресных вод, используемых для водоснабжения, и с исследованиями химического состава подземных вод нефтяных и газовых месторождений.

В настоящее время изучается содержание в подземных водах следующих компонентов: гуминовых кислот, битумов, фенолов, жирных кислот, нафтенов, а также органического углерода, органического азота и других веществ.

Источниками поступления органических веществ в подземные воды являются атмосферные осадки, поверхностные воды, почвы, морские илы, горные породы, залежи нефти, угля, торфа [71]. Чаще всего органические вещества поступают в подземные воды извне, в процессе их питания, а также могут зарождаться непосредственно в земной коре.

Взаимосвязь органических веществ различных природных объектов, по В. М. Швецу, показана на рис. 13 [71].

Общее количество органических веществ в воде определяют по значению окисляемости или по сумме органического углерода (нелетучих, летучих нейтральных и основных кислот). Под *окисляемостью* понимают количество кислорода или марганцевоокислого калия ( $\text{KMnO}_4$ ), расходуемого на окисление органических веществ. При этом считается, что 1 мг кислорода или 4 мг  $\text{KMnO}_4$  соответствуют 21 мг органических веществ.

В водах, залегающих на небольшой глубине от поверхности земли, особенно на участках, где с поверхности фильтруются воды (атмосферные, речные), обычно встречаются органические вещества животного происхождения и продукты разложения луговой и лесной растительности.

Органические вещества на небольших глубинах представлены сложными гуминовыми соединениями в виде коллоидных растворов, придающих воде желтоватый цвет. Вода, содержащая гуминовые соединения, не оказывает вредного влияния на организм человека, но она часто обладает неприятным вкусом и запахом и поэтому не рекомендуется для питья.

Подземные воды, богатые органическими соединениями, не могут использоваться в паровых котлах.

По данным В. М. Швеца, среднее содержание  $C_{\text{орг. общ}}$  в грунтовых водах равно 27,4 мг/л, в артезианских водах вне газовых залежей – 48,5 мг/л и в водах некоторых областей разгрузки – 52,5 мг/л. Наиболее обогащены органическим веществом приконтурные воды нефтяных и газоконденсатных месторождений, в которых  $C_{\text{орг. общ}}$  соответственно составляет 370 и 826 мг/л.

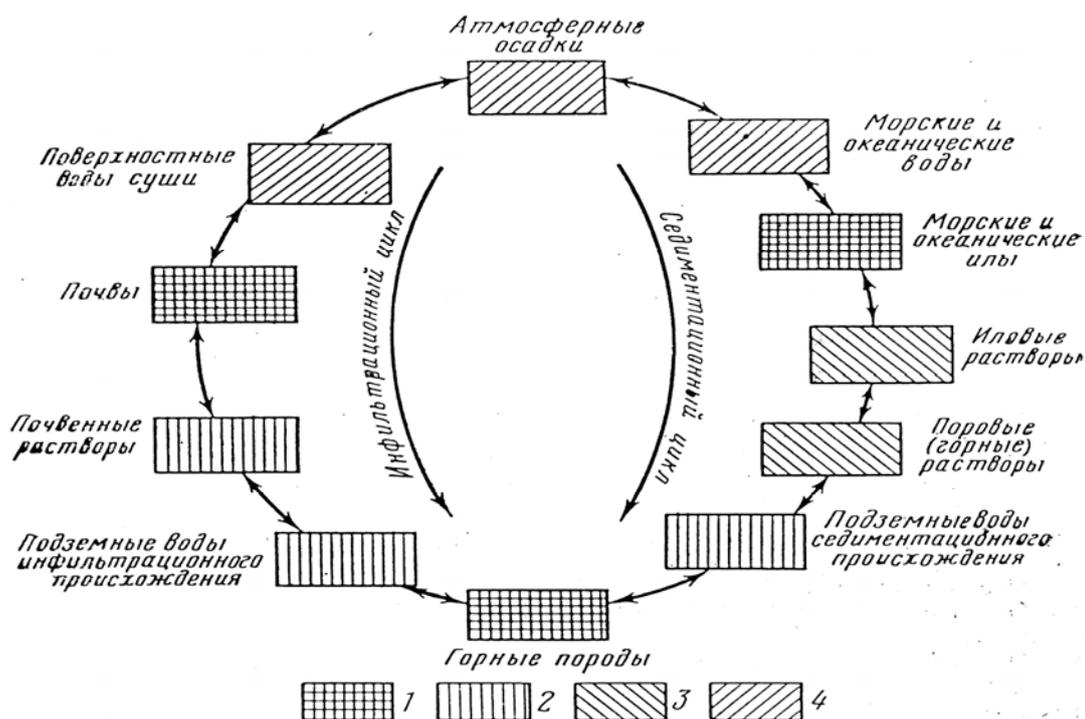


Рис. 13. Взаимосвязь органических веществ и их содержание в различных природных объектах (в %):  
 $1 - n \cdot 10^{-1} - 1 \cdot 10^1$ ;  $2 - n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-1}$ ;  
 $3 - n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-2}$ ;  $4 - n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-3}$

Микроорганизмы в подземных водах представлены различными бактериями, принадлежащими к числу одноклеточных, реже – многоклеточных. В почвах развиваются биохимические процессы разложения органических веществ, в которых участвуют аэробные бактерии, с деятельностью которых связано плодородие почвенного покрова. Ниже, в зонах аэрации и полного насыщения, существуют как аэробные, так и анаэробные бактерии – десульфуризирующие, денитрифицирующие, тионовые, причем роль последних превалирует. В частности, серобактерии активно участвуют в образовании некоторых разностей солоноватых вод.

Вероятной границей распространения их в подземной гидросфере служит глубина распространения температур выше  $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ , которая, как правило, чаще отмечается на значительных глубинах: 4–5 км от дневной поверхности.

Бактерии активно участвуют в формировании химического состава воды, перерабатывая в процессе своей жизнедеятельности органические и неорганические соединения и обуславливая круговорот отдельных элементов (C, S, N, P, Fe и др.). Некоторые из них являются безвредными, другие – вредными для человеческого организма. Поэтому для питьевой воды проводятся бактериологические исследования с целью их санитарной оценки.

**Микрокомпоненты** – отдельные химические элементы или соединения, содержащиеся в подземных водах (или в растительных и животных

организмах и почве) в количестве менее 2–5, иногда 10 мг/л (редко 100 мг/л). Присутствие в воде некоторых компонентов в избыточных количествах ограничивает использование этих вод для водоснабжения. Некоторые из них (бор, медь, молибден) повышают урожайность сельскохозяйственных культур (микроудобрения).

Необходимо отметить, что указанные количественные пределы являются условными, так как в естественной обстановке иногда встречаются воды, в которых содержание микрокомпонентов превышает в 100 и более раз указанные пределы. Например, содержание брома в подземных высококонцентрированных рассолах Иркутского амфитеатра достигает 10 мг/л.

Микрокомпоненты обычно не определяют химический тип воды, но они оказывают значительное влияние на специфические особенности их состава. Хотя микрокомпоненты находятся в весьма малых количествах, они способны оказывать большое влияние на течение биологических процессов.

К *микрокомпонентам* относятся такие элементы, как Li, B, F, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Br, Sr, Br, Sr, Mo, I, Ba, Pb и другие, а также Rb, Au, Hg, содержание которых в подземных водах редко превышает 0,1 мг/л (*ультрамикрокомпоненты*). Присутствие в воде некоторых компонентов в избыточных количествах ограничивает использование этих вод для водоснабжения.

Изучение микрокомпонентов имеет большое теоретическое значение. Установлено, что многие из них оказывают большое влияние на жизнедеятельность человека, животных и растений (I, F, Zn, Cu, Co, B и др.). Эти микрокомпоненты поступают в организм человека вместе с водой и пищей. В некоторых областях недостаток или избыток микрокомпонентов в воде и почве приводит к заболеванию людей. Такие заболевания принято называть геохимическими эпидемиями. Из них наиболее известными являются эпидемический зоб, обусловленный недостатком йода во внешней среде. Эпидемический зоб – это заболевание организма, при котором происходит опухолевидное увеличение щитовидной железы.

Высокая концентрация в воде фтора приводит к заболеванию эпидемическим флюорозом, которое выражается в поражении зубной эмали в виде пятнистости и крапчатости, а в некоторых тяжелых случаях – к заболеванию костей скелета. При недостатке в воде фтора отмечается заболевание под названием «кариес зубов».

Фтористые минералы проникают в организм человека с питьевой водой. Считается нормальным, когда содержание фтора в питьевой воде не превышает 1,5 мг/л, а оптимальная норма колеблется в пределах 0,8–1,0 мг/л. Заболевание флюорозом начинается при наличии в воде фтора в количестве 4–6 мг/л и более. Случаи поражения скелета организма отмечались, когда концентрация в воде фтора достигала 13 мг/л.

Некоторые компоненты (Br, I, Sr и др.) используются для выяснения условий формирования подземных вод. Высокое содержание микрокомпонентов в подземных водах позволяет использовать последние как минераль-

ное сырье для извлечения полезных для народного хозяйства компонентов (йод, бром, бор, литий и др.). Кроме того, повышенное содержание микрокомпонентов в подземных водах является поисковым критерием на рудные полезные ископаемые (свинец, цинк, мышьяк, железо, медь).

**Радиоактивные элементы.** К ним относятся U, Ra, Rn и некоторые радиоактивные изотопы:  $K^{40}$ ,  $H^3$ ,  $C^{14}$  и др.

Отличительной чертой радиоактивных элементов является неустойчивость их ядер, в результате чего происходит их непрерывный распад и образование других элементов или изотопов данного элемента, а также выделение радиоактивных излучений.

Концентрация радиоактивных элементов выражается не только в таких единицах, как граммы на килограмм, граммы на литр, проценты, но также в единицах радиоактивного излучения. Уран и радий во всех подземных водах встречается в микроколичествах. Пределы содержания урана и радия в природных водах даны в табл. 9, из которой видно, что наиболее высокое содержание урана и радия отмечается в подземных и речных водах.

Таблица 9

Содержание урана и радия в природных водах

Объекты исследования	U · 10 <sup>-6</sup> , г/л	Ra · 10 <sup>-13</sup> , г/л
Океан	1,3–3,0	0,22–20
Внутренние моря	1,5–2,8	0,9–20
Реки	0,012–47,0	0,3–60
Минеральные источники	0,018–120	65–3 800

**Радон** – радиоактивный благородный газ. Он имеет 12 короткоживущих изотопов, из которых наиболее распространен Rn<sup>222</sup> с периодом полураспада 3,8 суток. Этот изотоп образуется в основном при распаде Ra<sup>226</sup>. Подземные воды, имеющие очень большие концентрации радона, чаще всего связаны с месторождениями урана.

**Калий-40** составляет около 0,012% природного калия, но активность его излучений весьма высока и создает почти весь радиоактивный фон природных вод. Однако содержание его в питьевой воде не считается опасным для здоровья человека, поэтому калий-40 и не относится к опасным радиоактивным элементам.

Радиоактивные изотопы **тритий ( $H^3$ )** и **радиоуглерод ( $C^{14}$ )** образуются в верхних слоях атмосферы под действием космических частиц с высокой энергией на атом азота путем захвата нейтронов.

Период полураспада **трития** – около 12,5 лет. Показания наличия трития используются при определении возраста подземных вод атмосферного генезиса, изучения условий их движения и формирования.

**Радиоуглерод**, возникнув в атмосфере, сразу же образует с кислородом двуокись углерода  $C^{14}O_2$ , которая наряду с обычной углекислотой  $C^{12}O_2$  участвует во всех биологических и геохимических процессах. Через живые организмы радиоуглерод переходит в органические остатки и карбонатные породы.

Период полураспада радиоуглерода составляет  $5,5 \cdot 10^3$  лет. По отношению к  $C^{14}/C^{12}$  можно определить возраст остатков или карбонатных соединений, а также подземных вод, в которых растворены карбонатные минералы.

Газы в воде содержатся в молекулярном виде. Чаще всего в подземных водах присутствуют  $CH_4$ ,  $CO_2$ ,  $NO_2$ ,  $H_2S$ ,  $O_2$ ,  $N_2$ , реже встречаются Rn, He и др.

Газы в подземных водах находятся как в растворенном состоянии, так и в виде свободных (спонтанных) газов. При уменьшении давления растворенные газы могут переходить в свободные.

Кислород имеет преимущественно атмосферное происхождение, частично выделяется водной растительностью при процессах фотосинтеза. В подземных водах он находится в виде растворенных молекул, содержание которых изменяется от 0 до 15 мг/л.

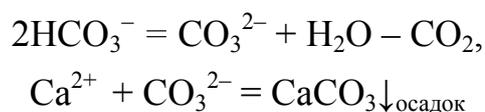
В основном кислород обнаруживается в подземных водах зоны аэрации, грунтовых водах и сравнительно неглубоко залегающих водах артезианских водоносных горизонтов. Однако в областях питания артезианских водоносных комплексов и по тектоническим трещинам в предгорных и горно-складчатых областях с водами атмосферного генезиса кислород проникает на большие глубины – сотни и тысячи метров. Его содержание в подземных водах постепенно убывает с глубиной. Кислород, растворенный в воде, является окислителем для всех веществ, обладающих переменной валентностью и находящихся в растворе.

Углекислота, находящаяся в воде в виде углекислого газа, называется свободной углекислотой. Так же как и кислород, она поглощается подземными водами из воздуха атмосферы. Кроме того, она возникает при биохимических и химических процессах, протекающих в толщах горных пород земной коры. Углекислота также выделяется при вулканических и метаморфических процессах.

Содержание углекислоты в подземных водах убывает сверху вниз. Согласно взглядам В. И. Вернадского, граница распространения свободной углекислоты находится значительно ниже нижней границы присутствия в подземных водах кислорода.

Подземные воды, содержащие свободную углекислоту в равновесном количестве, обладают свойством агрессивности по отношению к карбонатным породам, т. е. углекислота приобретает способность выщелачивать, а значит, и разрушать горные породы, бетон, железобетон.

Термин «агрессивная углекислота» является условным. Под ним понимают двуокись углерода, способную переводить в раствор карбонат кальция по уравнению



Сероводород в подземных водах может находиться в виде растворенного газа  $H_2S$ , ионов гидросульфида  $HS^-$  и сульфида  $S^{2-}$ .

Сероводород накапливается в подземных водах преимущественно в результате восстановления сульфидов углеродами в процессе жизнедеятельности *десульфидирующих* анаэробных бактерий или в условиях высоких температур и давлений (термометаморфизм).

Обычно содержание сероводорода в подземных водах редко превышает 50 мг/л. Только в водах отдельных газонефтяных месторождений (Краснокумск, Туймазы, Бугуруслан, Андижан и др.) его содержание достигает 1 000–2 000 мг/л.

Сероводород, растворенный в подземных водах, служит восстановителем для всех рудообразующих элементов, обладающих переменной валентностью [73].

*Водород* накапливается в подземных водах в процессе диссоциации воды и разложения органических веществ, а также при гидролизе солей тяжелых металлов (сульфатов железа, меди, алюминия и др.) в зонах окисления сульфидных руд. Кроме того, свободный водород выделяется в районах современной вулканической деятельности.

Концентрация ионов водорода в природных водах имеет широкий диапазон – от  $10^{-4}$  до  $10^{-9}$ . Атомарный водород активнее молекулярного. При обычных условиях он соединяется со многими элементами (S, P, As и др.) и восстанавливает окислы металлов (Cu, Pb, Ag и др.) из их солей, а также вступает в другие химические реакции.

*Метан* и *тяжелые углеводороды* в подземных водах образуются в результате биохимических процессов при разложении органического вещества преимущественно в нефтегазоносных районах и угольных бассейнах, а также на участках распространения болот и торфяных озер. Содержание  $\text{CH}_4$  в подземных водах достигает 50 см<sup>3</sup>/л.

Метан и тяжелые углеводороды характерны для восстановительных условий. Они не оказывают влияния на миграцию микрокомпонентов.

*Азот* и *благородные газы* (гелий, неон, аргон, криптон и ксенон) являются инертными газами. В подземных водах обычно присутствуют газы атмосферного, биогенного и радиогенного генезиса. Некоторые из них (гелий, аргон) имеют большое значение для определения возраста подземных вод глубоких комплексов.

Количественное и качественное определение отдельных компонентов в воде производится с помощью *анализов воды*. Анализы воды могут производиться в стационарных и полевых гидрохимических лабораториях.

Содержание растворимых в воде компонентов выражается в граммах или миллиграммах на литр. Вещества (соли), диссоциирующие на ионы, выражают также в *миллиграмм-эквивалентах* (грамм-эквивалентах) и *миллиграмм-эквивалент-процентах* (реже грамм-эквивалент-процентах). *Грамм-эквивалент* – это количество вещества в граммах, численно равное его эквиваленту химическому. Эквивалентная форма выражения содержания анионов и катионов позволяет судить о составе растворенных в воде солей и контролировать правильность проведенного

химического анализа.

Пересчет *ионной формы* в эквивалентную производится по схеме:

$$\text{мг-экв} = \frac{\text{мг/л}}{\text{экв. масса}},$$

$$\text{экв. масса} = \frac{\text{атомная (ионная) масса}}{\text{валентность}}.$$

Практически содержание ионов (в мг/л) умножается на пересчетные для каждого иона коэффициенты (табл. 10), которые представляют собой величины, обратные эквивалентным массам. При правильно проведенном анализе различие между суммой миллиграмм-эквивалентов анионов и суммой миллиграмм-эквивалентов катионов не должно превышать 5%.

Таблица 10

**Коэффициенты для пересчета из ионной формы (в мг/л)  
в эквивалентную (в мг-экв/л)**

Ионы	Коэффициенты	Ионы	Коэффициенты
Ca <sup>+</sup>	0,0499	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,0164
Mg <sup>+</sup>	0,0822	SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	0,0208
Na <sup>+</sup>	0,0435	Cl <sup>-</sup>	0,0282
K <sup>+</sup>	0,0256	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,0161

Более наглядной формой выражения химического анализа является *миллиграмм-эквивалент-процентная*. При пересчетах суммы миллиграмм-эквивалентов анионов и катионов отдельно принимаются за 100%, а затем подсчитывается количество процентов, приходящееся на каждый анион и катион в соответствии с их содержанием в миллиграмм-эквивалентах (табл. 11).

Таблица 11

**Формы выражения ионного состава воды**

Ионы	мг/л	мг-экв/л	мг-экв%
Ca <sup>+</sup>	95,3	4,75	44,86
Mg <sup>+</sup>	42,4	3,48	32,86
K <sup>+</sup>	15,5	0,40	3,78
Na <sup>+</sup>	45,1	1,66	18,50
Сумма	198,3	10,59	100,00
Cl <sup>-</sup>	18,9	0,39	3,68
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	3,2	0,09	0,84
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	617,0	10,11	95,48
Сумма	639,1	10,59	100,00

#### 4.4. Водородный показатель (рН)

Водородный показатель характеризуется активностью, или концен-

трацией ионов водорода в воде [46].

Вода в незначительной степени диссоциирует на ионы по уравнению



В нейтральной воде концентрации ионов  $\text{H}^+$  и  $\text{OH}^-$  одинаковы.

В природных водах концентрация ионов  $\text{H}^+$  зависит не только от диссоциации воды, но и от соотношения концентрации угольной кислоты ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ) и ее ионов, поступающих из гумусовых кислот и в результате гидролиза тяжелых металлов.

*Концентрацию ионов водорода* принято выражать показателем рН, который представляет собой отрицательный десятичный логарифм *концентрации ионов водорода*:

$$\text{pH} = -\log (\text{H}^+).$$

Для оценки подземных вод перед практическим использованием определяется *активная реакция воды*, которая численно оценивается величиной рН.

По предложению А. Н. Павлова и В. Н. Шемякина (1967) подземные минеральные воды по величине рН разделены на семь групп:

- 1) сильнокислые ( $\text{pH} < 1,9$ );
- 2) кислые ( $1,9 \leq \text{pH} < 4,1$ );
- 3) слабокислые ( $4,1 \leq \text{pH} < 7$ );
- 4) нейтральные ( $\text{pH} = 7$ );
- 5) слабощелочные ( $7 < \text{pH} < 8,3$ );
- 6) щелочные (от  $8,3 \leq \text{pH} < 10,3$ );
- 7) высокощелочные ( $\text{pH} > 10,3$ ).

Это физико-химическое обоснованное подразделение подземных вод по величине рН может быть распространено и на пресные воды.

В подземных водах рН изменяется в широких пределах: от 1,8 до 11,0. Чаще всего подземные воды имеют значения рН от 5 до 8, т. е. слабощелочную или нейтральную реакцию.

Сильнокислые и кислые подземные воды встречаются в районах современной вулканической деятельности (в fumarолах), а также на некоторых месторождениях полезных ископаемых (сульфидных, каменноугольных и др.). В пределах болот воды кислые, непригодные для питья. Значения  $\text{pH} = 7-9$  обычно свойственны содовым водам.

Для рек и озер характерны значения рН в пределах 6,8–8,5, а для вод океанов величины рН изменяются от 7,8 до 8,3 [1]. Согласно ГОСТ в питьевых водах водородный показатель должен быть в пределах 6,5–8,5. Концентрация ионов водорода определяется обычно на месте взятия пробы.

#### 4.5. Жесткость воды

*Жесткость воды* – особое свойство, обусловленное присутствием в воде *солей кальция и магния*. При повышенном содержании этих солей

в воде образуется при нагревании и кипячении накипь на стенках посуды, труб, котлов, наблюдается вспенивание, медленно развариваются в воде различные продукты. Различают несколько видов жесткости:

- 1) общая;
- 2) карбонатная;
- 3) устранимая;
- 4) постоянная.

*Общая жесткость* равна сумме устранимой и постоянной жесткости. Обусловлено содержание в воде всех солей кальция и магния (в общем случае  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ,  $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ ,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{MgSO}_4$ ,  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{MgCl}_2$ ).

*Карбонатная жесткость* зависит от содержания в воде бикарбонатов и карбонатов кальция и магния –  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ,  $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ ,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ .

*Устранимая* (временная) *жесткость* вызывается содержанием в воде только бикарбонатов кальция и магния –  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ,  $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$ . Она устраняется при кипячении воды.

*Постоянную жесткость* воде придают растворенные в ней хлориды кальция и магния –  $\text{CaCl}_2$ ,  $\text{MgCl}_2$ , сульфаты кальция и магния –  $\text{CaSO}_4$ ,  $\text{MgSO}_4$  и небольшое количество карбонатов кальция и магния –  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ .

Жесткость воды измеряется в миллиграмм-эквивалентах на литр.

Устаревшей формой количественного выражения жесткости являются так называемые немецкие градусы. Численно 1 мг-экв/л жесткости равен 2,8 немецкого градуса. По величине общей жесткости воды делятся на типы (табл. 12) [1].

Щелочность воды обусловлена наличием в ней щелочи натрия, карбоната натрия и бикарбоната натрия. В соответствии с этими компонентами щелочь может быть *гидратной* и *бикарбонатной*.

Количественное и качественное определения компонентов в воде производятся с помощью *анализов воды* в стационарных и полевых лабораториях.

Таблица 12

#### Разделение природных вод по жесткости

Воды	Общая жесткость, мг-экв/л	Общая жесткость, немецкие градусы
Очень мягкие	< 1,5	< 4,2
Мягкие	От 1,5 до < 3,0	От 4,2 до < 8,4
Умеренно жесткие	От 3,0 до < 6,0	От 8,4 до < 16,8
Жесткие	От 6,0 до < 9,0	От 16,8 до < 25,2
Очень жесткие	Более или равно 9,0	Более или равно 25,2

#### 4.6. Агрессивность воды. Оценка вод при строительстве

*Агрессивностью* называется вредное (разъедающее) воздействие вод на отделочные части и материал сооружений (бетон, железные трубы,

фильтры), находящихся в зонах колебания их уровня и насыщения.

Агрессивность, или разрушающее действие подземных вод на подземные части инженерных сооружений, зависит от состава подземных вод (химического и газового), температуры подземных вод, скорости движения подземных вод, материала, из которого построено сооружение.

Особенно важно выяснение агрессивности подземных вод по отношению к бетону. Наблюдения, экспериментальные и теоретические работы показывают, что разрушение бетонов происходит:

1) в результате растворения и выщелачивания составных частей затвердевшего бетона;

2) в связи с образованием в бетоне новых соединений, возникающих в результате взаимодействия его ингредиентов с растворенными в воде веществами.

По отношению к бетону существуют нормы оценки агрессивности воды [46]. Выделяются пять видов агрессивности: общекислотная, выщелачивающая, сульфатная, магниевая, углекислая.

1. *Общекислотная агрессивность* определяется величиной pH; агрессивными являются кислые воды.

2. *Углекислая агрессивность* заключается в разрушении бетона в результате растворения карбонатов кальция под действием агрессивной угольной кислоты:



Этот процесс обратим и не имеет окончания.

Нормы содержания  $\text{CO}_2$  в воде различны и зависят от условий, в которых происходит агрессия: проницаемости пород, напора воды, толщины конструкции, марки цемента. Максимальное содержание агрессивной  $\text{CO}_2$  при большой скорости фильтрации составляет около 3 мг/л, при малых доходит до 8,3 мг/л.

3. *Агрессивность выщелачивающая* обуславливается временной карбонатной жесткостью, проявляется в виде растворения карбонатов кальция и вымывания из бетона гидроксида кальция  $\text{Ca}(\text{OH})_2$ . В зависимости от конкретных условий вода считается агрессивной при минимальном содержании  $\text{HCO}_3^-$  (от 0,4 до 1,5 мг-экв/л). Выщелачивающая агрессивность характерна для мягких вод и проявляется при бикарбонатной щелочности меньше 1,5 мг-экв/л.

4. *Сульфатная агрессивность* наблюдается при большом содержании иона  $\text{SO}_4^{2-}$ . Для обычного бетона агрессивна вода, содержащая больше 250 мг/л  $\text{SO}_4^{2-}$  при концентрации хлора менее 1 000 мг/л. При этом в трещинах и пустотах бетона кристаллизуются соли: *гипс* ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) и *сульфоалюминат кальция* (цементная бацилла), приводящие к его вспучиванию и разрушению.

Возникающие при кристаллизации солей силы разрушают бетон.

5. *Магниевая агрессивность* отмечается при высоких содержаниях ионов  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ . Бетон при этом вспучивается и разрушается (при

большом содержании в воде магния – более 2 000 мг/л).

*Кислые воды* являются агрессивными при pH меньше 7 для бетона из рядового портландцемента и при pH меньше 5 – для бетона из сульфатостойкого цемента.

При общекислотной, выщелачивающей, углекислотной и магниезальной агрессивностях происходит растворение составных частей бетона и образование в нем пустот. Возникающие при кристаллизации солей силы разрушают бетон.

Для изделий из железа (буровые трубы, трубопроводы, насосы) агрессивны кислые воды с pH 3–4. К ним относятся грунтовые воды Крайнего Севера и многих болот нечерноземной зоны России. Агрессивность вод может проявляться при смешивании двух, даже неагрессивных, вод.

При оценке вредного действия водорастворимых солей надо принимать во внимание концентрацию (общую минерализацию) в водах, содержание различных газов, температуру и давление. Водорастворимые соли в смеси частично теряют свою агрессивность (по сравнению с токсичностью одной соли в чистом виде).

#### 4.7. Классификация подземных вод по химическому составу

Ввиду разнообразия химического состава существуют различные классификации: по степени общей минерализации, соотношению анионов и катионов, коллоидному и бактериальному составу, содержанию некоторых газов и т. д.

В последнее время большое применение имеет классификация, предложенная О. А. Алекиным (рис. 14). В ее основу положен учет катионов и анионов, содержание которых в воде равно или превышает 25 мг-экв/л. Кроме этого, учитываются соотношения между содержанием катионов кальция и магния – с одной стороны, и анионов  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{SO}_4^{2-}$  – с другой. Согласно этой классификации все природные воды могут быть разделены на классы, классы – на группы, а группы – на типы воды. Классы выделены по анионам ( $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ ), а группы – по катионам. В каждой группе может быть выделено по 3–4 типа в соответствии с нижеследующими неравенствами:

$$\text{I тип: } r \text{HCO}_3^- > r \text{Ca}^{2+} + r \text{Mg}^{2+};$$

$$\text{II тип: } r \text{HCO}_3^- < r \text{Ca}^{2+} + r \text{Mg}^{2+} < r \text{HCO}_3^- + r \text{SO}_4^{2-};$$

$$\text{III тип: } r \text{HCO}_3^- + r \text{SO}_4^{2-} < r \text{Ca}^{2+} + r \text{Mg}^{2+};$$

$$\text{IV тип: } r \text{HCO}_3^- = 0.$$

Воды I типа – минерализованные, мягкие, приурочены обычно к магматическим или нерастворимым осадочным породам или формируются при обменных реакциях в почвах и породах.

Ко II типу относится небольшая часть пресных поверхностных вод или слабоминерализованных грунтовых вод.

Воды III типа – минерализованные (воды морей, океанов, соленые подземные воды).

Воды IV типа – хлоридно-кальциевые или хлоридно-магниевые, кислые.

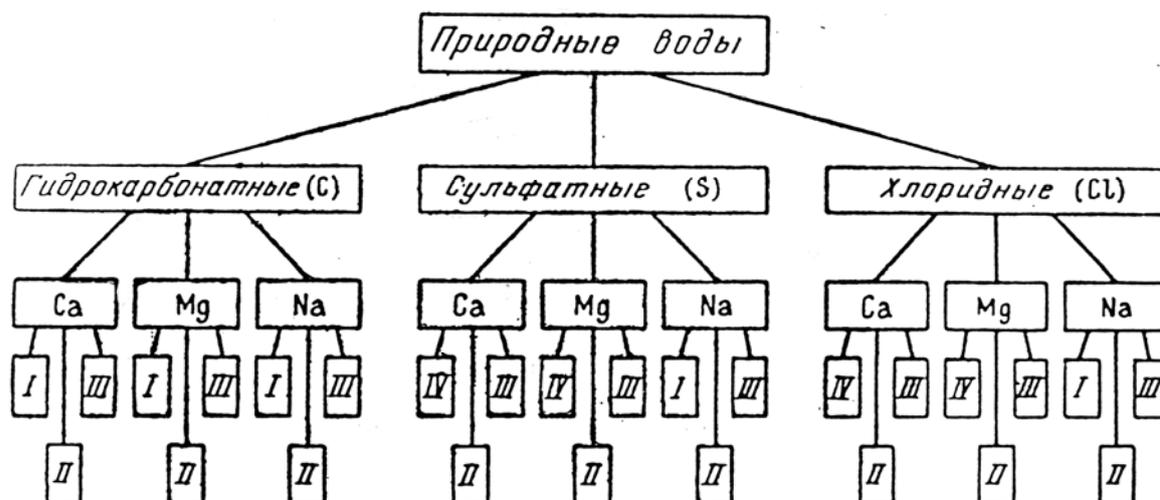


Рис. 14. Классификация природных вод (по О. А. Алекину) [1]

Таблица 13

**Классификация вод по общей минерализации  
(по В. А. Малыгину и В. П. Кузьминой) [46]**

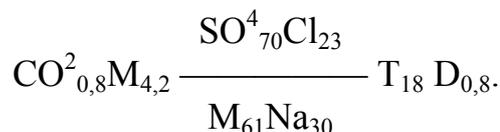
Общая минерализация, г/л	Класс	Характеристика ионного состава
0,2	Пресные	Гидрокарбонатные
0,2–0,5	Пресные	Гидрокарбонатные
0,5–1	Пресные	Гидрокарбонатные
1–3	Солоноватые	Сульфатные
3–10	Соленые	Сульфатно-хлоридные
10–35	Очень соленые	Обычно хлоридные
35–50	Переходные к рассолам	Хлоридные
50–400	Рассолы	Хлоридные

Общая минерализация вод – очень важный критерий классификации природных вод. Разделение подземных вод по общей минерализации – количеству всех растворенных в воде веществ – приведено в табл. 13. Здесь же дан и наиболее типичный химический состав каждого класса минерализации.

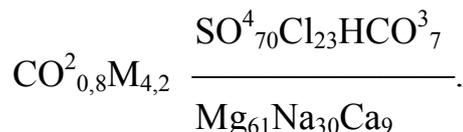
**4.8. Изображение химического состава подземных вод**

Результаты химических анализов воды, кроме табличной формы, при оценке подземных вод какого-либо района изображаются для наглядности в виде формул и диаграмм. Формулы М. Г. Курлова и солевого состава воды показывают результат только одного анализа. Формула М. Г. Курлова представляет собой псевдодробь: в числителе отражаются анионы, в знаменателе – катионы. Записываются и анионы, и катионы в порядке убывания содержания (в мг-экв. %) и только те, содержание которых равно или больше 10 мг-экв. %. Слева от дробной линии пишется буква М (минерализа-

ция), справа от которой внизу отмечается общая минерализация воды (в г/л). Слева от буквы М записываются газы и специфические микрокомпоненты (в г/л) в порядке убывания. Справа от дробной линии записывают температуру воды (Т) и дебит скважины или родника (D) (м<sup>3</sup>/сут):



Формула солевого состава отличается от формулы М. Г. Курлова только тем, что в нее записываются все анионы и катионы независимо от их процентного содержания и не указываются температура воды и дебит:



Записанный выше в виде формулы М. Г. Курлова и формулы химического состава анализ характеризует воду соленую (сухой остаток 4,2 г/л), сульфатную ( $\text{SO}_4^{2-} = 70$  мг-экв. %), натриево-магниевую ( $\text{Mg}^{2+} = 61$  мг-экв. %,  $\text{Na}^+ = 30$  мг-экв. %), содержащую углекислоту ( $\text{CO}_2 = 2,8$  мг/л).

Запись состава природных вод записывается по формуле Курлова и при геоэкологических исследованиях [49].

Для графического изображения химического состава и систематизации анализов существует несколько способов. Простейшим из них для изображения единичных анализов является график-прямоугольник (рис. 15). График строится в виде двух вертикальных или горизонтальных прямоугольников, на одном из которых в масштабе нанесены %-эквиваленты анионов, на другом – %-эквиваленты катионов в последовательности, определяемой относительной реактивной силой:  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{H}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{I}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{OH}^-$ . В полосе между прямоугольниками анионов и катионов отражается наличие гипотетических солей.

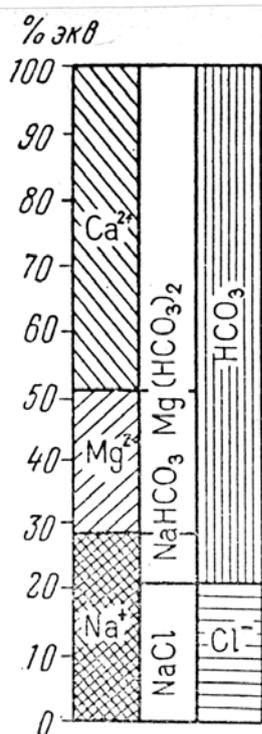


Рис. 15. График-прямоугольник химического состава воды

Для графического изображения химического состава и систематизации анализов существует несколько способов. Простейшим из них для изображения единичных анализов является график-прямоугольник (рис. 15). График строится в виде двух вертикальных или горизонтальных прямоугольников, на одном из которых в масштабе нанесены %-эквиваленты анионов, на другом – %-эквиваленты катионов в последовательности, определяемой относительной реактивной силой:  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{H}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{I}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{OH}^-$ . В полосе между прямоугольниками анионов и катионов отражается наличие гипотетических солей.

Графически изображать единичные анализы можно также с помощью круга-диаграммы Н. И. Толстихина (рис. 16). Диаметр круга в масштабе отвечает величине минерализации воды, выраженной в виде сухого остатка или суммы растворенных веществ. Горизонтальной линией круг делится на две части. В верхней части откладываются по секторам слева направо в масштабе катионы в следующем порядке:  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ , а в нижней части в том же порядке – анионы  $\text{CO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  и  $\text{Cl}^-$ .

В последнее время циклограмму изображают в виде двух концентрических кругов (рис. 17). Во внутреннем круге откладываются последовательно слева направо от горизонтальной линии анионы  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ , а во внешнем круге, также слева направо, катионы  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ . Диаметр круга в масштабе отвечает величине минерализации воды. Анионы и катионы на обеих циклограммах заштриховывают определенным условным знаком или раскрашивают в различные цвета.

Для изображения и систематизации большого количества химических анализов чаще всего используются диаграмма-квадрат Н. И. Толстихина (рис. 18) и диаграммы-треугольники (рис. 19). Диаграммы-треугольники (два) показывают распространение подземных вод отдельно по анионному и катионному составам (рис. 19).

В диаграмме-квадрате Н. И. Толстихина положение анализа определяется содержанием в мг-экв.% как анионов, так и катионов (рис. 18). График представляет собой квадрат, каждая сторона которого разделена на 100 равных частей (соответственно 100 % экв). По горизонтальным сторонам квадрата наносится количество катионов (в % экв), сверху справа налево  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ; снизу слева направо  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ . По вертикальным сторонам откладывается количество анионов; по левой стороне снизу вверх  $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ , по правой стороне сверху вниз  $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ . Каждая точка внутри квадрата имеет четыре координаты, отвечающие содержанию  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$  (в % экв), найденных анализом.

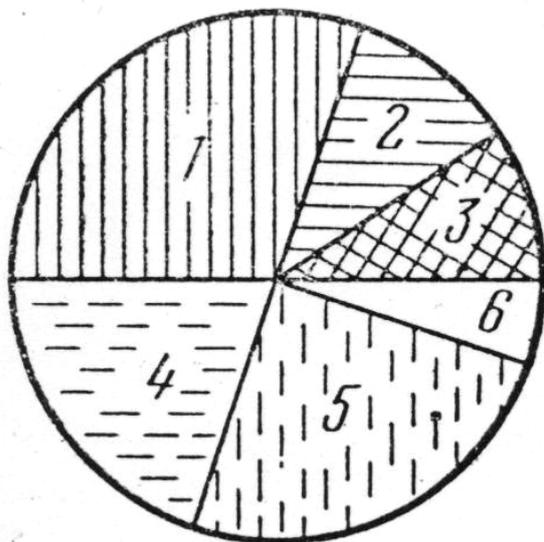


Рис. 16. Круг-диаграмма химического состава природных вод:  
 1 –  $\text{Ca}^+$ ; 2 –  $\text{Mg}^{2+}$ ;  
 3 –  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ; 4 –  $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$ ;  
 5 –  $\text{SO}_4^{2-}$ ; 6 –  $\text{Cl}^-$

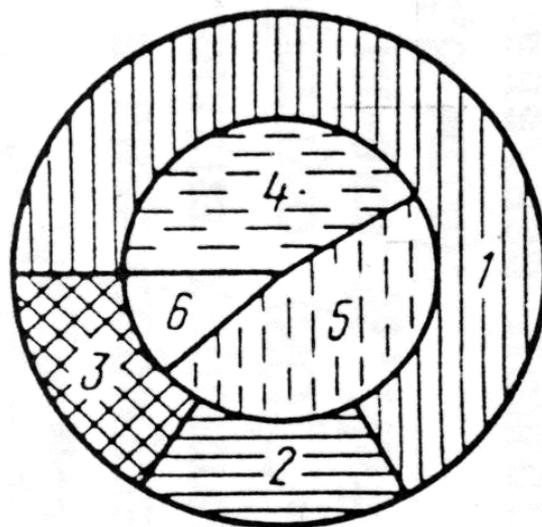


Рис. 17. Круг-диаграмма химического состава вод (концентрическая):  
 1 –  $\text{Ca}^+$ ; 2 –  $\text{Mg}^{2+}$ ; 3 –  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ;  
 4 –  $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$ ; 5 –  $\text{SO}_4^{2-}$ ; 6 –  $\text{Cl}^-$

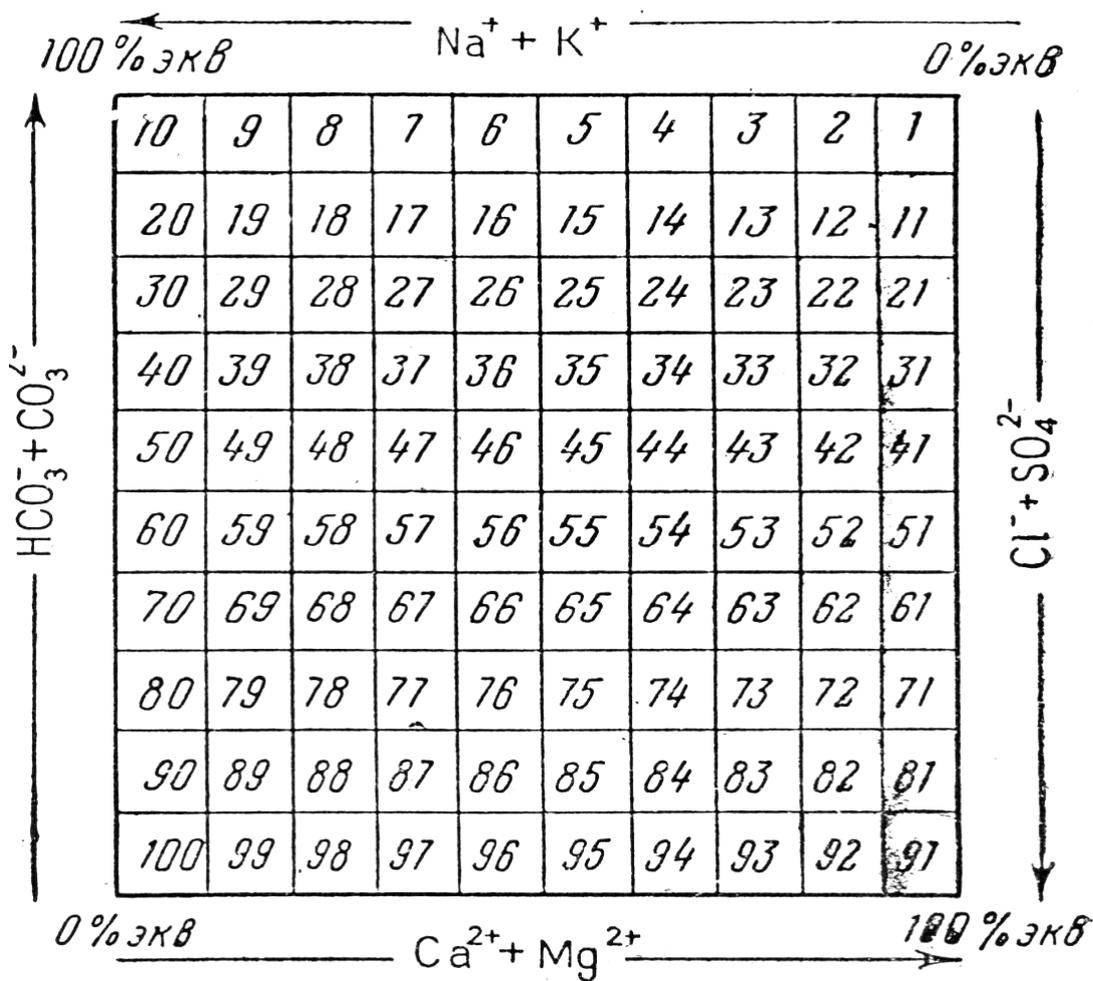


Рис. 18. Диаграмма-квадрат Н. И. Толстихина

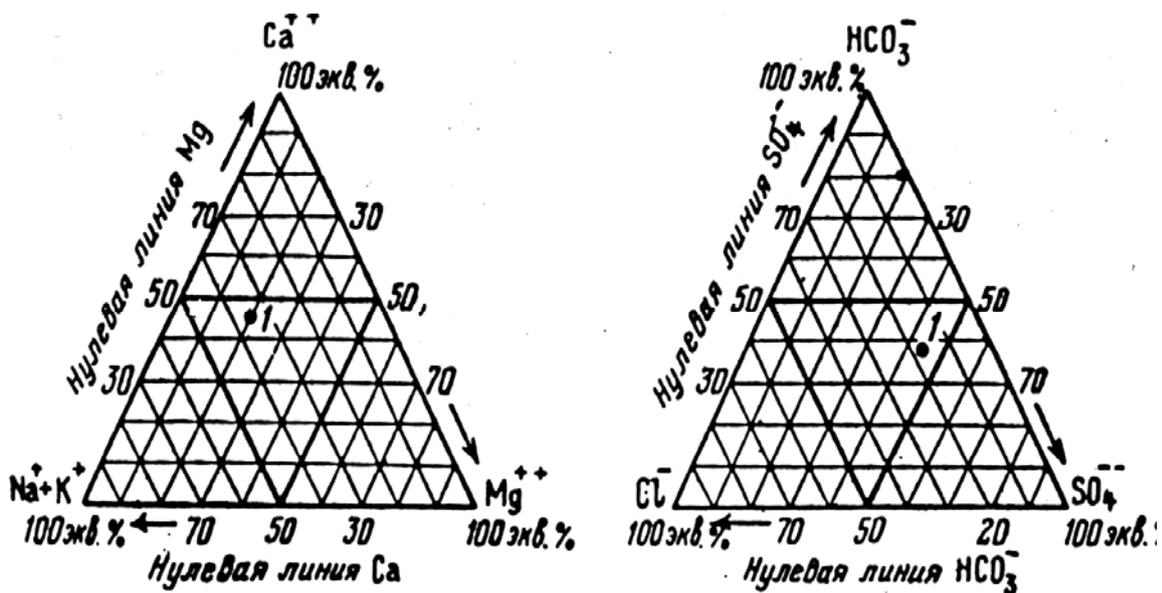


Рис. 19. Диаграммы-треугольники (точка 1 соответствует составу:  $Na^+ + K^+$  (35 %);  $Mg^{2+}$  (20 %);  $Ca^{2+}$  (45 %);  $Cl^-$  (18 %);  $SO_4^{2-}$  (44 %);  $HCO_3^-$  (38 %))  
Для нахождения места воды в той или иной части квадрата

Н. И. Толстихин предложил пользоваться номером. График-квадрат делится им на 100 мелких квадратиков, каждому из которых присвоен определенный порядковый номер. Недостатком графика Н. И. Толстихина является изображение на нем суммарного содержания  $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$  и  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ . Это не позволяет выделить отдельно воды хлоридные и сульфатные, кальциевые и магниевые.

#### 4.9. Оценка подземных вод для питьевых и хозяйственных целей

Требования к качеству питьевых вод содержатся в утвержденных нормативах предельно допустимых концентраций (ПДК) веществ в воде, стандартах качества воды, изложенных в ГОСТ, «Технических условиях» и «Требованиях». Это ГОСТ 2874 – 82 «Вода питьевая. Гигиенические требования и контроль за качеством», «Санитарные правила и нормы охраны поверхностных вод от загрязнения» (СанПиН 4630–88). Санитарные правила и нормы изложены в следующих документах: «Требования к качеству воды нецентрализованного водоснабжения. Санитарная охрана источников», «Санитарные правила и нормы на питьевую воду» (СанПиН 2.1.4.544–96); «Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества» (СанПиН 2.1.4.599–96). Рекомендуемые в этих документах предельно допустимые концентрации компонентов в питьевых водах приведены ниже.

Согласно ГОСТ 2874–82 питьевая вода для водопроводов из подземных источников (родников, колодцев, скважин) оценивается по органолептическим показателям, химическому и бактериальному составу.

В *органолептическую группу* входят показатели запаха, вкуса, цветности и мутности. Вода не должна иметь ощутимого потребителем привкуса и запаха. При температуре вод  $20^\circ \text{C}$  и при подогревании ее до  $60^\circ \text{C}$  интенсивность запаха по пятибалльной шкале не должна превышать двух баллов.

Вкус или привкус при температуре  $20^\circ \text{C}$  не должен быть больше двух баллов. Цветность воды не должна превышать 20 градусов [46], а максимальная мутность допускается до 1,5 мг/л.

*Химический состав.* Общая минерализация воды (сухой остаток) не должна превышать 1 г/л. Воды с более высокой минерализацией могут использоваться для питья с разрешения Государственной санитарной инспекции в зависимости от местных условий.

Общая жесткость воды допускается не выше 7 мг-экв/л, в сухих засушливых районах – 10 мг-экв/л. В воде не допускается содержания аммиака, азотной кислоты; нормируются содержания (в мг/л):

- нитратов (до 10);
- хлоридов (до 350);
- сульфатов (до 500);

- марганца (0,1);
- железа (0,3);
- меди (1);
- цинка (5);
- фосфатов (3,5).

Нормируется также концентрация токсических химических элементов:

- бериллия (0,0002 мг/л);
- молибдена (0,25 мг/л);
- мышьяка (0,05 мг/л);
- свинца (0,05 мг/л);
- селена (0,001 мг/л);
- стронция (2 мг/л);
- фтора (0,7 – 1,5 мг/л – в зависимости от климатических районов);
- урана (1,7 мг/л);
- радия ( $1,2 \cdot 10^{-10}$  Ки/л);
- радиоактивного стронция ( $90 - 4 \cdot 10^{-10}$  Ки/л).

Показатель концентрации ионов водорода после осветления составляет 6,0–9,0 (рН).

*Бактериологический состав.* Загрязнение воды болезнетворными бактериями (холера, брюшной тиф, дизентерия и др.) контролируется бактериальным анализом. Показателем загрязнения при этом служит *кишечная палочка*. Сама кишечная палочка безвредна, но ее избыточное содержание может указывать на присутствие болезнетворных бактерий. Количественно загрязненность воды оценивается двумя показателями:

- 1) колититром;
- 2) колииндексом.

*Колититр* представляет собой объем воды в кубических сантиметрах, в которых содержится одна кишечная палочка. *Колииндекс* характеризует количество кишечных палочек в литре воды.

Вода может использоваться без очистки, если колититр равен  $300 \text{ см}^3$ , а колииндекс – 3.

В исключительных случаях по согласованию с органами санитарно-эпидемиологической службы допускается использование воды с цветностью до  $35^\circ$ , жесткостью до 10 ммоль/л, сухим остатком до 1 500 мг/л, с содержанием железа до 1 мг/л.

К качеству вод, используемых для технических целей, не предъявляют единых требований, и для разных отраслей народного хозяйства эти требования разные.

Для отдельных видов производства существуют нормы, ограничивающие использование некачественной воды. Так, для орошения вода должна быть холодной с общей минерализацией 1 г/л. Вода с минерализацией 2–3 г/л может использоваться для орошения хорошо дренируемых территорий.

Для аридных и полуаридных районов нашей страны утверждены

специальные нормы качества воды для водопоя скота и для хозяйственных нужд. К примеру, для водопоя скота может использоваться вода с сухим остатком 400–5 600 мг/л при наличии хлоридов до 3 000 мг/л и сульфатов до 3 000 мг/л при общей жесткости 25,0–105,0 ммоль/л. Для водопоя овец можно применять воду с сухим остатком до 12 г/л.

### Контрольные вопросы

1. Чем отличается вода от других растворов?
2. Как устроена молекула воды?
3. Назовите физические свойства воды.
4. Назовите органолептические свойства воды.
5. Что такое рН, сухой остаток, минерализация воды?
6. Приведите классификации подземных вод по общей минерализации.
7. Что такое макрокомпоненты?
8. Перечислите часто встречающиеся в воде микрокомпоненты.
9. Расскажите о радиоактивных компонентах в воде.
10. Перечислите основные катионы и анионы, а также специфические компоненты, содержащиеся в водах.
11. Назовите единицы измерения химического состава природных вод.
12. Что такое коллоиды?
13. Расскажите о газах в подземных водах.
14. Какова роль органических веществ и микроорганизмов в подземных водах?
15. Что такое жесткость воды?
16. В чем состоит агрессивность подземных вод?
17. Дайте характеристику воды для питьевых и хозяйственных целей.
18. Расскажите о видах загрязнений подземных вод, методах борьбы с ними.
19. Что такое бактериологическое загрязнение?
20. По каким показателям оценивается санитарное состояние воды?
21. Что оценивают колититр и колииндекс?
22. Перечислите формы выражения химических анализов воды.
23. Дайте классификацию вод по общей минерализации.
24. В чем заключается принцип классификации природных вод по О. А. Алекину?
25. Что выражает формула Курлова?
26. Во всех ли районах страны одинаковы показатели качества воды?
27. Отличается ли качество воды для питья и для хозяйственных целей?
28. Назовите графические формы выражения химического состава воды.

## ГЛАВА 5. НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ И ВОДНЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Водные свойства горных пород зависят от их минерального и гранулометрического состава, строения (структуры), сложения (текстуры), трещиноватости (скважности) и пористости.

К основным свойствам горных пород можно отнести гранулометрический состав, плотность частиц породы и плотность породы, скважность и пористость ( $n$ ), водопроницаемость ( $k$ ), влагоемкость (полную –  $\omega$ , молекулярную –  $\omega_m$ , капиллярную –  $u_k$ ), водоотдачу ( $V$ ).

### 5.1. Трещиноватость

*Трещиноватость* – это совокупность трещин: линейных, прямых или изогнутых разрывов сплошности пород. Трещиноватость может быть *первичной* (тектонической, вызванной силами давления, и *литогенетической*, связанной с формированием пород), и *вторичной*, обусловленной растворением, усыханием и т. д. Различают трещины *открытые* (большие разрывы) и *закрытые*, заполненные каким-либо материалом. Трещины являются путями для движения подземных вод. При выходе пород с большими трещинами на дневную поверхность происходит втекание атмосферных вод в толщу земной коры, называемое *инфлюацией*.

### 5.2. Скважность и пористость

Подземные воды заполняют пустоты в горных породах: поры (мельчайшие пустоты диаметром менее 1 мм), каверны, трещины. Характеристиками степени пустотности горных пород являются *скважность* и *пористость*, которые в значительной степени влияют на их прочность (сжимаемость), водопроницаемость, теплопроводность и другие свойства.

Под *скважностью* (по Ф. П. Саваренскому) понимается совокупность пустот всех размеров и форм в породе. По размеру пустот скважность делится на капиллярную и некапиллярную (пористость). Размеры капиллярных и некапиллярных пустот приведены в табл. 14.

Происхождение пустот в породах может быть различно. Первичные пустоты образуются при формировании горных пород. В магматических породах тонкие трещины возникают при остывании магмы, в осадочных породах пустоты остаются после превращения в породы пористых осадков.

## Классификация скважности горных пород

Вид скважности	Наименование пустот	Размер пустот		Типичные грунты
		Диаметр округлых пустот, мм	Ширина трещин, мм	
Некапиллярная	Каверны, трещины	> 2,0	> 2,0	Закарстованные, сильнотрещиноватые, крупнообломочные, рыхлые
Капиллярная (пористость)	Сверхкапилляры	2,0 – 0,5	2,0–0,25	Тонкотрещиноватые, среднеобломочные, смешанные
	Капилляры	0,5–0,0002	0,25–0,0001	
	Субкапилляры	< 0,0002	< 0,0001	Глинистые, тонкотрещиноватые

Вторичные пустоты в породах образуются при тектонических движениях, выветривании, растворении и выщелачивании части горных пород. Первичные и вторичные пустоты могут быть как изолированными, так и сообщающимися между собой. Это оказывает большое влияние на свойства грунтов (водопроницаемость, воздухопроницаемость, морозостойкость и др.). Численно скважность выражается пористостью ( $n$ ) и коэффициентом пористости, или приведенной пористостью ( $\varepsilon$ ).

*Пористостью* ( $n$ ) называют отношение объема пор ( $V_p$ ) к объему породы ( $V$ ), а *коэффициентом пористости* ( $\varepsilon$ ) – отношение объема пор ( $V_p$ ) к объему скелета породы или к объему ее твердой части ( $V_s$ ). Пористость выражают обычно в процентах, а коэффициент пористости – безразмерной величиной, которая для очень пористых пород может быть больше единицы. Скважность в породах колеблется в широких пределах. Наименьшей скважностью обладают обычно магматические, метаморфические и плотные осадочные породы. В зависимости от пористости пески делятся на группы (табл. 15).

*Пористость* пород обычно вычисляется по *плотности, объемной массе и влажности*. Точность вычисления зависит от точности определения этих величин в лаборатории. При изучении свойств пород, особенно скальных, кроме *общей пористости*, характеризующей объем всех пустот в породе независимо от их формы, размеров и взаимного расположения, определяют некоторые ее разновидности. К ним относятся *открытая, эффективная и дифференцированная пористости*.

**Классификация песков по плотности  
в зависимости от коэффициента пористости ( $\epsilon$ )**

Пески	Плотные	Средней пористости	Рыхлые
Гравелистые, крупные и средней крупности	< 0,55	0,55–0,70	> 0,70
Мелкие	< 0,60	0,60–0,75	> 0,75
Пылеватые	< 0,60	0,60–0,80	> 0,80

*Открытая пористость* определяется объемом жидкости (воды, керосина), вошедшей в испытуемый образец при свободном его насыщении. *Эффективная пористость* соответствует объему жидкости, насыщающей образец в условиях вакуума. Она характеризует ту часть пор, по которым возможно движение жидкости (воды) или газа. *Дифференцированная пористость* соответствует суммарному объему пор определенного размера (< 0,001; 0,001–0,01 мм и т. д.). Все указанные пористости выражаются в процентах.

Горные породы, которые содержат или могут содержать в себе жидкости или газы, называют *коллекторами*. Большая пористость не является обязательным показателем хороших коллекторных свойств горной породы. Глины, обладающие пористостью до 50%, относят к *водоупорам*, т. е. образованиям, не пропускающим через себя жидкость или газ. И наоборот, песчаники с пористостью 20% считаются хорошими коллекторами. Объясняется это тем, что в первом случае поры изолированы (не связаны друг с другом), поэтому по ним происходит движение жидкости или газа. Во втором случае поры связаны между собой мельчайшими каналами, создающими своеобразные пути движения. Кроме пор в породах присутствуют каверны, крупные пустоты и трещины. В совокупности они и образуют скважность породы.

### 5.3. Влажность

*Влажность* грунтов характеризует содержание воды в горных породах. Вода в грунтах, как правило, влияет на различные свойства, и прежде всего на прочность и сжимаемость грунтов, растворимых в воде и глинистых.

Количественно влажность грунтов выражается *весовой* ( $W$ ), *объемной* ( $W_o$ ) и *относительной* ( $K_w$ ) влажностью. *Весовая влажность* равна отношению массы воды в грунте ( $g_b$ ) к весу породы, высушенной при температуре 100–105 °С до постоянной массы ( $g_c$ ):

$$W = \frac{g_b}{g_c} 100.$$

*Объемной влажностью* ( $W_0$ ) называется отношение объема воды, содержащейся в породе ( $V_B$ ), к ее объему ( $V$ ):

$$W_0 = \frac{V_B}{V} 100.$$

*Весовая влажность*  $W$  и объемная влажность  $W_0$  связаны между собой следующими соотношениями:

$$W = \frac{W_0}{\delta},$$

$$W_0 = W \delta,$$

где  $\delta$  – объемная масса сухого грунта, г/см<sup>3</sup>.

Оба вида влажности выражаются в процентах. Кроме того, объемная влажность выражается также в долях единицы.

*Естественная влажность* грунтов (количество воды, содержащееся в породах в естественных условиях) является характеристикой состояния породы. Особенно большое значение она имеет для грунтов глинистых, свойства которых резко изменяются в зависимости от влажности, что очень важно при решении как гидрогеологических задач (мелиорации земель), так и инженерно-геологических (при выявлении прочностных свойств горных пород в основании инженерных сооружений).

Под *естественной влажностью* породы понимается ее физическое состояние, зависящее от количества свободной и поверхностно связанной воды, находящейся в порах породы в природных условиях их залегания.

Естественная влажность породы определяется количеством воды, содержащейся в ее порах и трещинах в данный момент. Величина естественной влажности зависит от нескольких факторов: состава пород, условий их залегания, водных и других свойств.

Естественная влажность пород, залегающих выше уровня подземных вод, подвержена сезонным и даже суточным колебаниям. Эти колебания влажности обусловлены главным образом количеством фильтрующихся с поверхности атмосферных осадков, величиной испарения и, возможно, непостоянством относительной влажности почвенного воздуха. В водоносных пластах (в зоне насыщения) естественная влажность практически постоянна и обычно близка к максимальной при данных условиях (гл. 7).

Существует довольно много методов *определения влажности грунтов*. Принципиально их можно разделить на две группы. К *первой* относятся методы, основанные на удалении влаги из грунта либо переводом ее в парообразное состояние (термические методы), либо выжиманием (механический метод).

*Вторая* группа методов основана на косвенном определении количества воды в грунте без ее удаления. К этой группе относятся электрические, радиоактивные, водные, тензиметрические, объемные, конусные и оптические методы.

Из всех методов наибольшее распространение получил *термостатный (термический) метод*. Он заключается в том, что сначала взвешивается образец породы с естественной влажностью, а затем его взвешивают после помещения в бьюкс и высушивания до постоянной массы при температуре 100–105 °С. Отношение потери в массе образца при высушивании к массе абсолютно сухого образца дает *естественную (весовую) влажность* в долях единицы. Для получения естественной влажности в процентах необходимо найденную таким путем величину умножить на 100.

В последнее время получают распространение радиоактивные методы (гамма-метод и метод медленных нейтронов), позволяющие определять влажность грунтов в полевых условиях без взятия проб.

Для определения *степени влажности*, т. е. отношения содержания объема воды в грунте к суммарному объему пор, применяется *коэффициент насыщения*, или *относительная влажность*. Он определяется в долях единицы (реже в процентах):

$$K_{\omega} = \frac{W\delta}{n} = \frac{W\gamma}{\varepsilon} = \frac{W\gamma(1-n)}{n},$$

где  $W$  – весовая влажность;

$\gamma$  – плотность грунта;

$\delta$  – объемная масса сухого грунта, г/см<sup>3</sup>;

$n$  – пористость.

В абсолютно сухой породе коэффициент влажности  $K_{\omega} = 0$ , при заполнении всех пор водой  $K_{\omega} = 1$ . По величине  $K_{\omega}$  песчаные породы подразделяются на следующие:

- слабовлажные, если  $0 < K_{\omega} \leq 0,5$ ;
- влажные, если  $0,5 < K_{\omega} \leq 0,8$ ;
- почти насыщенные и насыщенные водой, если  $K_{\omega} > 0,8 - 1$  [68].

В связи с большим влиянием влажности на свойства грунтов (особенно глинистых) следует отметить некоторые свойства, связанные с содержанием в них воды.

#### 5.4. Влагоемкость

*Влагоемкостью* называют способность грунта вмещать и удерживать определенное количество воды в единице объема образца. Это зависит от литологических особенностей, степени цементированности и структуры пор горной породы.

Влагоемкость так же, как и естественная влажность пород, выражается в долях единицы, а также в весовых или объемных процентах. По степени влагоемкости выделяют три группы пород:

- 1) влагоемкие – торф, глина, суглинок и др.;
- 2) слабовлагоемкие – глинистый песок, лесс, мергель, глинистый песчаник и др.;

3) невлагоемкие – песок, гравий, галечник, монолитные изверженные и метаморфические породы.

В зависимости от видов воды, содержащейся в породах, различают: гигроскопическую влагоемкость, или влажность ( $W_r$ ), максимальную молекулярную влагоемкость ( $W_m$ ), капиллярную влагоемкость ( $W_k$ ) и полную влагоемкость ( $W_n$ ).

*Гигроскопической влагоемкостью*, или *гигроскопичностью* ( $W_r$ ), называют способность частиц породы притягивать из воздуха парообразную влагу.

Различают два вида гигроскопичности: неполную и максимальную. Под *неполной гигроскопичностью* понимают то количество водяных паров, которое поглощается из воздуха при данной его относительной влажности. *Максимальной гигроскопичностью* называется максимальное количество водяного пара, которое может поглотить из воздуха порода при полном насыщении последнего водяными парами.

Максимальная гигроскопичность для той или иной породы является величиной постоянной. Обычно чем больше суммарная поверхность частиц породы, тем выше ее гигроскопичность.

Максимальная молекулярная влагоемкость ( $W_m$ ) характеризуется максимальным количеством воды, которая удерживается в частицах породы силами молекулярного притяжения (по А. Ф. Лебедеву) [39].

Данные о максимальной молекулярной влагоемкости некоторых пород (по В. А. Приклонскому) приведены в табл. 16.

*Капиллярная влагоемкость* ( $W_k$ ) выражается максимальным количеством воды, удерживаемой в капиллярных порах породы.

*Полная влагоемкость* ( $W_n$ ) соответствует максимальному количеству воды, содержащейся в породе при полном насыщении пор водой. Так как в глинистых породах поры преимущественно капиллярные, то для них полная влагоемкость обычно равна или близка к капиллярной.

Таблица 16

**Максимальная молекулярная влагоемкость пород**

Порода	Диаметр частиц, мм	Максимальная молекулярная влагоемкость, %
Песок:		
крупный	1,0–0,50	1,57
средний	0,50–0,25	1,60
мелкий	0,25–0,10	2,73
Пыль	0,10–0,05	4,75
Ил	0,05–0,005	10,18
Глина	< 0,005	44,85

Для пород, не набухающих в воде, полная влагоемкость равна максимальной влажности при данной пористости. Для пород, объем которых в воде увеличивается, полная влагоемкость больше максимальной влажности при данной пористости и равна влажности набухания.

Неполная влагоемкость породы определяется так же, как и влажность, лабораторными методами, основанными на удалении воды из породы термическим путем.

Кроме влагоемкости существует понятие о *водоудерживающей способности*, или *водоудержании* грунтов. Водоудерживающая способность грунтов численно измеряется количеством воды, которая остается в первоначально водонасыщенной породе или почве после свободного вытекания воды из образца. В почвоведении эта величина называется *полевой*, или *наименьшей*, *влагоемкостью*. В зависимости от форм воды, удерживаемой грунтом, водоудерживающая способность численно равна соответствующей влагоемкости (максимальной, молекулярной и гигроскопической). Она изменяется в зависимости от внешних условий и может быть равна или меньше полной и капиллярной влагоемкости.

### 5.5. Водоотдача

Способность водонасыщенных горных пород отдавать воду путем свободного стекания под действием силы тяжести носит название *водоотдачи*.

Величина водоотдачи, или *коэффициент водоотдачи*, определяется отношением объема свободно стекающей воды к объему всей породы и выражается в долях единицы или процентах (для песков и других ненабухающих пород). Следовательно, водоотдача ( $\mu$ ) равна разности между полной ( $W_{\text{п}}$ ) и максимальной молекулярной ( $W_{\text{м}}$ ) влагоемкостями:

$$\mu = W_{\text{п}} - W_{\text{м}}$$

Водоотдачу песков можно также приближенно вычислять как разность между общей пористостью и максимальной молекулярной влагоемкостью.

В табл. 17 приведены средние значения водоотдачи некоторых пород.

Таблица 17

**Средние значения коэффициента водоотдачи некоторых пород  
(по О. Б. Скиргелл)**

Порода	Коэффициент водоотдачи
Тонкозернистые пески и супеси	0,10–0,15
Мелкозернистые пески	0,15–0,20
Среднезернистые пески	0,20–0,25
Крупнозернистые и гравелистые пески	0,25–0,35
Песчаники на глинистом цементе	0,02–0,03
Известняки трещиноватые	0,008–0,10
Известняки сильнозакарстованные	0,05–0,15

### 5.6. Водопроницаемость

*Водопроницаемостью* называется свойство горной породы пропускать воду при наличии перепада давления. Величина водопроницаемости зависит от размеров и количества пустот в горной породе.

По водопроницаемости горные породы можно несколько условно разделить на три группы:

1) водопроницаемые – рыхлые породы: галечник, гравий, песок, щебень и дресва без примесей глинистых или пылеватых частиц;

2) слабоводопроницаемые – связные пористые породы: супесь, лесс, суглинок;

3) практически водонепроницаемые (*водоупорные*) – глины.

Водопроницаемые породы принято называть *водоносными* горизонтами.

Водопроницаемость крепких скальных пород зависит от их состояния, в основном от трещиноватости. Они могут быть и водопроницаемы, и слабоводопроницаемы. Водопроницаемость скальных растворимых в воде пород зависит, кроме того, от степени их закарстованности. В зависимости от размеров и количества карстовых пустот в единице объема они могут быть и слабо, и очень хорошо водопроницаемы. Нетрещиноватые и некарстованные растворимые в воде породы являются водонепроницаемыми. Наконец, некоторые так называемые полускальные породы (песчаники трещиноватые со слабым цементом, трещиноватые пористые мергели, алевролиты, известняки-ракушечники и др.) могут пропускать воду и по порам, и по трещинам и пустотам, образовавшимся в результате растворения.

Проницаемость численно оценивается *коэффициентом фильтрации*. Он соответствует скорости фильтрации при *напорном градиенте*, равном единице (*напорный градиент* равен величине напора на единицу длины в направлении фильтрации), имеет размерность в см/с или м/сут. Значения коэффициентов фильтрации некоторых пород приведены в табл. 18.

Таблица 18

**Коэффициенты фильтрации некоторых пород**

Порода	Коэффициент фильтрации, м/сут
Глина	< 0,001
Суглинок	0,01–0,001
Супесь плотная	0,1–0,01
Супесь рыхлая	1–0,1
Песок мелкозернистый	1–6
Песок средне- и крупнозернистый	6–60
Галечник с песком	20–100
Галечник	> 100

Водопроницаемые породы имеют коэффициент фильтрации больше 1 м/сут, слабоводопроницаемые – в пределах 0,001–1,0 м/сут, а практически водонепроницаемые – меньше 0,001 м/сут.

### 5.7. Понятие о породах-коллекторах

Геологи-нефтяники называют *коллекторами* такие горные породы, которые содержат жидкость (нефть, вода) и газ и способны отдавать их при вскрытии и разработке.

Для породы-коллектора важными показателями являются количество пустот и их размеры. Эти показатели определяют *емкость коллекторов*. Пустоты в породе должны быть открытыми и сообщаться между собой. Только в этих условиях существует возможность для передвижения жидкости и газа в породе и отдачи их при разработке.

Породы-коллекторы по характеру пустот подразделяются на три типа: гранулярные (или поровые), трещинные и смешанные (порово-трещинные, промежуточные).

В *гранулярном коллекторе* жидкость и газ располагаются в порах между частицами скелета породы. Обычно гранулярными коллекторами являются галечники, пески, алевролиты. К ним относится также часть известняков и доломитов с оолитовой и трубчатой структурами пор, подобных гранулярным коллекторам.

В *трещинном коллекторе* жидкость и газ находятся в трещинах пород различного генезиса. Примерами трещинных коллекторов являются такие породы, как глинистые сланцы, плотные известняки и другие плотные метаморфические и магматические породы, в которых может аккумулироваться вода.

Кроме этих типов пород-коллекторов выделяются также смешанные, или порово-трещинные, коллекторы. Емкость таких пород обычно обусловлена пористостью, а основными путями движения жидкости и газов служат трещины. К таким коллекторам принадлежит большая часть известняковых пород.

Коллекторские свойства пород зависят от их пористости и проницаемости. Пористость коллекторов определяет их емкость. Обычно к коллекторам относят только породы со сверхкапиллярными (более 0,5 мм) и капиллярными (0,0002–0,5 мм) поровыми каналами. Емкостные свойства пород-коллекторов оцениваются по результатам определения открытой пористости.

Способность пропускать через себя жидкость и газ в породе-коллекторе определяется их проницаемостью. Проницаемость является важнейшим гидродинамическим показателем пород-коллекторов.

### Контрольные вопросы

1. Что такое трещиноватость?
2. Какая бывает трещиноватость?
3. Что такое скважность?
4. Назовите виды скважности.
5. Что такое пористость?
6. Чем отличаются каверны от капилляров?
7. Что такое коэффициент пористости?
8. Какая бывает пористость?
9. Что такое коллекторы?

10. Дайте определение влажности.
11. Какая бывает влажность?
12. Что такое естественная влажность?
13. Что такое степень влажности?
14. Назовите водные свойства горных пород.
15. Что такое влагоемкость?
16. Какая бывает влагоемкость?
17. Что такое:
  - гигроскопичность;
  - водоудерживающая способность грунтов;
  - водоотдача;
  - коэффициент водоотдачи;
  - водопроницаемость;
  - водоупоры?
18. С чем связана водопроницаемость различных горных пород?
19. У каких пород больше проницаемость?
20. Как делятся породы по водопроницаемости?
21. Что такое коэффициент фильтрации?
22. Что такое напорный градиент?
23. Что такое породы-коллекторы?
24. Какие бывают породы-коллекторы?

## **ГЛАВА 6. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД**

### **6.1. Происхождение подземных вод**

Появление и развитие гидросферы связано с геологической историей Земли как планеты. Образование подземной гидросферы является наиболее сложной и наименее изученной проблемой в гидрогеологии. В настоящее время относительно образования атмосферы и гидросферы большинство исследователей разделяют точку зрения А. П. Виноградова, высказанную им в 1959 г. [12]. В соответствии с ней первичное холодное вещество Земли (подобно каменным и железокосмическим метеоритам со средним содержанием воды 0,5–1%) было разогрето на ранней стадии развития Земли (4,7 млрд лет назад) за счет тепла, выделившегося при адиабатическом сжатии и радиоактивном распаде элементов. Энергия радиоактивного распада на заре истории Земли в 8–9 раз превышала нынешнее ее количество.

Под влиянием разогревания вещества Земли происходил односторонний направленный процесс дифференциации ее на оболочки. Меха-

низм этого грандиозного процесса выплавления и дегазации мантии был воспроизведен А. П. Виноградовым экспериментально при помощи так называемого зонного плавления. В результате выплавления и дегазации мантии по механизму зонного выплавления на поверхность Земли поступали не легкие вещества, а легкоплавкие: базальтовая магма, содержащая воду и растворенные газы. Земля никогда не была полностью расплавлена, т. е. процесс расплавления и дегазации мантии не носил катастрофического характера. Однако дегазация недр Земли не была равномерной – она подчинялась общему тектоническому ритму.

Данные о распределении легколетучих веществ в разных оболочках Земли дали основание А. П. Виноградову сделать важный вывод о том, что вещество мантии могло обеспечить поступление на поверхность Земли соответствующего количества легколетучих компонентов.

Ни осадочные породы литосферы, ни земная кора в целом не могли бы явиться основным источником воды, так как вся масса литосферы составляет  $2,4 \cdot 10^{25}$  г, т. е. соизмерима с массой воды на поверхности Земли ( $1,5 \cdot 10^{24}$  г) [12].

Таким образом, образование гидросферы и атмосферы явилось результатом выплавления и дегазации вещества мантии, и все воды гидросферы были в основном *ювенильными*.

В какой-то период истории Земли на ее поверхности было относительно немного жидкой воды. Затем небольшой по объему и неглубокий океан увеличился и приобрел современные размеры и границы.

В ранний период развития Земли гидросфера претерпела сложную эволюцию как в количественном, так и в качественном отношении. Без заметных изменений состава воды Мировой океан существует, вероятно, с раннего палеозоя.

В формировании солевой массы А. П. Виноградов выделяет три стадии:

- 1) раннюю – в период отсутствия биосферы (глубокий архей);
- 2) время становления биосферы (конец архея – палеозой);
- 3) современный океан (с палеозоя до наших дней).

Дегазация вулканических кислых продуктов и воды является наиболее специфическим процессом, обусловившим формирование солевой массы древнего океана. Анионная часть солей океана возникла из продуктов дегазации вулканов, а катионная – за счет разрушения горных пород.

В связи с вышеизложенным необходимо напомнить, что современное дно океанов (Атлантический, Тихий) покрыто многочисленными конусами потухших вулканов.

В первичную атмосферу (когда еще не было кислорода) поступали следующие вещества: пары  $H_2O$ ,  $CH_4$ ,  $NH_3$ ,  $CO_2$ ,  $CO$ ,  $S$ ,  $H_2S$ ,  $H_3BO_3$ ,  $HCl$ ,  $HF$ ,  $HBr$ ,  $HI$  (вероятно, еще  $Se$ ,  $Te$ ,  $As$ ). В начальный период существования Земли воды гидросферы были кислые, так как в процесс конденсации паров воды к молекулам воды присоединялись газы с образованием кислот  $HCl$ ,  $HF$  и др. По мере привноса воды вулканами выносились пропорцио-

нально с  $\text{H}_2\text{O}$  и кислые дымы. Источником всех перечисленных соединений углерода был рассеянный в базальтовых и других породах графит.

В то время кислорода в атмосфере еще не было – лишь небольшое количество его могло образоваться в высоких слоях атмосферы из паровой воды, которая под действием ультрафиолетового излучения солнца разлагалась с образованием свободного кислорода.

На этом фоне формируется первичный состав солевой массы океана. С увеличением объема поступающей воды возрастало поступление газовых эманаций, а в связи с этим росло и количество солей в океане. В то время общая концентрация солей в океане по количественному и качественному составу почти не отличалась от современной.

Катионный состав солевой массы первичного океана был отличен от состава солевой массы современного океана, так как разрушению в далеком прошлом подвергались главным образом основные и ультраосновные породы. Преобладание натрия над калием в океанической воде было еще больше, чем в современном океане, поскольку тогда воды океана не были насыщены  $\text{CaCO}_3$  [13].

Значительные изменения в составе океана и атмосферы произошли на границе катархея и архея (около  $3,5 \cdot 10^9$  лет назад). Косвенным признаком изменений в атмосфере является наличие в породах карбонизированного органического вещества, биогенных карбонатов, окисленных железных руд, джеспилитов, отпечатков простейших организмов в древних осадочных породах (их возраст составляет  $2,0\text{--}2,7 \cdot 10^9$  лет). Суть изменений в атмосфере, на поверхности Земли и в океане заключалась в постепенной смене восстановительных условий окислительными. Единственным источником образования кислорода явились фотохимические реакции с  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{CO}_2$  в верхней атмосфере. Эти выводы А. П. Виноградова подтверждают исследования последних лет В. Л. Войкова и др. [10, 15, 16].

Уровень содержания кислорода в атмосфере Земли в то время составлял не более 0,1 по сравнению с современной атмосферой; содержание азота было очень незначительным. Углерод, вероятно, находился преимущественно в виде  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ .

В связи с тем, что кислорода в атмосфере было очень мало и он расходовался преимущественно на процессы окисления, озоновый экран не мог сформироваться. В таких условиях Земля подвергалась достаточно интенсивной космической и ультрафиолетовой радиации Солнца. Изобилующие над огромной поверхностью океана соединения типа  $\text{H}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и другие уже могли послужить основой для образования сложных органических соединений углеводов (как в углекислых хондритах).

На базе подобных органических соединений под экраном определенного слоя воды в океане развивались простейшие организмы с ферментативным механизмом питания. На континентах жизни пока не было (сдерживало отсутствие озонового экрана).

Появление в водах океана сложных органических соединений, а затем и простейших организмов привело, по мнению А. П. Виноградова, к первому глубокому перевороту в составе вод океана и в процессах, происходивших в нем [13]. Появление органических веществ изменило геологические процессы, формирование солевой массы океана и донных отложений.

Вслед за появлением органического вещества, а затем анаэробной жизни в архее произошли следующие крупные изменения в составе океанической воды и в океанических реакциях. Это связано с возникновением восстановления  $H_2O$  в процессе жизнедеятельности простейших организмов и освобождением свободного кислорода. В результате изменилось равновесие в атмосфере и сформировались новая биосфера и современная азотнокислая атмосфера. Продукты дегазации мантии  $CH_4$ ,  $NH_3$ ,  $CO$ ,  $S$  и другие подверглись окислению. В результате окисления  $NH_3$  появился свободный азот.

Накопление фотосинтетического кислорода в атмосфере привело к образованию озонового экрана, что способствовало появлению и развитию жизни на суше. В результате образования мощной воздушной оболочки планеты прекратился радиогенный и фотогенный синтез сложных органических соединений.

Окисление соединений  $CO$ ,  $CH_4$  и других увеличило содержание  $CO_2$  в атмосфере и воде океанов. Это привело (примерно с раннего палеозоя) к бикарбонат-карбонатному равновесию, обеспечивающему стабильность состава вод океана. Окисление  $S$ ,  $H_2S$ ,  $SO_2$  до сульфатов также способствовало изменению состава океанического раствора: вода в океане стала преимущественно хлоридно-сульфатной.

С появлением жизни на суше изменились процессы выветривания: под влиянием кислот  $CO_2$  они проявились интенсивнее. Биосфера стала одной из динамических оболочек земного шара. В результате фотосинтеза растений кислород в атмосфере в настоящее время возобновляется в 2 000–3 000 лет,  $CO_2$  (при современном его содержании) – в 350–500 лет, а вся вода в океане проходит через фотосинтезирующие растения в течение нескольких миллионов лет [13].

Возникновение жизни на Земле, образование современной атмосферы, расчленение земной коры на относительно устойчивые платформенные и геосинклинальные области обусловили около 3,0–2,5 млрд лет назад появление пресной воды и формирование большого круговорота воды на земном шаре.

Таким образом, гидросфера на Земле могла образоваться, по мнению большинства исследователей, только в результате дегазации вещества мантии. В ранний период развития Земли гидросфера претерпела сложную эволюцию как по количеству воды, так и по ее составу. Современный океан без заметных изменений состава воды существует с раннего палеозоя.

С началом возникновения большого круговорота воды на земном шаре в формировании подземных вод наряду с солеными водами океанов

и морей участвуют пресные воды атмосферных осадков: первые из них накапливаются при образовании в морских бассейнах, а вторые – на суше. В процессе геологического развития континентов их состав претерпевал значительные изменения при взаимодействии с горными породами, газами, органическими остатками и живыми организмами при различных температурах и давлениях.

С появлением гидросферы и развитием большого круговорота на земном шаре в формировании подземных вод, помимо соленых вод морей и океанов, принимают участие и пресные воды атмосферных осадков, и конденсирующаяся из паров свободная вода, и воды, поступающие из магматических расплавов – ювенильные.

Обычно рассматривают четыре *теории образования подземных вод*:

- 1) инфильтрационную;
- 2) конденсационную;
- 3) седиментационную;
- 4) ювенильную.

*Инфильтрационная теория.* Водами *инфильтрационного* происхождения являются пресные и основная масса солоноватых и иногда соленых вод зоны активного водообмена, которые принимают активное участие в круговороте природных вод.

Суть теории инфильтрационного происхождения подземных вод заключается в том, что подземная вода формируется путем проникновения (*инфильтрации*) в глубь Земли дождевых и талых вод. Разнообразие химического состава вод объясняется растворением и выщелачиванием горных пород.

В настоящее время инфильтрационная теория признается наиболее достоверной в отношении происхождения и формирования большинства пресных и некоторых типов минеральных вод.

*Конденсационная теория.* Определенная часть пресных вод формируется за счет конденсации водяных паров воздуха, находящихся в зоне аэрации.

Русский ученый А.Ф. Лебедев в результате экспериментальных работ и наблюдений на опытном поле (1907–1919 гг.) доказал возможность конденсации водяных паров воздуха в порах горных пород [39]. Он объясняет этот процесс разностью упругости водяных паров атмосферного и почвенного воздуха или водяных паров, находящихся в различных слоях зоны аэрации – разностью, вызывающей перемещение водяного пара из пространства с большей упругостью в пространство с меньшей упругостью. Такое передвижение влаги при относительной влажности воздуха, равной 100%, приводит к ее конденсации на поверхности частиц горной породы.

Как известно, упругость водяных паров, насыщающих воздух, увеличивается с повышением температуры. В *зимнее время* верхние слои почвы имеют более низкую температуру, чем нижние, поэтому водяные пары

зимой поднимаются снизу вверх, увеличивая влажность почвенного слоя. А. Ф. Лебедев подсчитал, что за холодный период года почва получает дополнительное питание за счет передвижения водяных паров снизу в виде слоя воды высотой до 66–68 мм. В теплый *летний период* передвижение водяных паров происходит сверху вниз, поскольку летом почва получает большое количество солнечной энергии и с поверхности сильно прогревается. К примеру, в Центральных Каракумах в июле температура поверхности почвы в отдельные дни достигает до 70 °С.

Таким образом, основным видом питания подземных вод, находящихся в зоне активного водообмена, является инфильтрация атмосферных осадков. В районах с малым количеством атмосферных осадков (в степях, пустынях и полупустынях) ощутимую роль играют конденсационные воды. Так, для некоторых районов пустыни Каракум в котловинах, заросших песков, расчетом установлена величина конденсации, равная 17,8 мм в год [70].

В последние годы большинство исследователей рассматривают конденсационную теорию совместно с инфильтрационной, поскольку влага при этих видах питания имеет атмосферный генезис.

*Седиментационная теория.* Седиментационные воды – это воды морского генезиса, формировавшиеся в процессе осадконакопления в древних бассейнах, т. е. являющиеся как бы остаточными, или реликтовыми, водами древних морей, которые образовались одновременно с отложением осадков в морских бассейнах. Они распространены в осадочных образованиях глубоких артезианских бассейнов и участвуют в круговороте лишь в геологическом масштабе времени. Первоначальный их состав может быть сильно изменен в процессе миграции, метаморфизации, взаимодействия с горными породами, газами и органикой.

Большинство геологов и гидрогеологов (В. И. Вернадский, А. Д. Архангельский, Г. Н. Каменский, А. М. Овчинников и др.) считают вполне возможным сохранение в определенных естественных условиях на больших глубинах при высоких давлениях и температурах измененных соленых вод морского генезиса. Они полагают, что в природных условиях широко распространены воды морского генезиса, образовавшиеся одновременно с осадконакоплением (сингенетические) или проникшие в ранее сформировавшиеся осадки из морских бассейнов (эпигенетические) и подвергшиеся глубокой метаморфизации в процессе диагенеза осадков. Подобные взгляды исследователей положили начало историко-геологическому направлению в выяснении происхождения соленых вод рассолов глубоководных осадочных толщ.

*Ювенильная теория.* Слово «ювенильная» означает «юная». Так называют воду, выделившуюся из магмы и до своего появления на поверхности Земли еще не участвовавшую в общем круговороте воды. Как уже отмечалось выше, на ранних этапах образования Земли и гидросферы вода явилась результатом дегазации мантии. На ранних этапах все воды из-

начально были ювенильными. На современном этапе возможно образование определенного количества ювенильных вод в магматических очагах, однако их доля в общем балансе подземных вод, по-видимому, незначительна.

Детальное изучение минеральных и термальных вод (высокотемпературных источников), проведенное Н. Н. Славяновым, А. М. Овчинниковым, С. И. Набоко и другими исследователями, не подтверждает ювенильного происхождения глубоких подземных вод. Наоборот, многие данные указывают на то, что глубокие термальные и минеральные воды нередко тесно связаны с водами верхней зоны земной коры и имеют атмосферный или морской генезис.

Горные породы и минералы, содержащие химически связанную воду, при изменении физико-химических условий равновесия могут выделить часть воды. Так, горные породы и минералы выделяют воду при тектоническом погружении. При обратном процессе, т. е. при поднятии горных пород в верхние зоны земной коры или, например, при вынесении минеральных соединений на поверхность подземными водами, образуются другие минералы, содержащие химически связанную воду. Следовательно, в недрах земли подземная вода может переходить в связанную воду, которая при соответствующих условиях вновь станет капельно-жидкой и поступит в общий круговорот воды.

## 6.2. Генетическая классификация подземных вод

Генетическая классификация широко используется в палеогеогеологии (рис. 20). В соответствии с ней все подземные воды могут быть разделены на экзогенные, проникающие в недра Земли сверху, и эндогенные, поступающие в литосферу снизу из магмы и мантии (доля последних в десятки раз меньше экзогенных). Экзогенные воды включают уже известные нам инфильтрационные (в том числе и конденсационные) и седиментогенные, а эндогенные – магматогенные (ювенильные) и метаморфогенные воды.

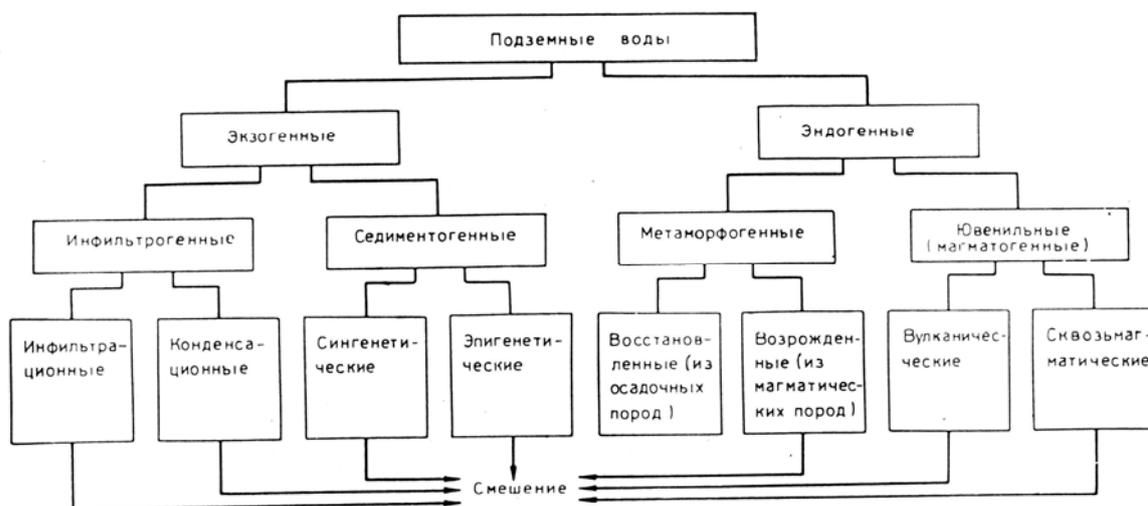


Рис. 20. Генетическая классификация подземных вод

Некоторые исследователи делят подземные воды по происхождению на две категории: 1) *вадозные* – воды, поступившие из гидросферы, атмосферы и биосферы; 2) *седиментационные* – воды, образовавшиеся в земной коре в результате происходящих там геологических процессов.

*Вадозными* называются воды атмосферного происхождения. Они поступают в подземные воды в жидком виде следующими способами:

1) просачиваясь с поверхности земли через поры горных пород зоны аэрации (при инфильтрации);

2) быстро опускаясь (проваливаясь) через трещины и пустоты скальных, полускальных или рыхлых крупнообломочных пород (при инфлюации);

3) некоторая часть воды с поверхности может проникнуть в зону аэрации в парообразном состоянии и в последующее время конденсироваться. Таким образом, вадозные воды могут быть *инфильтрационными, инфлюационными и конденсационными*.

*Седиментационные воды*. При накоплении минеральных или органических осадков на дне древних водных бассейнов (морей, крупных озер, заливов) в порах осадков содержалась вода этих бассейнов. В дальнейшем при уплотнении осадков и отжатии из них воды в их порах могло остаться некоторое количество воды. Эта вода могла сохраниться и после преобразования осадков в горные породы. Данные воды разделяются на две категории:

1) ювенильные, или магматогенные;

2) метаморфогенные (дегидратационные, выделяющиеся из минералов при их метаморфизации).

### **6.3. Формирование подземных вод**

В природе подземные воды образуются и смешанным путем. Воды смешанного происхождения являются, вероятно, самыми распространенными.

Большинство исследователей полагают, что легколетучие компоненты  $H_2O$  и  $CO_2$  выделяются из верхней мантии и проникают в Мировой океан в виде готовых соединений. Этот процесс происходил на ранних стадиях образования Земли и происходит, видимо, сейчас в рифтовых разломах срединно-океанических хребтов, о чем свидетельствуют излияния базальтовых лав.

Для развития представлений о накоплении и формировании вод большое значение имел постулат академика В. И. Вернадского, выраженный в схеме «породы ↔ природная вода ↔ газ ↔ живое вещество» и показывающий единство подземных вод в атмо-, гидро- и литосфере.

В этом сложном процессе следует различать: 1) возникновение молекул воды; 2) образование связанных и свободных вод; 3) формирование вещественного, химического и газового состава.

Накопление подземных вод можно представить как процесс возникновения вод под действием сил тяжести, а также капиллярных и молекулярных сил вблизи поверхности Земли. К примеру, во время паводков речные воды просачиваются в аллювиальные отложения, питая грунтовые воды, вызывают подъем их поверхности.

Формирование подземных вод – длительный физико-химический процесс преобразования, происходящий на различных глубинах при разных температурах и давлениях и включающий испарение и конденсацию, катионный обмен между водами и породами. Эти процессы иногда сопровождаются выдавливанием вод при уплотнении илов, а позднее и пород, деятельностью бактерий, диффузией, перетеканием и разгрузкой вод через «окна» в глинистых перекрытиях.

Таким образом, в верхних слоях земной коры происходит возникновение молекул воды, накопление подземных вод, формирование их вещественного, химического и газового состава.

Установлено, что в осадочных породах содержится значительное количество связанной воды – в среднем около 4,31%, что сопоставимо с содержанием таких оксидов, как CaO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (соответственно 5,4 и 3,4%). Весьма велико содержание воды (60–99,7%) в животных и растительных организмах, обитающих в природных илах. После их гибели часть этой воды уходит, а другая поступает в морские осадки. В дальнейшем воды переходят в породы и при благоприятных геологических обстановках (отсутствие перерывов в осадконакоплении) длительное время в них сохраняются (например, в породах Каспийской впадины).

В последние годы петрологи установили большое значение растворов, освобождающихся при метаморфической перекристаллизации осадочных пород. Даже в уплотненных глинистых породах сохраняется часть воды, находящейся в сорбированном состоянии. Кроме того, в этих породах присутствуют кристаллизационная вода, входящая в кристаллическую решетку глинистых минералов. Количество ее в глинистых породах составляет примерно 5%, в песчаниках – 1,6%, в известняках – 0,8% [43, 44]. Удаление даже 1% воды на 1 км<sup>3</sup> осадочного материала дает около  $2,5 \cdot 10^7$  т растворов. Таким образом, осадочные породы являются огромным источником *седиментационных* глубинных вод.

Экспериментальными работами установлено следующее:

- 1) с увеличением глубины залегания происходит уплотнение осадочных пород и уменьшение их плотности;
- 2) под влиянием геостатической нагрузки происходит отжатие и выделение свободной воды;
- 3) при эксплуатации артезианских вод происходит расширение вод и пород – образуется так называемая упругая система.

Пористость пород уменьшается не только с глубиной, но и с увеличением их возраста. Так, пористость глинистых пород кайнозоя составляет 50%, мезозоя – 34% и палеозоя – не более 10%. Молодые, только что

отложившиеся осадки (илы) очень рыхлые (пористость составляет 80–90%) содержат много воды.

Уменьшение пористости с глубиной позволяет ориентировочно определить объем выдавливаемой из породы воды под влиянием геостатической нагрузки. Так, А. А. Алексин предполагает, что этот объем составляет примерно 1 млн км<sup>3</sup>. Он считает, что за 370 млн лет, прошедших со времени среднего девона, этот объем можно приравнять к расходу источника в 100 л/с. При процессах уплотнения, происходящих при седиментационных циклах, большое количество отжимаемых из глин связанных вод переходит в свободное состояние и циркулирует в пластах песков.

Таким образом, очевидно, что пути накопления седиментационных вод весьма многообразны. К ним относятся:

- 1) иловые воды, отжатые из свежих илов при их уплотнении на ранней стадии диагенеза;
- 2) воды, выделяющиеся при разложении животных и растительных организмов;
- 3) постседиментационные воды, выдавливаемые при уплотнении затвердевших пород, главным образом глин и глинистых сланцев, при региональном метаморфизме.

Все эти воды сохраняются в осадочных породах длительное время и влияют на минерализацию почв и грунтовых вод.

В условиях, когда нет современного питания вод, а изучение геологической истории указывает на отсутствие континентальных периодов, т. е. возможность проникновения инфильтрационных вод в горные породы отпадает, накопление и формирование подземных вод, очевидно, осуществляется иными путями. По составу это соленые и рассольные бессульфатные воды с сухим остатком от 10 до 350 г/л, для которых характерно большое содержание хлоридов, кальция, брома, йода, бора, лития, стронция, рубидия, органических веществ и газов биохимического происхождения. Эти воды обычно называют хлоридными.

Состав соленых и рассольных вод генетически связан с нормальными морскими водами или в различной степени засоленными осадочными породами, находящимися в зонах затрудненного и крайне затрудненного водообмена. Воды в большинстве случаев являются в той или иной мере метаморфизованными водами морского генезиса. Накопление морских вод происходит в глубоких частях закрытых бассейнов, сложенных обогащенными органическим веществом соленосными, битуминозными, нефтеносными и угленосными породами.

Формирование химического состава вод происходит в следующих условиях [30, 37]:

- 1) в богатых органическим веществом илах на дне водных бассейнов, где образуются новые виды вод с более высокой минерализацией (йод, бром) и отсутствием сульфатов;

2) в процессе литогенеза осадочных пород под влиянием окружающей среды воды испытывают постседиментационные изменения (доломитизация известняков, альбитизация плагиоклазов) и меняют свой химический облик;

3) при частых и продолжительных континентальных перерывах седиментационные воды удаляются из осадочных пород, обновляясь или полностью замещаясь более молодыми вадозными или морскими водами.

При изучении истории образования подземных вод А. Н. Семихатов в 1947 г. ввел понятие *гидрогеологического этапа* как определенного отрезка истории. Он ограничил эту историю лишь континентальным (инфильтрационным) этапом, когда происходит поднятие всей площади суши, занятой седиментационным бассейном, развитие эрозии а также вытеснение и замещение древних седиментационных вод молодыми инфильтрационными. В настоящее время под циклом – этапом формирования подземных вод какого-либо района – понимают определенный геологический отрезок времени: от тектонического погружения и трансгрессии до нового подъема, регрессии и начала денудации горных пород.

Гидрогеологический этап состоит из двух циклов:

1) седиментационно-диагенетического – опускание, погружение, образование вод седиментации;

2) инфильтрационного (континентального) – поднятие, замещение и разрушение древних вод.

Чередование этих циклов, протекающих в разных бассейнах, качественно различно. Этот процесс представляет собой историю происхождения и формирования вод в осадочном чехле земной коры.

Сторонники инфильтрационного происхождения глубоких вод артезианских бассейнов полагают, что даже на больших глубинах, в зоне весьма замедленного водообмена, определяющим фактором является гидродинамика. Миграция вод хотя и весьма медленно, но все-таки происходит. Скорость движения определяется гипотетически от 1 см до нескольких метров в год. Эта скорость, по мнению ряда ученых, достаточна, чтобы седиментационные воды были полностью промыты и заменены молодыми водами вадозного происхождения (например, в девонских отложениях Волго-Уральской области).

А. Ф. Лебедев установил, что большую роль в образовании первых от поверхности горизонтов играют процессы конденсации. Исследователи, работавшие в Средней Азии, указывают, что питание грунтовых вод на большей части пустынь не может происходить за счет подтока подземных вод со стороны предгорьев и просачивания атмосферных осадков. По их мнению, источником питания грунтовых вод здесь может быть влага, образующаяся при конденсации.

В приаральских и прикаспийских полупустынях, по-видимому, происходит внутригрунтовое испарение. В этом случае линзы пресных вод возникают не за счет конденсации атмосферной влаги, а при испарении соленой воды.

Для разных климатических зон страны исследователями приводятся такие данные: для условий горного Крыма – 9 ...10 мм в год, для песков пустыни Каракум внутригрунтовая конденсация на глубине 6–10 м оценивается в 17 мм в год, а под Москвой в районе Купавны она составляет 36 мм в год [28, 30, 37].

В засушливых районах, где выпадает мало атмосферных осадков, пресные подземные воды могут возникать в результате конденсации паров, поступающих к слою с постоянной годовой температурой, а также испарения капиллярной каймы. К этой группе грунтовых вод относятся воды так называемого континентального засоления, формирующиеся в засушливых районах степей и полупустынь в результате интенсивного испарения и процессов взаимодействия вод с засоленными почвами.

Глубокозалегающие артезианские воды могут иметь как морское, так и инфильтрационное происхождение.

#### **6.4. Формирование химического состава природных вод**

Вода – очень активный растворитель. Циркулируя в земной коре и взаимодействуя с горными породами, она осуществляет грандиозный массоперенос и массообмен. При этом выделяют несколько процессов:

- 1) перенос растворенного вещества;
- 2) уход его с водным раствором;
- 3) поглощение породами.

Установлено, что выпадающие на поверхность земли атмосферные осадки не являются пресными – их минерализация изменяется от 12 до 550 мг/л. Общее количество растворимых солей, выпадающих с атмосферными осадками, может достигать весьма значительных величин (в кг/га): Нижнее Поволжье – 475; Аскания-Нова (Украина) – более 217; Одесса – 172; окрестности Санкт-Петербурга – 111.

Среднее количество йода, вносимое атмосферными осадками в почву континентальных областей, составляет около 10 г на 1 га в год. На поверхность земли атмосферные осадки приносят в год около 0,1 млн т ртути, что в 20 раз превышает ее ежегодную добычу. Таким образом поступают в почву мышьяк, бор и другие элементы. На юге Украины источником сульфатов, содержащихся в атмосферных осадках, является пыль, поднимаемая с поверхности лесса, содержащего до 1% серы в виде гипса. В городах отмечено в воздухе повышенное содержание сульфатных ионов вследствие сжигания топлива, содержащего серу [63].

Следует отметить роль ветра в переносе (миграции) солей, что наравне с другими причинами приводит к засолению почв и грунтовых вод. Количество морских солей, выносимых штормовыми ветрами с поверхности Мирового океана в атмосферу, достигает величины  $27 \cdot 10^9$  т в год, из которых на долю хлора приходится  $15 \cdot 10^9$  т.

Ветер, дующий с моря, приносит морскую пыль, содержащую различные соли. На территории прибрежного парка курорта Гагра количество солей

в бурю достигает 2 мг на 1 м<sup>3</sup> воздуха, а при штиле снижается до 0,022 мг.

На Тарханкутском мысе в Крыму кисти винограда после каждого штормового ветра покрывались белым налетом солей, напоминавших изморозь. В сухой период в районе курорта Саки (Крым) на почве осаждаются около 30 кг хлора на 1 га. В 1 л дождевой воды здесь содержится 15,2 мг хлора. Если пересчитать это количество на осадки, выпавшие в течение года, то окажется, что в среднем за год в этом районе на 1 га выпадает более 50 кг хлора. Вместе с хлором, принесенным ветром, это составляет 80 кг на 1 га.

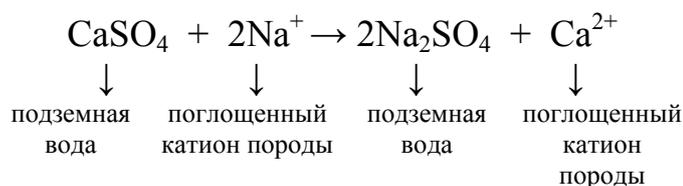
Соляные бури и дожди на полях в степной зоне часто губят всходы культурных растений и засоляют питьевую воду в колодцах. В пустынях Средней Азии ветер, развевая соляную корку, поднимает в воздух соли натрия и хлора, а также серу. В дальнейшем, фильтруясь через горные породы в зоны полного насыщения, водные потоки обогащаются солями. Под воздействием высоких газов и бактерий этот процесс обогащения усиливается. В миграции вод можно выделить такие процессы, как растворение, выщелачивание, сорбция, жизнедеятельность бактерий, радиоактивный распад.

*Растворение* – важный широко распространенный процесс, при котором вся порода целиком переходит в раствор (например, растворение галита NaCl) и кристаллическая решетка вещества разрушается. Растворение продолжается до тех пор, пока вода не достигнет предела насыщения. Растворимость минеральных солей в воде различна и зависит от температуры, давления, содержания газов и присутствия в воде других солей.

Поскольку, как правило, растворимость натриевых и калиевых солей с повышением температуры увеличивается, а кальциевых (сульфатных) – уменьшается, то холодные воды чаще всего – кальциевые, а теплые и горячие – натриевые.

*Выщелачивание* горных пород состоит в том, что в раствор переходит не вся порода, а только ее растворимая часть. Например, при взаимодействии подземных вод с глинистыми известняками вода удаляет (выщелачивает) только их растворимую часть – углекислый кальций, образуя пустоты, а остальная часть породы остается на месте.

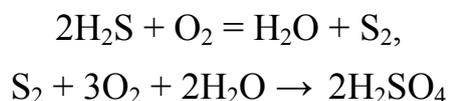
*Обменные реакции* (обменная адсорбция) заключаются в том, что некоторые катионы (например, Na<sup>+</sup>), содержащиеся в подземных водах, вытесняют из породы находящиеся на ее поверхности адсорбционные катионы (например, Ca<sup>2+</sup>). Такие катионы называют поглощенными. Схематически этот процесс можно представить так:



Выделяют вторичное минералообразование, происходящее при диффузионном выщелачивании, которое возникает при длительном соприкосновении вод и пород. Во взаимодействие с катионами  $K^+$ ,  $N^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  вступают катионы, входящие в кристаллическую решетку минералов. Например, глинистые породы, содержащие минерал анорит  $Ca(AlSi_3O_8)$ , вследствие катионного обмена  $Ca^{2+}$ , который содержится в кристаллической решетке, обогащается ионами натрия. Так, в подземных водах могут накапливаться ионы  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  и  $Ba^{2+}$ .

*Микробиологические процессы*, обусловленные жизнедеятельностью организмов, являются важным фактором преобразования подземных вод, обуславливая реакции окисления и восстановления различных солей.

Для неглубоко залегающих подземных вод, находящихся в окислительной среде, большое значение имеют аэробные серобактерии, окисляющие сероводород и серу до серной кислоты:



В результате этих процессов воды обогащаются сульфатными соединениями, что повышает их агрессивность и жесткость.

В восстановительной обстановке (некоторые глубокие горизонты артезианских вод) распространены анаэробные бактерии – микробы-десульфуризаторы и микробы-денитрафикаторы, разлагающие нитраты. При этом выделяются азот и аммиак.

Микробиологические исследования показали, что жизнедеятельность бактерий (например, в районах Поволжья) ограничивается глубинами до 3 000 м.

В стадиях добавления или удаления молекул воды происходят гидратация, дегидратация, конденсация паров, подземное испарение и особенно процессы смешивания вод. Испарение грунтовых вод, залегающих на глубине 2,5–5 м, приводит к тому, что вследствие поднятия капиллярной каймы легкорастворимые соли  $Na$  и  $Mg^{2+}$  выпадают в осадок, что приводит к засолению почв. Этот процесс развивается в засушливых районах России, где выделяется особая разновидность грунтовых вод – соленые воды континентального засоления.

Кроме рассмотренных природных процессов, на химический состав подземных вод сильно влияют процессы, связанные с инженерной деятельностью человека: орошение, осушение, внесение удобрений. В этом случае образуются так называемые смешанные воды: оросительные воды соединяются с грунтовыми, а при их отводе (сбросные, или дренажно-коллекторские, воды) частично просачиваются в породы и разбавляют пластовые.

*Смешение различных типов вод* происходит и в природных, не нарушенных человеком обстановках. Например, разломы являются путями, по которым глубинные воды поступают в верхние пласты, а в речных долинах часто происходит «подпитывание» ненапорных вод напорными. Так образуются смеси различных химических типов вод, происходят процессы засоления и рассоления почв и грунтовых вод.

## Контрольные вопросы

1. Как образовалась гидросфера?
2. Как появилась вода на Земле?
3. Расскажите о теориях происхождения подземных вод: инфильтрационной; седиментационной; конденсационной; ювенильной.
4. Дайте определение вадозных вод.
5. Что из себя представляет генетическая классификация подземных вод?
6. Дайте определение гидрогеологической стадии.
7. Как формируется состав подземных вод?
8. Какие процессы участвуют в миграции подземных вод?
9. Что такое выщелачивание горных пород?
10. Расскажите об обменных реакциях в подземных водах.
11. Что представляет собой процесс растворения в подземных водах?
12. Охарактеризуйте микробиологические процессы, протекающие в подземных водах.

## ГЛАВА 7. ПОДЗЕМНАЯ ГИДРОСФЕРА

### 7.1. Строение подземной гидросферы

Подземная гидросфера ограничена сверху поверхностью земли, нижняя ее граница достоверно не установлена. Некоторые исследователи (А. М. Овчинников) считают, что ее условно можно провести на глубине 12–16 км, т. е. на глубинах распространения критических температур воды (374–450°C), где скопление последней в жидком состоянии невозможно (рис. 21).

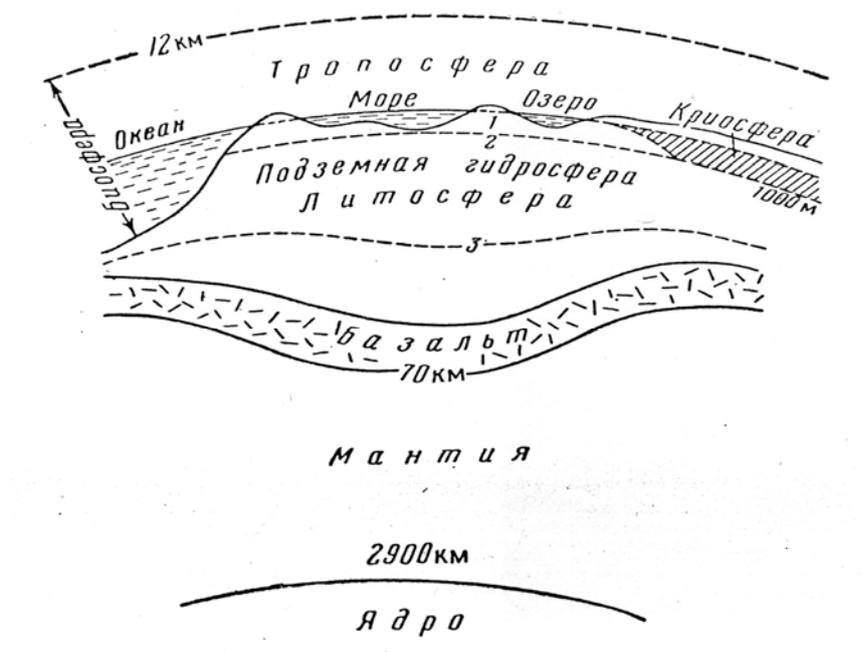


Рис. 21. Схема геосфер (по А. М. Овчинникову) [51]

В пределах подземной гидросферы состояние воды, ее структура и свойства меняются по мере изменения температуры и давления в земной коре и мантии.

Переходы воды из одного состояния в другое и характерные изменения структуры воды положены в основу выделения гидрофизических зон [33, 51, 62]. В подземной гидросфере выделяются следующие гидрофизические зоны:

- 1) аэрации;
- 2) мерзлая зона земной коры;
- 3) насыщения;
- 4) переуплотненного водяного флюида;
- 5) жидкопластичного водного раствора силикатов и алюмосиликатов;
- 6) диссоциированных молекул воды.

Наиболее изученными являются первые три зоны.

*Зона аэрации* охватывает верхние слои литосферы от дневной поверхности до уровня грунтовых вод. В зоне аэрации поры пород обычно заполнены воздухом и парами воды, а также прочно-, рыхлосвязанной и капиллярной водой. Периодически весной в период таяния снега или во время выпадения интенсивных дождей в породах зоны аэрации образуется свободная (гравитационная) вода.

*Гравитационной* называют свободную капельно-жидкую воду, которая перемещается в горных породах под действием силы тяжести (сверху вниз). Она содержится в порах, имеющих диаметр более 1 мм. Гравитационную воду можно извлечь из горной породы вычерпыванием или откачкой. Среди подземных вод гравитационная вода оказывает наибольшее влияние как геологический фактор.

Мощность зоны аэрации зависит от литологических особенностей пород (глубины залегания водонепроницаемых толщ), рельефа местности, степени расчлененности поверхности земли и климатических условий (количества атмосферных осадков, величины инфильтрации). Она изменяется в широких пределах – от долей метра до 100 м и более. На обширных площадях зона аэрации может отсутствовать. На таких участках подземные воды достигают поверхности земли, образуя болота и заболоченности. Через зону аэрации осуществляется тесная связь подземных вод с атмосферой: дождевые и талые воды просачиваются вглубь и пополняют ресурсы подземных вод.

Верхняя часть зоны аэрации (до глубины около 1 м) характеризуется интенсивным испарением (в засушливых областях через зону аэрации происходит испарение подземных вод при их залегании на глубине менее 3 м), нижняя – внутригрунтовой конденсацией, заканчивающейся на глубине 6–10 м. Конденсация водяных паров зависит от климатических условий. Так, в районе Москвы она равна 36 мм/год, а в Каракумах – 17 мм/год.

Интенсивность инфильтрации вод с поверхности и испарение подземных вод зависят в определенной степени от строения зоны аэрации,

литологических особенностей слагающих ее пород и физико-географических условий местности. К примеру, если *зона аэрации сложена песчаными породами*, то значительная часть талых вод весной или дождливым летом просачивается через породы зоны аэрации до уровня подземных вод. Если же *зона аэрации сложена суглинистыми породами*, то талые и дождевые воды преимущественно стекают в близлежащие понижения рельефа, и только небольшая часть их просачивается вглубь и пополняет подземные воды. Зимой и даже ранней весной, когда верхняя часть пород зоны аэрации является промерзшей, просачивание воды с поверхности через такую зону затруднено.

Значение зоны аэрации в питании грунтовых вод и их расходовании на испарение чрезвычайно велико. Без глубокого изучения процессов, происходящих в зоне аэрации, невозможно решить важные теоретические и практические задачи гидрогеологии. Особенно трудно провести качественные исследования залегающих грунтовых вод относительно не глубоко.

*Мерзлая зона земной коры (криолитозона)* отличается преимущественным распространением подземных вод в твердой фазе. Она охватывает обширные северные районы Евразии, Америки, Антарктиду, а также высокогорные территории горно-складчатых сооружений. В России она распространена в основном на северо-востоке и в горных районах. Мощность мерзлой зоны изменяется от 0 до 1 000 м и более.

В данной зоне господствуют отрицательные температуры, значения которых колеблются от 0 до  $-15$  °С. Отрицательные температуры являются реликтом суровых климатических условий прошлых геологических эпох. Кроме подземных вод в твердой фазе, в мерзлой зоне встречаются жидкие воды, часто высокоминерализованные, с отрицательными температурами, и даже незначительное количество водяного пара.

*Зона насыщения (жидких вод)* распространена повсеместно и охватывает почти всю площадь континентальной литосферы (80%). Ее особенность заключается в том, что пустоты и поры пород в ней полностью заполнены (насыщены) свободной и связанной водой. Исключение составляют только площади месторождений нефти и газа. Сверху она граничит с зоной аэрации или мерзлой зоной. Нижняя граница зоны (глубина залегания критической температуры воды составляет 374–450 °С) зависит от тектонического строения земной коры. В областях современной вулканической деятельности она прослеживается на глубине 8–10 км, а в областях докембрийской складчатости достигает 30–35 км и более [45].

В пределах зоны насыщения, начиная с глубины 1,5 км, физически связанные воды переходят в подвижное состояние. В нижних частях этой зоны, где температура превышает 200–300 °С, в связанном состоянии остается лишь вода в кристаллической решетке минералов [33].

## 7.2. Понятие о водоносных и водоупорных породах

Зона насыщения сложена различными по литологическим особенностям и геологическому возрасту породами. В соответствии с аккумуляцией подземных вод, просачиванием их через толщи пород, а также отдачей породами воды при их эксплуатации колодцами и скважинами выделяются *водоносные* (закрывающие гравитационную воду) и *водоупорные* (водонепроницаемые) породы.

*Водоносными* называют такие породы, которые содержат свободную воду, способны пропускать ее через свою толщу и сравнительно легко отдавать под действием силы тяжести. К таким породам относятся галечники, гравелиты, слабосцементированные конгломераты и песчаники, пески, алевролиты, известняки, трещинные магматические и метаморфические породы.

К *водоупорным* (*водонепроницаемым*) относят такие породы, которые весьма слабо пропускают (*фильтруют*) воду или совсем не способны пропускать и отдавать ее в природных условиях. Такими породами являются глины, тяжелые суглинки, плотный хорошо разложившийся торф, глинистые сланцы, аргиллиты, каменная соль, гипс, мергели, а также все плотные и нетрещиноватые магматические и часть метаморфических пород.

## 7.3. Основные элементы гидрогеологической стратификации

Чередование по вертикали в геологическом разрезе пород, различных по литологическим особенностям, дает возможность провести его (разрез) расчленение на *водоносные* и *водоупорные толщи (пласты)*.

При расчленении разрезов рыхлых и слабосцементированных осадочных и метаморфических пород, представляющих собой пластово-поровые коллекторы подземных вод, следует пользоваться наиболее распространенными гидрогеологическими подразделениями (от более мелких к крупным): водоносный горизонт, водоносный комплекс, гидрогеологический этаж [2, 7].

Под *водоносным горизонтом* принято понимать относительно выдержанную по площади и в разрезе, насыщенную свободной гравитационной водой одно- или разновозрастную толщу горных пород, представляющую собой в гидрогеологическом отношении единое целое [31].

По условиям залегания и их режиму выделяются водоносные горизонты грунтовых, межпластовых ненапорных и артезианских (или напорных) вод (рис. 22).

Водоносный горизонт может быть представлен как одним, так и несколькими слоями водонасыщенных пород, отличающихся или сходных по геологическому возрасту, литологическим особенностям и фильтрационным свойствам. При однослойном сложении он будет простым однослойным, а при многослойном сложении – сложным слоистым, двухслойным или многослойным.

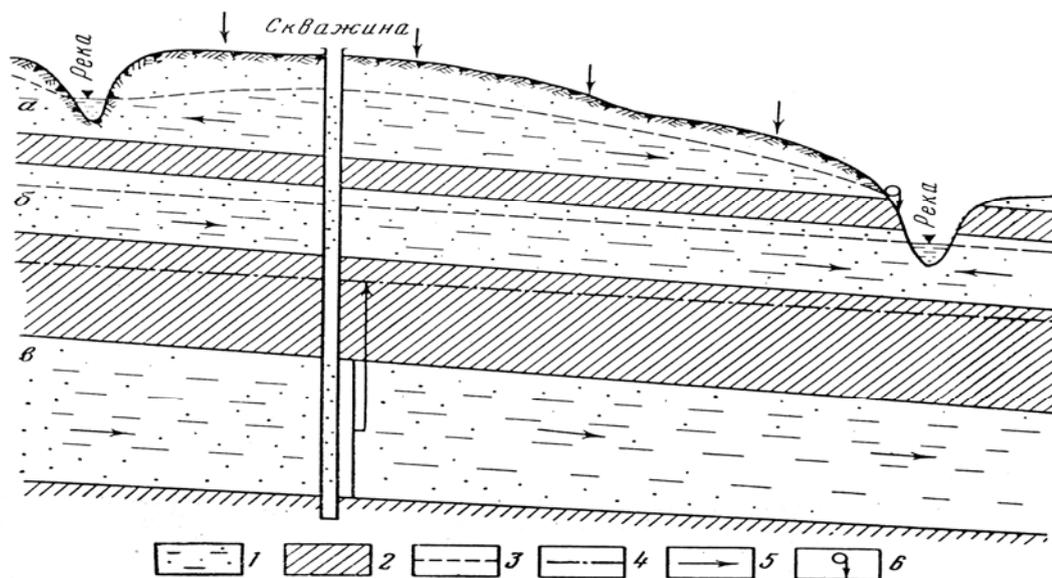


Рис. 22. Схемы залегания водоносных горизонтов:

- 1 – водоносные песчаные горизонты, выделяемые по условиям залегания и их режиму: а – грунтовые воды, б – межпластовые ненапорные, в – артезианские;  
 2 – водоупорные породы; 3 – уровень грунтовых и межпластовых ненапорных вод;  
 4 – пьезометрический уровень артезианского водоносного горизонта (стрелкой обозначен напор от середины горизонта);  
 5 – направление движения подземных вод;  
 6 – разгрузка грунтовых вод через нисходящий источник

При выделении водоносных горизонтов необходимо учитывать, что их мощность не может превышать мощность отдельных стратиграфических ярусов реже отделов. Как следует из определения, водоносный горизонт не обязательно должен быть связан с какой-либо определенной возрастной единицей стратиграфической шкалы. Однако каждый водоносный горизонт в гидрогеологическом отношении представляет единое целое и имеет свободную или пьезометрическую поверхность. Это не исключает возможности гидравлической связи на отдельных участках между смежными водоносными горизонтами.

Водоносный комплекс представляет собой выдержанную в вертикальном разрезе и имеющую региональное распространение водонасыщенную толщу одно- или разновозрастных и разнородных по составу пород, ограниченную сверху и снизу регионально выдержанными водоупорными (или относительно водоупорными) пластами, почти исключаящими или затрудняющими гидравлическую связь со смежными водоносными комплексами и обеспечивающими, таким образом, присущие данному комплексу определенные особенности гидродинамического и гидрохимического режима вод [31].

Каждый водоносный комплекс характеризуется определенным положением областей питания, создания напора и разгрузки. Это предопределяет свойственные данному комплексу условия накопления, распространения и формирования подземных вод. Водоносный комплекс включает несколь-

ко выдержанных в различной степени водоносных горизонтов. В отличие от водоносных горизонтов в водоносном комплексе напоры подземных вод могут изменяться в вертикальном разрезе, что предопределяется степенью гидравлической связи отдельных составляющих его горизонтов.

Мощность водоносных комплексов определяется стратиграфическими ярусами, свитами, сериями, отделами, частями систем и реже системами.

Под *гидрогеологическим этажом* понимается совокупность водоносных комплексов, ограниченных только снизу или сверху мощными, регионально выдержанными в пределах водонапорной системы толщами водоупорных пород [31].

Гидрогеологические этажи определяются в значительной степени структурными этажами или совокупностью структурных ярусов, которые, в свою очередь, зависят от истории геологического развития водонапорной системы или ее отдельных частей. Гидрогеологические этажи отличаются друг от друга степенью водообмена, различными особенностями процесса формирования подземных вод, а также неодинаковыми чертами палеогидрогеологического развития.

Мощность гидрогеологического этажа определяется преимущественно такими стратиграфическими подразделениями, как система, совокупность или даже группа систем.

В гидрогеологическом разрезе, сложенном прочносцементированными осадочными, метаморфическими, а также магматическими породами, представляющими собой трещинные и карстовые коллекторы подземных вод, часто не удается выделить водоносные горизонты, комплексы и этажи. Такие породы отличаются неравномерной трещиноватостью, пестротой литологических особенностей и минерального состава как по площади, так и в разрезе. Наиболее водообильными являются участки повышенной трещиноватости. В таких толщах пород иногда целесообразно выделять *водоносные зоны*. Отличительной особенностью *водоносных зон* является их локальное распространение и отсутствие гидравлической связи между отдельными водоносными зонами даже в пределах одной и той же тектонической структуры.

Охарактеризованные выше формы распространения подземных вод (водоносный горизонт, водоносный комплекс, гидрогеологический этаж) имеют различные размеры как в разрезе, так и в плане. Они отделяются один от другого водоупорными толщами различной мощности, выдержанности по площади и степени проницаемости пород.

Наименее выдержанными в региональном плане являются водоносные горизонты. В одном и том же водоносном комплексе на разных участках может выделяться неодинаковое количество водоносных горизонтов. На практике это нередко вызывает затруднение при сопоставлении водоносных горизонтов в комплексе.

Водоносные комплексы и тем более гидрогеологические этажи являются более выдержанными по сравнению с горизонтами в пределах той или иной водонапорной системы. Водоупорные толщи, разделяющие их,

отличаются значительно большей мощностью и более широким распространением по площади.

Признаками выделения водоупорных и относительно водоупорных толщ в разрезе являются литологические особенности, минеральный состав пород и их водно-физические свойства. В качестве непосредственных показателей изолирующих свойств водоупорных толщ следует руководствоваться данными о гранулометрическом составе, пористости, проницаемости, поглотительной способности глинистых пород, составе поглощенных катионов, а также учитывать общую гидродинамическую обстановку области исследований.

Большинством исследователей плотные нетрещиноватые магматические и метаморфические породы, а также прочносцементированные осадочные толщи, каменная соль, гипсы, ангидриты, аргиллиты, глинистые сланцы, глины и многолетнемерзлотные толщи пород признаются *водоупорными*.

#### **7.4. Классификация подземных вод по условиям залегания**

Классификацией подземных вод занимались многие исследователи. Существует довольно много классификаций подземных вод. Это объясняется сложностью и большим разнообразием природных условий нахождения подземных вод, а также различными требованиями, предъявляемыми при эксплуатации тех или иных типов вод. Подземные воды классифицируются по их происхождению, условиям залегания, гидродинамическим показателям, температуре, качественному составу, литологическим особенностям вмещающих пород, геологическому возрасту водоносных пластов и другим признакам.

В 1948 г. А. М. Овчинниковым была разработана классификация подземных вод по условиям залегания (табл. 19) [51].

А. М. Овчинниковым выделены три основных типа вод: верховодка, грунтовые и артезианские. В зависимости от состава водосодержащих пород намечены подтипы вод, движущихся в пористых и трещиноватых горных породах. В качестве особых подтипов рекомендуется различать воды районов вечной мерзлоты и молодого вулканизма.

Еще одна классификация подземных вод, подразделяющая их по условиям залегания, характеру напора, особенностям режима, происхождению и использованию в народном хозяйстве, разработанная А. М. Овчинниковым и П. П. Климентовым, приведена в табл. 20 [32]. В этой классификации выделяются три основных типа подземных вод: *воды зоны аэрации, грунтовые и артезианские*.

Подземные гравитационные воды залегают на некоторой глубине (за исключением болот и заболоченных земель). Верхней границей этих вод является обычно некая условная поверхность, совпадающая с уровнями воды, устанавливающимися в колодцах, скважинах и других выработ-

ках при вскрытии водоносных горизонтов. От поверхности земли до этих уровней (условной поверхности) в почвах и породах находится, кроме связанной и капиллярной воды, еще и воздух. Эта верхняя часть какого-либо участка называется *зоной аэрации*. В пределах зоны аэрации выделяют *почвенные воды* и *верховодку* (рис. 23).

Воды зоны аэрации обычно временные, образующиеся в периоды наилучшего питания (большой частью весной) и залегающие вблизи дневной поверхности (*верховодка*), для которых водоупорным ложем служат линзообразные пласты, слабо проводящие воду пород (суглинки, супеси и т. п.), или отдельные линзы водонепроницаемых пород (глины).

*Почвенные воды* находятся в почвенном слое близ поверхности земли, являются связанными, капиллярными подвешенными или гравитационными (в период снеготаяния и интенсивного выпадения атмосферных осадков).

Ниже зоны аэрации, где вода заполняет все пустоты в горных породах, находится *зона насыщения* (рис. 23).

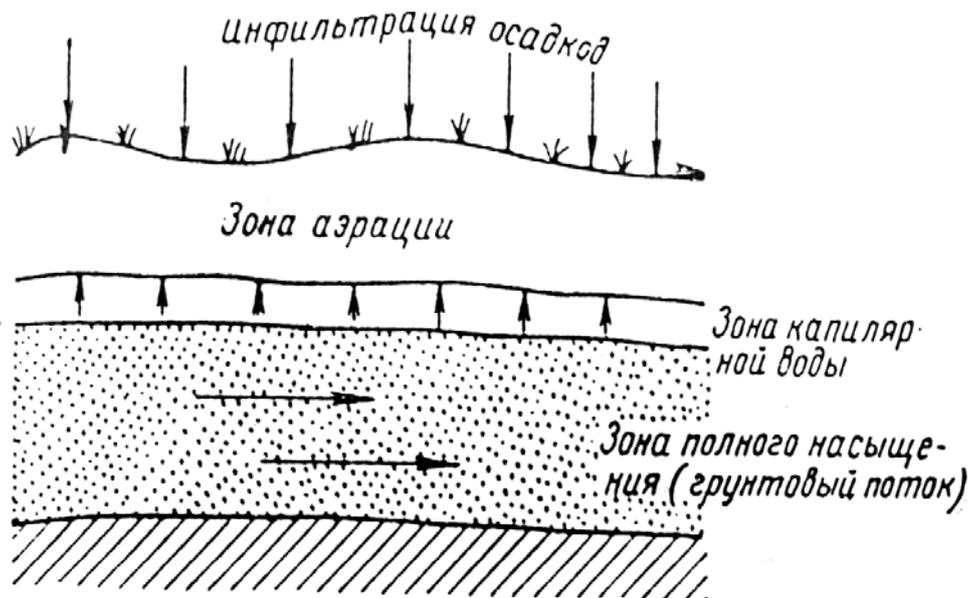


Рис. 23. Распределение воды в верхней части земной коры

В зоне насыщения, на некоторой глубине от поверхности земли, в водопроницаемых породах находятся постоянные гравитационные воды, имеющие «свободную» поверхность, давление на которой равно атмосферному, и ограниченные снизу первой от поверхности водонепроницаемой, выдержанной по площади горной породой (на первом водоупорном слое). Такие воды, обычно безнапорные, называются *грунтовыми*.

Выше уровня грунтовых вод находится *капиллярная кайма* (или зона капиллярной каймы), высота которой определяется в основном составом и состоянием пород в пределах каймы (рис. 24). Водой заполнены капиллярные поры, имеющие диаметр менее 1 мм. Более крупные поры свободны от воды.

## Классификация подземных вод по условиям залегания (по А. М. Овчинникову)

Основ-ные ти-пы вод	Подтипы вод		Особые типы вод	
	в пористых горных породах	в трещиноватых горных породах (трещинные воды)	районов вечной мерзлоты	районов молодого вулканизма
Верховодка	<p>Почвенные</p> <p>Болотные</p> <p>Верховодка на линзах водоупорных пород</p> <p>Такыров и бугристых песков</p> <p>Песчаных массивов и дюн (на побережье морей)</p>	<p>Коры выветривания трещиноватых горных пород</p> <p>Верхнего дренированного этажа закарстованных массивов</p> <p>Кровли лавовых потоков и туфобрекчий</p>	Деятельного слоя	<p>Дериватные воды термальных источников</p> <p>Временно функционирующих фумарол в периоды увлажнения</p>
Грунтовые	<p>Аллювиальных и делювиальных отложений</p> <p>Древнеаллювиальных отложений</p> <p>Флювиогляциальных отложений (над-, меж- и подморенных песчано-галечниковых накоплений)</p> <p>Коренных отложений</p>	<p>Трещиноватые грунтовые воды кровли коренных изверженных пород и основания лавовых потоков</p> <p>Пластово-трещинные и трещинно-пластовые осадочных отложений</p> <p>Карстовые массивов карбонатных пород (а также гипсоносных и соленосных)</p>	<p>Надмерзлотные</p> <p>Межмерзлотные</p>	<p>Повышенной температуры, обогащенные газами</p> <p>Небольших фумарол и гейзеров</p>
Артезианские	<p>Артезианских бассейнов (в песчаных пластах)</p> <p>Артезианских склонов (в моноклинально залегающих и выклинивающихся песчано-галечниковых свитах предгорных районов)</p>	<p>Артезианских бассейнов (в пластах, массивах и штоках трещиноватых горных пород)</p> <p>Артезианских склонов (в карбонатных и туфогенных толщах и массивах интрузивных пород)</p>	Подмерзлотные	<p>Газирующие термальные (иногда горячие), восходящие по тектоническим разрывам и контактам различных свит</p> <p>Артезианских систем, осложненных внедрением изверженных масс, обогащенные специфическими (иногда редкими) элементами</p>

Напоры в грунтовых водах наблюдаются редко и носят местный характер.

Ниже первой от поверхности водонепроницаемой выдержанной по площади породы на большей части площади суши подземные воды залегают в осадочных породах. Эти воды называются *межпластовыми*. Они могут быть *безнапорными* и *напорными* (рис. 24).

Напорные воды называются *артезианскими*. Они распространены на значительной площади между водонепроницаемыми породами кровли и подошвы, образующими синеклизы, синклинали или моноклинали.

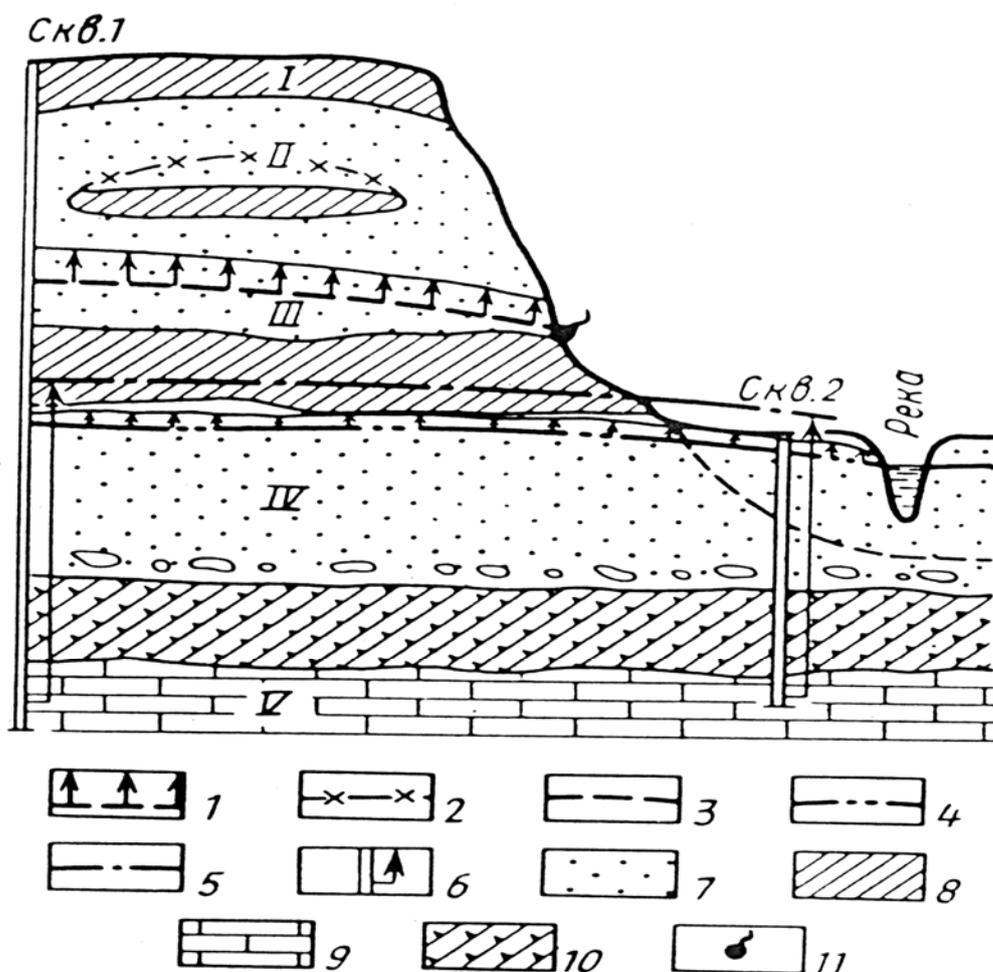


Рис. 24. Классификация подземных вод по условиям залегания

I – почвенные воды; II – верховодка; III – грунтовые воды;

IV – межпластовые безнапорные воды; V – напорные (артезианские воды);

1 – капиллярная кайма; 2 – уровень верховодки; 3 – уровень грунтовых вод;

4 – уровень межпластовых безнапорных вод; 5 – пьезометрический уровень

напорных вод; 6 – величина напора в скважинах; 7 – водопроницаемые породы;

8 – слабопроницаемые и водонепроницаемые породы; 9 – водопроницаемые породы;

10 – водонепроницаемые породы; 11 – родник

Если воды залегают в водоносных пластах, подстилаемых и перекрываемых водонепроницаемыми породами, но не насыщают водоносные пласты полностью, то такие воды называют *межпластовыми безнапорными*.

В классификациях других авторов подземные воды также подразделяются по характеру водосодержащих пород и условиям залегания, температуре, химическому составу и степени минерализации, геолого-стратиграфической приуроченности водоносных горизонтов и т. п.

При классификации подземных вод следует учитывать размеры, форму и происхождение пустот в горных породах, в которых содержатся гравитационные подземные воды. По этому признаку воды могут быть поровыми, трещинными и карстовыми.

*Поровые воды* содержатся обычно в рыхлых или связанных осадочных породах (песке, гравии, галечнике, суглинке, лессе и др.), слабосцементированных обломочных породах (пористом песчанике, конгломерате, брекчии и др.).

*Трещинные воды* приурочены к трещинам различного происхождения в магматических, метаморфических и некоторых осадочных породах (трещиноватых опоках, песчаниках, брекчиях с плотным цементом и др.).

*Карстовые воды* содержатся в растворимых в водах породах.

Таким образом, по условиям залегания различают также воды:

- 1) поверхностных поровых отложений;
- 2) пластовых, движущихся в пластах осадочных пород (они могут также передвигаться по порам и трещинам);
- 3) тектонических трещин и трещин выветривания (трещинного типа);
- 4) карстового типа, движущиеся по трещинам и пустотам закарстованных пород.

*По температуре* (в °С) подземные воды подразделяют, по О. А. Алекину [1]:

- 1) на весьма холодные: ниже 4;
- 2) холодные: 4–20;
- 3) теплые: 20–37;
- 4) горячие: 37–42;
- 5) очень горячие: 42–100;
- 6) исключительно горячие или перегретые (термы): свыше 100.

Иногда отдельным водоносным горизонтам присваивают геолого-стратиграфические наименования. Так, водоносные горизонты известняков среднего карбона в Московском бассейне называют московским водоносным горизонтом, водоносный горизонт в песках сеноманского яруса верхнего мела – сеноманским водоносным горизонтом и т. д.

Таким образом, основные особенности подземных вод – условия питания, гидравлические свойства, закономерности движения, температура, газовый и химический состав – обусловлены нахождением вод в соответствующих географических и вертикальных зонах, т. е. закономерности их существования зависят от характера рельефа, климатических особенностей, геологического строения, тектоники, литологических и геоморфологических условий.

Рассмотрим подробнее некоторые типы вод.

*Почвенные воды* существуют в породах, у поверхности земли в виде связанной (гигроскопической и пленочной) и капиллярно-подвешенной воды. Эти воды образуются за счет инфильтрации атмосферных осадков, конденсации паров, поливных и других вод, играют очень важную роль в жизнедеятельности растений и влияют на инженерные сооружения. Основной формой их передвижения в зоне аэрации является влагоперенос.

Таблица 20

**Классификация подземных вод по условиям залегания  
(по А. М. Овчинникову и П. П. Климентову)**

Основные типы подземных вод	Характер напора вод	Главные типы подземных вод	Соотношение областей питания и распространения	Особенности режима вод	Происхождение	Использование в народном хозяйстве
Зоны аэрации	Ненапорные	Болотные, почвенные, верховодка Солончаков и солонцов Деятельного слоя в районах многолетней мерзлоты	Области питания и распространения совпадают	Обычно временного характера	В основном инфильтрационные, местами возможные конденсационные	Наибольшее значение имеют для сельского хозяйства, но иногда применяются и для сезонного водоснабжения мелких предприятий
Грунтовые	Чаще ненапорные	Современных и древнеаллювиальных отложений речных долин Ледниковых отложений Степей, пустынь и полупустынь Делювиальных, пролювиальных и других покровных отложений Горных областей Песчаных морских побережий		Уровень колеблется в зависимости от инфильтрации влаги с поверхности испарения и местами от передачи напора		Используется для водоснабжения, реже – для орошения
Артезианские	Напорные	Межпластовые напорные (в том числе нефтяные, подмерзлотные, минеральные, промышленные, термальные)	Области питания и распространения не совпадают	Уровень колеблется в результате передачи напора	Инфильтрационное, морское и ювенильное	Пресные воды используются для водоснабжения, сильноминерализованные – для добычи соли, минеральные – для лечебных целей

*Верховодка* представляет собой временный водоносный горизонт. Она формируется в зоне аэрации выше водоупорных пород и имеет сезонный характер. Время ее существования зависит от размеров водоупорной толщи и условий питания. Воды верховодки изменчивы по качеству и подвержены загрязнению. В пределах городов, крупных промышленных предприятий, где наблюдаются значительные утечки воды, возникают техногенные верховодки, вызывающие заболачивание территорий (рис. 25).

Верховодки имеют свободный уровень, капиллярную кайму, незначительную мощность, расходятся на испарение и питание грунтовых вод, формируются на плоских водоразделах, под депрессиями и понижениями. Режим их весьма изменчив и зависит от климатических факторов.

*Грунтовые воды* – это подземные воды первого от поверхности постоянно существующего водоносного горизонта, залегающего на выдержанной по площади и мощности водонепроницаемой толще пород. В зависимости от геоморфологических и геолого-гидрогеологических условий могут формироваться грунтовые потоки, грунтовые бассейны или их сочетание.

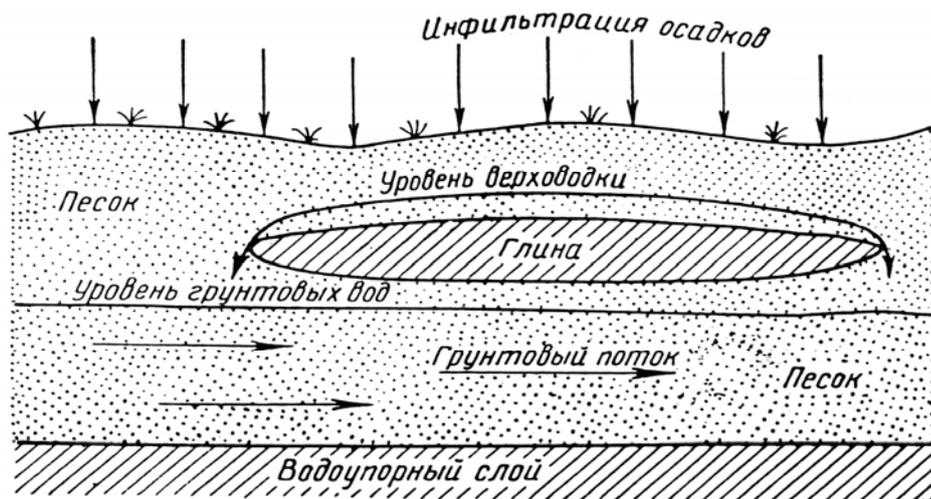


Рис. 25. Верховодка

*Грунтовые потоки* характеризуются движением воды под действием силы тяжести в направлении уклона их зеркала. *Грунтовые бассейны* имеют горизонтальную поверхность, обычно приурочены к депрессиям и характеризуются отсутствием движения воды.

К особенностям грунтовых вод следует отнести следующие:

1) это воды со свободной поверхностью, т. е. при вскрытии их уровень устанавливается на той же глубине, на какой он был встречен (давление на поверхность грунтовых вод равно атмосферному);

2) питание их осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, фильтрации поверхностных вод и вод верховодки, причем конденсации влаги в зоне аэрации, области питания и распространения грунтовых вод совпадают;

3) неглубокое залегание грунтовых вод обуславливает их вскрытие оврагами, балками, долинами рек и другими эрозионными формами, где и происходит разгрузка (дренирование) вод в виде источников, высачивания;

4) близкое залегание к поверхности земли определяет сильное воздействие на них поверхностных факторов, вызывающих резкие изменения во времени уровня, дебита, химического состава, температуры и других характеристик вод;

5) условия питания и интенсивное движение к местам разгрузки обуславливают малую минерализацию грунтовых вод (при достаточно влажном климате);

6) выше поверхности грунтовых вод расположена кайма капиллярных вод, на верхней границе которой давление меньше атмосферного;

7) если в пределах поверхности грунтовых вод встречаются линзы водонепроницаемых пород, то в этом месте возникает местный напор, т. е. уровень грунтовых вод при вскрытии поднимается выше подошвы этой линзы;

8) грунтовые воды обычно гидравлически связаны либо с поверхностными водоемами (озерами, морями, водохранилищами) или водотоками (реками, каналами), либо питают водоемы и водотоки, либо сами получают от них питание;

9) при колебаниях уровня грунтовых вод происходит непосредственное осушение верхней части водоносного горизонта и уменьшение его мощности или насыщение пород и увеличение мощности водоносного горизонта (при подъеме уровня);

10) грунтовые воды приурочены преимущественно к четвертичным отложениям, имеют широкое, почти повсеместное распространение (за исключением участков, сложенных с поверхности водонепроницаемыми породами) и существуют в районе длительное время.

Грунтовые воды могут быть поровыми, карстовыми и трещинными.

Поверхность грунтовых вод называется *зеркалом*, а расстояние от зеркала до водоупора составляет *мощность горизонта*. Зеркало (поверхность) грунтовых вод наклонено в сторону места разгрузки, и чем большее сопротивление испытывает поток, тем больше кривизна зеркала. Поверхность потока в разрезе образует *депрессионную кривую (параболическую, выпуклую, вогнутую)*. Чем больше уклон поверхности грунтовых вод, тем больше скорость движения потока.

По-разному проявляется связь грунтовых вод с поверхностными водами (реками, озерами). Обычно грунтовые воды питают поверхностные водотоки и водоемы постоянно или временно (рис. 26). При глубоком залегании грунтовых вод или при подъемах уровня воды в реках и водохранилищах происходит инфильтрация поверхностных вод в грунтовые воды.

В основном грунтовые воды получают питание через зону аэрации за счет инфильтрации атмосферных осадков и поглощения поверхностных вод. Здесь наблюдаются максимальные уровни, а на участках разгрузки (долины рек, балки) – минимальные. В целом же поверхность грунтовых вод повторяет в сглаженном виде поверхность рельефа.

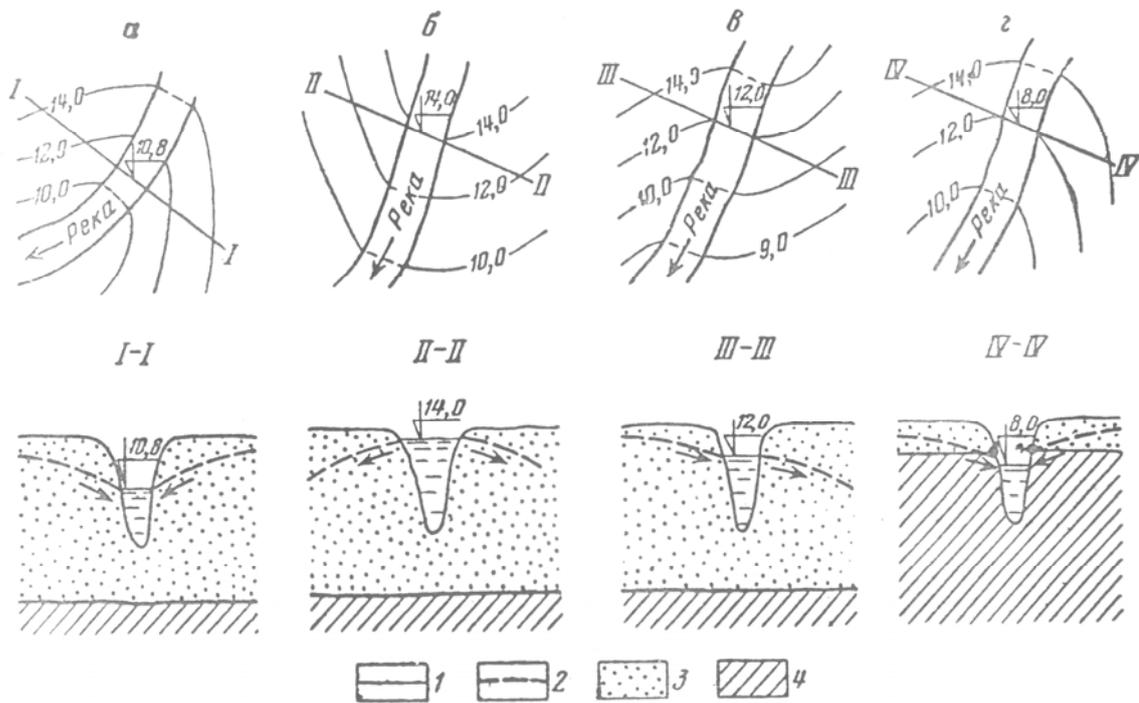


Рис. 26. Схема взаимосвязи грунтовых и поверхностных вод:  
 а – грунтовые воды питают реку, б – река питает грунтовые воды,  
 в – грунтовые воды с одного берега (правого) питают реку, с другого берега (левого)  
 река питает грунтовые воды, г – гидравлическая связь между грунтовыми водами  
 и рекой отсутствует; 1 – гидроизогипсы; 2 – уровень грунтовых вод;  
 3 – водопроницаемые породы; 4 – водонепроницаемые породы;  
 I-I, II-II, III-III, IV-IV – линии вертикального разреза

Грунтовые воды могут получать питание и за счет артезианских вод при наличии «окон» в водоупорных породах и при условии превышения пьезометрического уровня над уровнем грунтовых вод.

Изменения уровня, температуры, химического состава и других особенностей грунтовых вод входят в понятие их *режима*. На режим грунтовых вод влияют как естественные факторы (климат, рельеф, состав пород и др.), так и искусственные, связанные с инженерной деятельностью человека (орошение, осушение, разработка месторождений полезных ископаемых, отбор подземных вод, возведение различных инженерных сооружений и т. д.).

*Межпластовые (пластовые) воды* – это подземные воды, содержащиеся в каких-либо горных породах, ограниченных сверху и снизу водонепроницаемыми осадочными породами. Если водосодержащие породы лишь частично насыщены водой и уровень воды при вскрытии их буровыми скважинами, шурфами или колодцами устанавливается ниже подошвы верхней водоупорной породы, образуются межпластовые безнапорные воды. По гидравлическим признакам и наличию капиллярной каймы они аналогичны грунтовым, но области их питания и распространения не совпадают – сверху они покрыты водонепроницаемыми породами.

Обычно водоносные породы между двумя водонепроницаемыми пластами полностью насыщены водой. Вода вскрывается скважинами и другими выработками под подошвой верхней водонепроницаемой породы, после чего поднимается в этих выработках на различную высоту. Такие воды называются *межпластовыми*, или *пластовыми напорными*.

Иногда вода может изливаться (или фонтанировать) из вскрывших эти воды скважин. Уровень воды в этом случае устанавливается выше поверхности земли. Напорные воды, распространенные в осадочных породах крупных тектонических структур (синеклиз, синклиналей или моноклиналей), называются *артезианскими*. Это название они получили от названия провинции Артуа (древнее латинское название – Артезия) в южной части Франции, где впервые в Европе в 1126 г. были вскрыты напорные воды, которые изливались на поверхность земли. Геологическая (тектоническая) структура, к которой приурочены горизонты напорных межпластовых вод, определяет *артезианский бассейн* (рис. 27).

Артезианские бассейны формируются в пределах платформ, межгорных впадин, краевых прогибов, мульд и других структур. В зависимости от размеров выделяют крупные артезианские бассейны (более 100 000 км<sup>2</sup>), средние (100 000–10 000 км<sup>2</sup>) и малые, или простые (менее 10 000 км<sup>2</sup>) [20].

Среди природных емкостей артезианских вод встречаются артезианские склоны – ассиметричные бассейны артезианских вод с моноклиналильным залеганием водоносных горизонтов, выклинивающихся или фациально замещаемых слабопроницаемыми породами (рис. 28). Артезианские склоны характерны для краевых частей предгорных, межгорных прогибов, склонов синеклиз и впадин платформ, моноклиналей. Обычно области питания и разгрузки в артезианских склонах располагаются в непосредственной близости друг от друга, область напора находится на абсолютных отметках, меньших, чем в области питания, и больших, чем в области разгрузки ( $H_1 > H_2 > H_3$ ) (рис. 28). По размерам артезианские склоны значительно меньше артезианских бассейнов и характеризуются наличием возвратно-поступательного движения подземных вод.

Для любого водоносного горизонта межпластовых вод, в том числе и артезианских, выделяются три области: питания, распространения (напора для напорных вод) и разгрузки (рис. 27).

*Область питания* – это площадь водоносных пород, залегающих на поверхности земли на наиболее высоких гипсометрических отметках. Здесь происходит питание артезианских вод за счет атмосферных осадков, поверхностных водоемов и других источников. Питание вод может осуществляться путем перетока вод из одного горизонта в другой при разности их напоров или соседних бассейнов.

*Область разгрузки* – это территория, где происходит открытый или закрытый выход артезианских вод на поверхность земли, в долины рек, морей и т. д. К открытым очагам разгрузки относят эрозионные (реки, впадины), барьеры (выступы, складки непроницаемых пород на пути движе-

ния вод), структурно-тектонические (тектонические разломы, антиклинали в складчатых областях). К скрытым очагам разгрузки можно отнести выход вод под аллювиальными отложениями, на дне морей (субмаринные источники), сквозные талики в многолетнемерзлотных породах и т. д. К искусственным очагам разгрузки относят водозаборы артезианских вод.

*Область распространения напора* – это площадь развития артезианского бассейна, где проявляется напорность подземных вод. При наличии нескольких артезианских горизонтов их пьезометрические поверхности совпадают лишь при гидравлической связи между ними или совпадении гипсометрического положения областей питания и разгрузки. Чаще в природе наблюдается несовпадение этих поверхностей, причем при прямом рельефе нижние горизонты имеют больший напор, чем верхние, а при обращенном рельефе – наоборот.

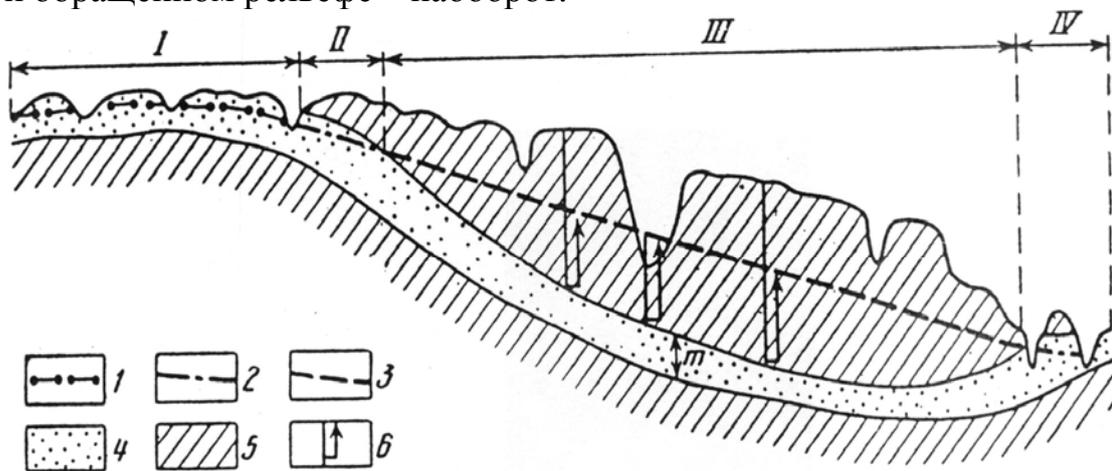


Рис. 27. Схема артезианского бассейна:

*I* – область питания, *II* – область межпластовых безнапорных вод,  
*III* – область артезианских вод, *IV* – область разгрузки,  
*1* – уровень грунтовых вод; *2* – уровень межпластовых безнапорных вод;  
*3* – пьезометрический уровень напорных вод, *4* – водонасыщенные породы  
(*m* – мощность водоносного горизонта); *5* – водоупорные породы; *б* – величина напора

В отличие от грунтовых вод область питания межпластового водоносного горизонта не совпадает с областью его распространения (напора). Область питания (рис. 27, 28) располагается на более высоких отметках, область разгрузки – на более низких.

В пределах области распространения (напора) отметки, на которых устанавливается уровень межпластового горизонта, находятся между отметками области питания и разгрузки. Для напорных вод установившийся уровень в скважинах или колодцах, вскрывших напорный водоносный горизонт, называется *пьезометрическим*, а высота подъема уровня воды от кровли водоносного пласта до пьезометрического уровня – *напором* над кровлей водоносного горизонта. Если уровень воды поднимается выше поверхности земли, то для его определения в скважине либо наращивают трубы, либо в верхней части трубы устанавливается манометр.

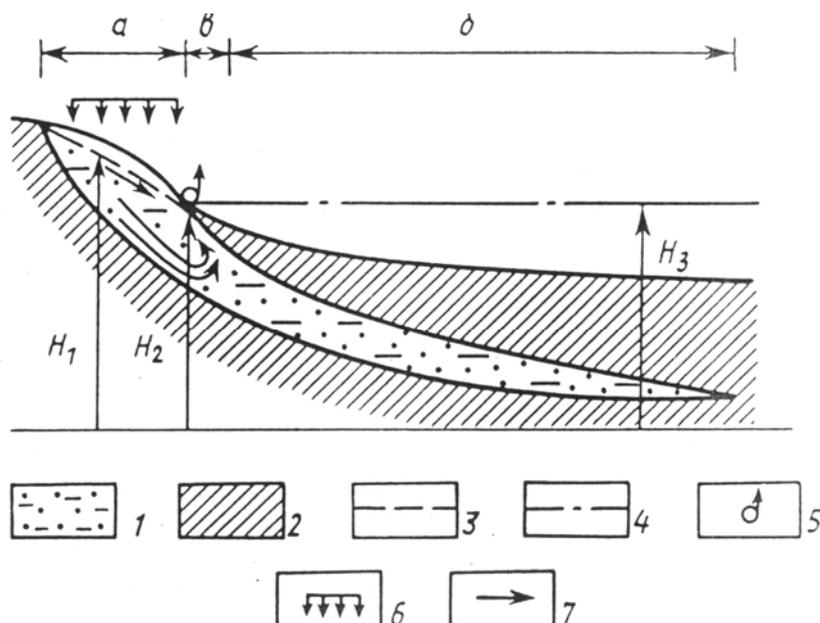


Рис. 28. Схема артезианского склона:

- a* – область питания и создания напора, *б* – область распространения напора, *в* – область разгрузки;  $H_1$ ,  $H_2$ ,  $H_3$  – пьезометрические напоры соответственно в областях питания, разгрузки и распространения напора;  
 1 – пески тонкозернистые; 2 – водоупорные породы; 3 – уровень грунтовых вод;  
 4 – пьезометрический уровень; 5 – восходящий источник;  
 6 – участки инфильтрации атмосферных осадков;  
 7 – направление движения подземных вод

К особенностям артезианских вод относят:

- 1) межпластовое залегание горизонтов, комплексов артезианских вод, каждый из которых сверху и снизу ограничен водоупорами;
- 2) область распространения артезианских вод не совпадает с областью напора, питания и бывает удалена от последней;
- 3) при вскрытии артезианских вод глубина появления воды всегда больше глубины установления пьезометрического уровня; пьезометрический уровень устанавливается в соответствии с распределением давления в пласте;
- 4) режим артезианских вод отличается большим постоянством по сравнению с другими подземными водами;
- 5) артезианские воды отличаются большей защищенностью от загрязнения и лучшим качеством воды.

Среди природных емкостей артезианских вод основными считаются артезианские бассейны и артезианские склоны.

### Контрольные вопросы

1. Как устроена подземная гидросфера?
2. Охарактеризуйте зону аэрации.
3. Охарактеризуйте зону насыщения.

4. Дайте определение: а) водоносным породам; б) водоупорным породам; в) водоносным горизонтам.
5. Что такое водоносный комплекс?
6. Что такое гидрогеологический этаж?
7. Назовите отличительную особенность водоносных зон.
8. Что такое криолитозона?
9. Как классифицируются подземные воды по условиям залегания?
10. Дайте определение:
  - почвенным водам;
  - грунтовым водам и назовите их особенности;
  - верховодке;
  - межпластовым водам;
  - напорным водам.
11. Чем отличаются: а) грунтовые воды от напорных или артезианских; б) напорные воды от артезианских?
12. Что такое пьезометрический уровень?
13. Дайте определение: а) артезианскому бассейну; б) артезианскому склону.
14. Что такое область питания и область разгрузки?

### **7.5. Геологическая деятельность подземных вод**

Подземные воды играют большую роль в развитии верхней части земной коры: в перераспределении химических элементов и соединений в земной коре, в образовании некоторых полезных ископаемых, в изменении состава, состояния и свойств горных пород.

Поскольку подземные воды представляют собой сложные растворы с меняющимися во времени химическим и газовым составами, то, двигаясь в горных породах (пластах-коллекторах) и взаимодействуя с ними, они производят следующие виды работ:

- 1) частично или полностью разрушают породы;
- 2) переносят продукты разрушения;
- 3) откладывают продукты разрушения или новые соединения.

Разрушительная работа подземных вод заключается в растворении (выщелачивании) горных пород, гидратации, окислении и гидролизе.

Транспортирующая деятельность подземных вод сравнительно невелика и состоит преимущественно в переносе продуктов разрушения в растворенном состоянии.

При изменении условий растворяющая способность может снижаться, а растворенные в ней соли – выпадать в осадок, формируя специфические горные породы. Таким образом возникают известковые (травертины) и кремнистые туфы, кристаллы поваренной соли, железистые и марганцевые руды, кремень, халцедон, опал, барит, гипс, пирит, марказит и т. д. Известковые туфы образуют иногда довольно мощные пласты.

Например, на склоне г. Машук (Северный Кавказ) известен пласт травертина толщиной до 90 м и площадью до 9 км<sup>2</sup>. В подземных условиях в различных пустотах из воды кристаллизуются кальцит, арагонит, кварц, горный хрусталь, флюорит; образуются секреции, жеоды, друзы, конкреции, жилы. В крупных пустотах и пещерах возникают сталактиты, сталагмиты, занавесы и другие натечные формы [18].

*Секреции* – это пустоты в породах, заполненные в результате привноса вещества истинными или коллоидными растворами, причем заполнение происходит от стенок к центру полости.

Незаполненная полностью минеральным веществом пустота называется *жеодой*. На внутренних поверхностях жеод образуется масса мелких кристаллов, направленных верхушками к центру.

Группа сросшихся кристаллов называется *друзой* (если кристаллы имеют разную высоту) или *щеткой* (если высота кристаллов примерно одинаковой высоты).

*Конкреция* – это сферическое минеральное стяжение вокруг какой-либо механической частицы.

*Жила* – это трещины в пластах горных пород, заполненные минеральным веществом гидрохимического происхождения.

*Сталактиты* – огромные сосульки, свисающие с потолка крупных подземных пустот и пещер. Такие же сосульки, но растущие снизу, называются *сталагмитами*.

В результате геологической деятельности подземных вод возникают такие явления, как суффозия, пльвуны, оползни, карст, грязевой вулканизм.

*Суффозия* (лат. – подкапывание) – представляет собой процесс разрушения и вынос подземными водами горной породы либо в виде механических частиц, либо в растворенном состоянии. В зависимости от этого различают механическую и химическую суффозии (карст).

В соответствии с этим суффозия имеет место при движении подземных вод по пористым, чаще рыхлым (пески) и реже мелкоземистым (лессы, супеси, суглинки) породам. Она может происходить и при движении трещинных и карстовых вод, если трещины и карстовые пустоты содержат заполнитель.

*Механическая суффозия* заключается в перемещении подземными водами под действием гидродинамического давления наиболее мелких частиц, входящих в водоносную породу. Величина этого давления  $\sigma$  определяется по формуле

$$\sigma = I \gamma_v \cdot 10^{-3},$$

где  $I$  – напорный градиент;  $\gamma_v$  – объемная доля воды, Н/м<sup>3</sup>.

Перемещаемые частицы (песчаные, пылеватые, глинистые) могут *вымываться* в расположенные ниже по потоку подземных вод породы или *выносятся* на поверхность земли, в водоем или в водоток.

Первый процесс обычно имеет место при движении воды через зону аэрации вниз, особенно в почвенных горизонтах, а также при резкой смене водопроницаемости водоносных пород по потоку.

Второй процесс происходит при выходе подземных вод в виде источников на поверхность земли или в реки, водохранилища и озера при резком падении в них уровня воды. При механической суффозии наблюдается увеличение пористости и уменьшение механической прочности пород, из которых выносятся частицы. Так как наиболее интенсивно механическая суффозия происходит на склонах и участках, примыкающих к берегам рек, озер, водохранилищ, где наблюдаются наибольшие уклоны поверхности, то в пределах их могут иметь место деформации, заключающиеся в оседании склонов, образовании *оплывин* и *суффозных оползней*.

При заключительном выносе вышележащие толщи оседают, в результате чего образуются западины, блюдца, воронки. Их размеры колеблются от 10 м до 1,5 км, а амплитуда проседания – от 10 до 200 см.

*Химическая суффозия* происходит в породах, содержащих в своем составе растворимые в воде минералы (кальцит, доломит, арагонит, гипс, ангидрит, галит, сильвинит и др.). При растворении и выносе этих соединений подземными водами возникает, в частности, *карст*. Карст получил название от одноименного известкового плато, расположенного в Югославии вблизи Адриатического моря.

Под *карстом* понимается совокупность явлений, связанных с растворением горных пород (выщелачиванием) и выносом растворенных веществ из них подземными и поверхностными водами. К растворимым породам относятся карбонаты (известняк, доломит, мел, мергель), сульфаты (гипс, ангидрит) и галоиды (каменная и калийная соль). В соответствии с составом пород различают карст карбонатный, сульфатный и соляной. При движении подземных вод по трещинам в указанных породах происходит частичное их растворение и образование в них пустот различной формы и размеров (карстовых пустот).

Подземные воды, содержащиеся в закарстованных породах, могут быть также грунтовыми и межпластовыми (напорными и безнапорными). Состав подземных вод зависит от состава водосодержащих закарстованных пород: в карбонатных породах воды пресные гидрокарбонатно-кальциевые, в сульфатных – солоноватые сульфатно-кальциевые, в соляном – соленые и рассолы хлоридно-натриевые.

Движение подземных вод по закарстованным породам, как и по трещиноватым, носит в большинстве своем ламинарный характер. Лишь в больших пустотах (галереях, пещерах), где вода движется в виде подземных озер, движение может быть турбулентным. Карстовые воды широко распространены и имеют большое значение как источник водоснабжения.

Грунтовые карстовые воды, как и грунтовые трещинные подвержены загрязнению с поверхности земли, особенно при открытом карсте. Развитие карста в породах зависит как от состава и состояния пород, так и от направления и скорости движения, температуры, химического и газового состава подземных вод.

Наибольшей растворимостью обладают галоиды (каменная и калийная соль), в меньшей степени растворяются сульфаты (гипс, ангидрит). Растворимость карбонатов (известняков, доломитов, мергелей, мела) еще ниже. Так, в дистиллированной воде при 18 °С растворяется 286,0 г/л NaCl, 2,0 г/л CaSO<sub>4</sub>, 0,013 г/л CaCO<sub>3</sub>.

Однако в природных водах содержатся различные катионы и анионы, коллоидные частицы и газы, повышающие растворяющую способность воды. Так, содержание в воде углекислого газа увеличивает растворимость карбонатов. Например, растворимость кальцита в дистиллированной воде составляет около 11,0–13,0 мг/л (в зависимости от температуры), а при содержании в воде CO<sub>2</sub> – 1 мг/л.

Карст развивается в толще закарстованных пород неравномерно и с различной интенсивностью. Обычно выделяют (рис. 29) четыре зоны развития карста:

1) зона аэрации, где происходит инфильтрация или фильтрация поверхностных вод; направление движения воды и развитие карстовых пустот – вертикальное или близкое к нему;

2) зона сезонного колебания уровня подземных вод; при минимальном положении уровня подземных вод условия циркуляции воды и развития карста аналогичны первой зоне, а при максимальном его положении условия развития карста идентичны условиям в третьей зоне;

3) зона насыщения в зоне дренирующего влияния местной гидрографической сети; карст особенно интенсивно развивается вблизи рек, на береговых склонах и дне;

4) зона глубинной циркуляции, где движение подземных вод происходит под влиянием напора в напорных водоносных горизонтах, гидравлически не связанных с местной гидрографической сетью; процесс развития карста идет медленно.

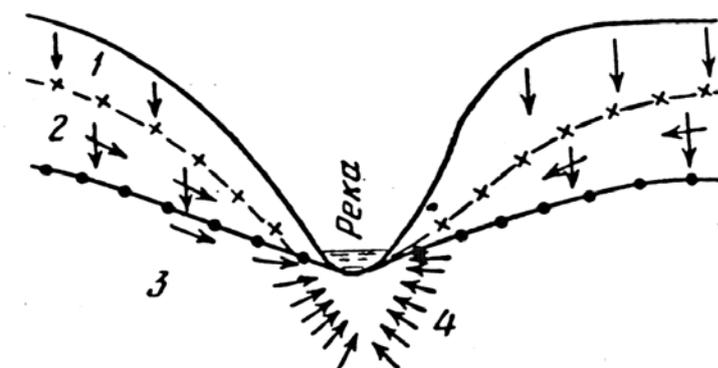


Рис. 29. Условия движения подземных вод, определяющие характер и интенсивность развития карста (по Д. С. Соколову):

- 1 – зона аэрации; 2 – зона сезонного колебания уровня подземных вод;  
3 – пояс полного насыщения в сфере дренирующего воздействия долины;  
4 – сфера разгрузки подземных вод в дне долины

Кроме растворения и переноса в закарстованных породах происходят процессы отложения минерального вещества и процессы обмена растворенных минералов и минералов в породе. В результате в карстовых пустотах могут образоваться новые минералы и породы, например: кварц, халцедон, кремень в карбонатном карсте. В местах выхода карстовых вод на поверхность в виде источников происходит выпадение в осадок некоторых соединений и образование обычно пористых или плотных натечных форм осадков (известковых и кремнистых туфов, гидроокислов железа и др.). Натечные формы, обычно известкового состава, образуются также в карстовых пещерах [20].

В результате выщелачивания (карста) в породах образуются пустоты, воронки, пещеры, а на их поверхности – воронки, борозды, каньоны. Различают поверхностные и подземные формы карста.

К первым относятся *карры* – желоба, формирующиеся струйками воды, текущими по поверхности пород. Глубина их достигает 2 м. Постепенно карры переходят в *каналы*, *щели* и даже целые каньоны глубиной 6–10 м. *Карстовые воронки* возникают при расширении и углублении трещин, иногда они образуются провальным способом. В случае заполнения воронок водой появляются карстовые озера. В Югославии, на плато Карст, на 1 км<sup>2</sup> насчитывается 150 воронок, в Крыму на плато Чатырдаг – 40–80 воронок. Диаметр их колеблется от 10 до 200 м, а глубина – от 2 до 40 м. В глубине воронок часто находятся отверстия, через которые уходят вглубь атмосферные осадки – это *поноры*. Воронки, сливаясь, образуют *карстовые котловины*. На Ай-Петри имеется карстовая котловина длиной в 1 000 м и шириной в 250 м. Еще больших размеров достигают *карстовые поля* – десятки километров в длину. Например, карстовая долина р. Глухой (приток р. Чаусовой) имеет длину 15 км, ширину 5 км и глубину 809–100 м. Длина Байдарской долины в Крыму, имеющей карстовое происхождение, составляет 10 км, ширина – 4 км [18].

Примером подземного карста служат пещеры, изучением которых занимается наука *спелеология*. Самая большая из известных пещер – Мамонтова пещера в США (штат Кентукки). Подземные галереи в ней образуют самый сложный пятирусный лабиринт. В этой пещере 223 галереи, 225 проходов, 77 больших гротов. Если все проходы вытянуть в одну линию, то длина ее превысит 300 км [18]. Самый большой грот пещеры – «Храм» имеет длину 163 м, ширину 87 м и высоту 40 м.

В Крыму также много пещер: Красная, Холодная, Тысячеголовая и др. Пещеры есть и на Урале, самая известная из них – Ледяная, которая возникла в результате карстования пермских ангидритов и гипсов. В ней насчитывается 58 гротов общей длиной 58 м.

В результате развития карста происходит понижение уровня грунтовых вод, возникает опасность образования провалов, уменьшается прочность коренных пород. Поэтому за развитием карстовых процессов ведут специальные наблюдения, а при необходимости принимают профилактические меры.

*Плывун* – это особый вид грунта, состоящий из песчано-коллоидных частиц. Обычно он возникает в песчаных осадках, насыщенных водой, которые при вскрытии различными горными выработками разжижаются, приходят в движение и ведут себя подобно тяжелой вязкой жидкости. Существенную роль в их образовании играют бактерии, с помощью которых и возникают особые коллоидные растворы. Песчинки обволакиваются этими растворами и не соприкасаются друг с другом. Поэтому пески-пывуны очень подвижны, способны течь, оплывать. Эти свойства пывунов необходимо учитывать при строительных работах и вести с ними борьбу.

*Оползнеобразование* представляет собой естественное перемещение массы горной породы под действием гравитации (собственной массы) и при участии подземных или поверхностных вод. Этот процесс возникает на склонах возвышенностей, на крутых берегах оврагов, рек, озер и морей. Скорость смещения оползней различна: от нескольких миллиметров в сутки до десятков метров в час. Ширина оползня достигает сотен метров, а объем сместившихся масс измеряется миллионами кубических метров. Оползневые процессы создают специальный оползневый рельеф, характеризующийся бугристостью, террасовидными уступами, трещинами, стенками отрыва, поверхностями смещения (скольжение), разнонаклонными стволами деревьев («пьяный» лес). В России оползни наиболее широко развиты в Поволжье и на Черноморском побережье Кавказа.

Для образования оползней необходимо наличие крутых склонов, горизонтов пластичных глин в разрезе, наклона пластов в сторону обрыва, обильных подземных вод. Массы горных пород перемещаются вниз по склону под действием силы тяжести. Глинистые пласты, смоченные подземными водами, выполняют роль смазки, которая как бы увеличивает тянущую силу оползающего массива. Оползание происходит постепенно, отдельными глыбами. Это создает впечатление потока, движущегося вниз по крутому склону. Такие оползни называются *оползнями-потоками* (или трансляционными). Другой вид оползней – *оползни-выдавливания*, которые образуются за счет выдавливания пластичных глин из-под массива горных пород. Пластичные свойства глина приобретает за счет насыщения подземной водой. Оползни-выдавливания выражены глыбами проседания и в пространстве существенно не перемещаются. Образованию оползней способствует механическая суффозия.

*Оплывинами* называют более мелкие смещения только поверхностных горизонтов (обычно почвенного слоя).

*Грязевой вулканизм* относят к явлению самопроизвольного выброса из недр воды, газов и грязи. Грязевой вулкан представляет собой большой холм плоскоконической формы, имеющий на вершине воронкообразный кратер, из которого непрерывно или периодически извергаются грязевые массы.

## Контрольные вопросы

1. Что такое суффозия?
2. Какие виды суффозий вы знаете?
3. С чем связан карст?
4. Какие породы подвержены карсту?
5. Какие карстовые формы существуют на поверхности и в глубине?
6. Назовите причины появления пещер.
7. Чем опасен карст?
8. Что изучает наука спелеология?
9. Что такое пльвуны?
10. Какие факторы вызывают оползни и какова роль в этом процессе подземных вод?
11. Дайте определение пльвунам.
12. Что такое оползень?

## ГЛАВА 8. ДИНАМИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

*Динамика подземных вод* изучает количественные закономерности движения подземных вод под влиянием искусственных или естественных факторов, разрабатывает методы гидрогеологических расчетов и управления режимом подземных вод [46, 59, 72].

Движение подземных вод может происходить под действием различных причин и в разных состояниях в соответствии с видами воды в горных породах.

### 8.1. Движение воды в зоне аэрации

В зоне аэрации подземные воды могут двигаться *в виде пара* при наличии градиента упругости пород.

*Рыхлосвязанная вода* (пленочная) передвигается под действием молекулярных (сорбционных) сил.

*Капиллярная вода* движется под действием менисковых сил и силы тяжести.

*Гравитационная вода* движется под действием силы тяжести.

**Движение подземных вод в виде паров.** Закономерности движения паров в почвах были изучены путем специально поставленных опытов А. Ф. Лебедевым [39].

Движение подземных вод в виде паров обусловлено различием упругости водяных паров. Если влажность грунтов меньше максимальной гиг-

роскопичности, то движение водяных паров направлено от более влажных грунтов к менее влажным. При влажности грунтов, превышающей максимальную гигроскопичность, упругость водяных паров определяется температурой среды. Пары воды передвигаются от слоев с более высокой температурой к слоям с менее низкой температурой. Зимой пары перемещаются снизу вверх, а летом – сверху вниз. Водяные пары могут перемещаться также в горизонтальном или наклонном направлении вследствие неоднородности упругости водяных паров по площади.

**Движение связанных вод.** Движение прочносвязанной (гигроскопичной) воды в зоне аэрации имеет место в виде пара при температуре выше 100 °С.

**Рыхлосвязанная (пленочная) вода** передвигается под влиянием молекулярных (сорбционных) сил от частиц с большей толщиной пленки к частицам с меньшей толщиной пленки. Этот процесс происходит, если влажность грунтов неодинакова и меньше максимальной молекулярной влагоемкости.

Движение *пленочной воды* направлено от более влажных участков к менее влажным. При влажности, превышающей максимальную молекулярную влагоемкость, происходит движение *капиллярных вод*.

**Движение капиллярных вод.** Капиллярные воды передвигаются в любом направлении под влиянием капиллярных (менисковых) сил и вниз – под действием силы тяжести. Направление движения или равновесия капиллярных вод зависит от преобладания одной из этих сил или их равенства.

Большое значение при оценке мелиоративного состояния земель имеет высота капиллярного поднятия от поверхности почвенных вод, верховодки и грунтовых вод. Высота капиллярного поднятия зависит от характера грунтов. В табл. 21 приведены данные о высоте капиллярного поднятия в некоторых породах.

Таблица 21

**Высота капиллярного поднятия в некоторых породах  
(по И. Г. Глухову)**

Порода	Высота капиллярного поднятия, см
Песок крупнозернистый	2–5
Песок среднезернистый	12–35
Песок мелкозернистый	35–70
Супесь	70–120
Суглинок	120–150
Глина	150–300

**Движение гравитационных вод.** В зоне аэрации происходит *инфильтрация* (процеживание, проникновение атмосферных поверхностных вод в почву, горную породу по капиллярам, порам и другим пустотам) поверхностных вод и атмосферных осадков.

Инфильтрация делится (по Г. Н. Каменскому) на свободное просачивание и нормальную инфильтрацию.

При *свободном просачивании* движение воды происходит в виде отдельных струек через зону аэрации под действием капиллярных и гравитационных сил. При свободном просачивании часть пустот или пор занята воздухом или водяными парами. Струйки воды при свободном просачивании образуют в зоне аэрации сложную сеть, то разветвляясь, то соединяясь вновь (рис. 30). Сопротивление свободному просачиванию воды оказывают сила трения и воздух в порах грунта.

**Межпластовые воды.** Подземные воды, содержащиеся в каких-либо горных породах, ограниченных сверху и снизу водонепроницаемыми осадочными породами, называются *межпластовыми* (по О. К. Ланге), или *пластовыми*. Если водосодержащие породы лишь частично насыщены водой и уровень воды при вскрытии их буровыми скважинами, шурфами или колодцами устанавливается ниже подошвы верхней водоупорной породы, то образуются межпластовые безнапорные воды. По гидравлическим признакам и наличию капиллярной каймы они аналогичны грунтовым, но область питания не совпадает с областью распространения – сверху они покрыты водонепроницаемыми породами.



Рис. 30. Схема просачивания воды через зону аэрации (по А. И. Силину-Бекчуруну)

Изучение миграции влаги в зоне аэрации показало, что в одних случаях идет сквозное движение до уровня грунтовых вод, в других между зоной инфильтрации и грунтовыми водами в породах содержится только связанная и капиллярная вода. Грунтовыми водами в породах содержится только связанная и капиллярная вода.

При количественной оценке движения в зоне аэрации все виды воды, способной передвигаться, рассматриваются как единая гидродинамическая система.

При отсутствии инфильтрации воды сверху эта система включает пленочные и капиллярные воды. В разрезе зоны аэрации влажность почв или пород в этом случае увеличивается с глубиной, в общем случае – от участка с гигроскопической и пленочной влагой в верхней части до участка с капиллярной водой в нижней части. Между ними находится переходный, капиллярно-пленочный, участок.

Движение свободной воды в зоне аэрации в условиях неполного насыщения подчиняется, согласно опытным данным, закону Дарси. Коэффициент водопроницаемости ( $K_{п}$ ) в этом случае зависит не только от состава и пористости, но и от влажности породы. Его рекомендуется [72] определять по степени зависимости:

$$K_{п} = K (\omega / \omega_0)^n,$$

где  $K$  – коэффициент фильтрации;

$\omega$  – фактическое содержание свободной воды в породе;

$\omega_0$  – предельно возможное содержание воды в породе;

$n$  – показатель степени просачивания (по С. Ф. Аверьянову он составляет 3,5; по Н. Н. Бидеману – 3).

Скорость инфильтрации воды при неполном насыщении зависит также от давления всасывания. Величина его для песчано-глинистых пород зависит от их влажности.

При изучении влагопереноса в зоне аэрации наибольшее практическое значение имеет инфильтрация воды по породам этой зоны вниз при выпадении на поверхность земли атмосферных осадков, поступление талых вод или оросительных вод.

## 8.2. Движение воды в зоне насыщения

Движение гравитационных подземных вод в зоне насыщения в пористых, трещиноватых или закарстованных породах называется *фильтрацией*.

В водонасыщенных горных породах встречаются все рассмотренные выше виды воды, начиная от химически связанной, участвующей в строении минерального вещества горных пород, и кончая свободной гравитационной, заполняющей все поры и трещины горных пород. Пленочная и капиллярная воды обволакивают частицы горной породы, заполняют капиллярные поры и образуют мениски на стыках минеральных частиц. Через остальное пористое пространство и трещины получает возможность передвижения свободная гравитационная вода, подчиняющаяся влиянию силы тяжести и текущая под действием разности гидростатических напоров. Такое движение гравитационной воды в пористой среде, являющееся основной формой движения подземных вод, получило название *фильтрации*. Масса движущейся в породах гравитационной воды называется *фильтрационным потоком*.

В любых горных породах в условиях их полного или неполного насыщения имеется не участвующая в движении вода, связанная с минеральными частицами горных пород молекулярными, капиллярными и другими силами и препятствующая движению гравитационной воды. Для крупнозернистых песков наличие адсорбционных пленок и капиллярной стыковой воды не оказывает заметного влияния на процесс фильтрации. В мелкозернистых песках и глинистых породах, размеры пор которых могут оказаться соизмеримыми с толщиной адсорбционных пленок, условия движения гравитационной воды будут значительно затруднены, и при полном заполнении пористого пространства породы адсорбированными пленками фильтрация подземных вод окажется невозможной.

Следовательно, одним из важнейших факторов, определяющих условия движения подземных вод в пористой среде, служит пористость, или, вернее, *динамическая пористость*, определяемая площадью пор, через которые имеет возможность передвигаться свободная гравитационная вода под действием разности гидростатических напоров. Приблизительно динамическая пористость для песков может быть определена как разность между общей пористостью и максимально молекулярной влагоемкостью в объемном выражении [31].

Движение воды в реальной пористой среде происходит через систему открытых и сообщающихся между собой пористых каналов и трещин, которые имеют самые различные размеры, форму и расположение относительно друг друга. Вследствие исключительно сложного характера изменчивости путей и скорости движения воды в пористой среде невозможно точное изучение процессов фильтрации через отдельные поровые каналы и трещины. Поэтому движение воды в пористой среде рассматривается обобщенно, и его характеристики получают не для отдельных точек порового пространства или каналов, а для поперечного сечения фильтрующей среды в целом. При этом важнейшей характеристикой движения воды в пористой среде является скорость фильтрации.

*Скорость фильтрации* может быть охарактеризована количеством воды (объемным расходом), которое протекает в единицу времени через площадь поперечного сечения пористой среды. Обозначив объемный расход воды, фильтрующейся в единицу времени, через  $Q$ , а площадь поперечного сечения пористой среды, через которую протекает вода, через  $F$ , получим следующее выражение для скорости фильтрации  $V$ :

$$V = Q / F.$$

Размерность скорости фильтрации может быть получена, если в приведенную выше формулу подставим значения объемного расхода и площади:

$$V = 1 \text{ см}^3/\text{с} : 1 \text{ см}^2 = 1 \text{ см}/\text{с}.$$

На практике пользуются и другими единицами измерения: метр в сутки, сантиметр в сутки.

Как видно из формулы скорости фильтрации, скорость получена из условия, что движение воды осуществляется через полное сечение пористой среды  $F$ , включая и площадь, занимаемую минеральным скелетом породы. Следовательно, с физической точки зрения скорость фильтрации представляет собой фиктивную среднюю скорость, с которой двигалась бы вода в аналогичных условиях при отсутствии скелета породы. Подобное отвлечение от действительной фильтрации позволяет тем не менее решать все гидрогеологические задачи, за исключением тех, в которых представляет интерес определение действительной скорости движения подземных вод (вопросы перемещения контуров, прогнозы развития загрязнения и распространения ореолов и др.) или оценка возможных изменений физико-химического состава подземных вод, интенсивности процессов переноса солей и т. д. При решении такого рода задач возникает необходимость комплексного рассмотрения всех видов движения вод и содержащегося в них вещества с учетом специфических процессов физико-химического взаимодействия воды и растворенных в ней веществ с горными породами, т. е. здесь идет речь о миграции подземных вод, включающей процессы тепло- и массопереноса в подземных водах [31, 72].

Движение воды в зоне насыщения может быть ламинарным и турбулентным. При *ламинарном* (параллельно-струйчатом) движении струйки воды двигаются параллельно друг другу. При *турбулентном* движении происходит перемешивание воды, завихрение, пульсация.

*Для подземных вод характерно ламинарное движение.* Турбулентное движение воды имеет место лишь в крупных порах или широких трещинах горных пород при больших скоростях (в карстовых пещерах, на участках, примыкающих к скважинам, из которых ведется откачка с большими понижениями).

При ламинарном движении наблюдается линейная зависимость скорости фильтрации от сил сопротивления:

$$V = KI,$$

где  $V$  – скорость фильтрации;

$K$  – коэффициент фильтрации;

$I$  – напорный градиент (отношение напора к длине пути фильтрации).

Силы сопротивления движению воды пропорциональны напорному градиенту. Эта закономерность ( $K_{\text{п}} = K(\omega/\omega_0)^n$ ) была установлена французским гидравликом Дарси в 1856 г. и получила название *закона Дарси*.

При турбулентном движении силы сопротивления пропорциональны квадрату скорости фильтрации:

$$V = K_{\text{к}} \sqrt{I},$$

где  $K_k$  – коэффициент водопроницаемости трещиноватой, закарстованной или крупнообломочной породы, аналогичный коэффициенту фильтрации зернистых грунтов. Эта закономерность носит название *закона Шези – Краснопольского*.

Скорость фильтрации  $V$  представляет собой некоторую фиктивную скорость, с которой бы двигалась подземная вода по всей площади насыщения, перпендикулярной к направлению движения. По определению скорость фильтрации вычисляется по формуле

$$V = Q / F,$$

где  $Q$  – расход подземных вод, м<sup>3</sup>/сут;

$F$  – площадь поперечного сечения потока подземных вод, м<sup>2</sup>.

Действительная площадь движения воды равна суммарной площади пустот в сечении, нормальному к потоку подземных вод:

$$Fn_a,$$

где  $n_a$  – активная пористость (характеризует относительную площадь пустот, по которым происходит движение свободной подземной воды). Из этого следует, что действительная скорость фильтрации определяется выражением

$$u = Q / Fn_a, \text{ или } u = V / n_a.$$

Так как активная пористость – величина безмерная, числом менее единицы, то действительная скорость движения всегда будет больше (в 3–4 раза) скорости фильтрации.

### 8.3. Пределы применимости основного закона фильтрации

Несмотря на то что преобладающим для подземных вод является ламинарное движение, характеризующееся законом Дарси, имеются случаи отклонения движения подземных вод от этого закона. Границы применимости закона Дарси определяются верхним и нижним пределами.

*Верхний предел* имеет место при некоторой так называемой критической скорости, величина которой зависит как от свойств горных пород (пористости), так и от свойств жидкости (вязкости и плотности). По Г. Н. Каменскому, критическая скорость фильтрации для подземных вод составляет 400 м/сут.

*Нижний предел* применимости закона Дарси наблюдается при очень малых скоростях фильтрации (в глинистых горных породах) и очень малых напорных градиентах (в крупнообломочных горных породах).

В глинистых горных породах (дисперсных), обладающих крайне малым размером пор, связанная вода практически полностью перекрывает сечение поровых каналцев. Для возникновения фильтрации в таких породах необходимо создать градиент напора, превышающий некоторый начальный напорный градиент ( $I_0$ ). Существование этого начального напорного градиента вызвано наличием связанной воды, которая отличается

по своим физическим свойствам от обычной вязкой жидкости и, являясь вязко-пластичной жидкостью, обладает определенной сдвиговой прочностью. При возникновении напорного градиента, превышающего начальный градиент (при больших градиентах, когда  $I \gg I_0$ ), определяемый сдвиговой прочностью в глинистых породах, происходит фильтрация, подчиняющаяся закону Дарси, который записывается в следующем виде (по В. М. Шестакову):

$$V = K(I - I_{пр}) = K(I - 4/3I_0),$$

где  $I_{пр}$  – предельный напорный градиент.

Величина начального градиента  $I_0$ , по данным В. М. Шестакова, составляет для среднезернистого песка  $3 \cdot 10^{-4}$ , мелкозернистого песка –  $7 \cdot 10^{-4}$ , глинистого песка –  $4 \cdot 10^{-3}$ ; суглинков – 0,04; глин – от 0,4 до 1,2 [72].

В природных условиях такие градиенты могут реально существовать. При этом изучение движения подземных вод при малых градиентах имеет важное значение. Вместе с тем следует отметить, что нарушение линейного закона при движении подземных вод происходит лишь на отдельных небольших участках, где преобладает движение по линейному закону Дарси. Имеются попытки выразить общее движение подземных вод одной зависимостью. Наиболее оправданной является формула Прони

$$I = aV + bV^2,$$

где  $a$  и  $b$  – величины, зависящие от свойств горной породы и жидкости. При скоростях фильтрации  $V$  ниже критической вторым членом ( $bV^2$ ) можно пренебречь, и формула переходит в закон Дарси.

При больших скоростях фильтрации второй член уравнения Прони значительно превышает первый, и тогда, пренебрегая вторым членом, получим формулу Шези – Краснопольского. Наконец, в некоторых случаях следует учитывать оба члена. Общее выражение движения подземных вод выражается формулой

$$V = KI^n,$$

где  $n$  – переменный показатель степени. При  $n = 1$  формула превращается в формулу Дарси, при  $n = 0,5$  – в формулу Шези – Краснопольского.

#### 8.4. Другие виды движения подземных вод

При своем движении вода оказывает физическое и химическое воздействие на некоторые горные породы. Вследствие этого за счет механического выноса или химического растворения водой части горных пород движение воды происходит в условиях изменяющейся пористости, а следовательно, и водопроницаемости.

Так как подземные воды представляют собой сложные растворы, то при изучении формирования их химического состава следует учитывать

процессы диффузии растворенных в воде ионов и осмотическое движение растворителя – воды. Эти процессы идут в противоположных направлениях: вода – в сторону участков с большей концентрацией солей, растворенные в ней ионы – в сторону меньшей концентрации. Причиной диффузных и осмотических процессов в подземных водах может быть наличие как градиента концентрации, так и градиентов температуры (термодиффузия) и давления (бародиффузия).

В верхней части земной коры имеет значение и биологический перенос воды. При своей жизни растения с помощью корневой системы забирают и расходуют через листья в атмосферу (транспирация) большое количество воды. Вместе с водой из почвы избирательно поглощаются некоторые химические соединения и элементы. Следствием биологического переноса является миграция химических элементов (Ca, K, Mg, Na, Si, P, Al, Fe).

## 8.5. Методы определения коэффициента фильтрации

**Коэффициент фильтрации** в уравнении Дарси характеризует водопроницаемость горных пород, величина которой зависит от размеров межпоровых промежутков в зернистых породах и ширины трещин в скальных горных породах. Из уравнения Дарси следует, что коэффициент фильтрации численно равен скорости фильтрации при напорном градиенте, равном единице, т. е.  $V = K$ . Коэффициент фильтрации имеет размерность скорости и выражается в метрах в сутки, метрах в час, метрах в секунду, сантиметрах в секунду.

Для ориентировочных характеристик коэффициентов фильтрации основных литологических разновидностей горных пород могут быть использованы данные табл. 22.

Таблица 22

**Коэффициент фильтрации горных пород**

Порода	Коэффициент фильтрации $K$ , м/сут	Порода	Коэффициент фильтрации $K$ , м/сут
Глины	0,001–0,01	Песок среднезернистый	5–15
Суглинки	0,01–0,1	Песок крупнозернистый	15–50
Супеси	0,1–0,5	Песок с галькой	50–100
Песок глинистый	0,5–1,0	Галечники	100–200
Песок мелкозернистый	1–5		

При гидрогеологических исследованиях конкретные значения коэффициентов фильтрации получают в результате проведения опытно-фильтрационных и лабораторных работ [31, 59, 60].

Коэффициент фильтрации можно охарактеризовать как количество воды, проходящее в единицу времени через поперечное сечение пористой среды, равное единице, при напорном градиенте, также равном единице.

Коэффициент фильтрации широко используется при решении самых разнообразных гидрогеологических задач, когда объектом изучения является движение однородных по своим свойствам подземных вод. При изучении условий движения разнородных жидкостей (воды – нефти) или подземных вод глубоких водоносных горизонтов, характеризующихся газонасыщенностью, повышенной температурой, высокой минерализацией и изменением этих свойств, использование коэффициента фильтрации может привести при расчетах к значительным неточностям. Например, коэффициент фильтрации одной и той же горной породы принимает разные значения в зависимости от того, что фильтруется: пресная вода или рассолы, нефть или газ. В таких случаях для характеристики фильтрационных свойств горных пород используется коэффициент проницаемости.

Методы определения коэффициента фильтрации разделяются на три группы: 1) расчетные по эмпирическим формулам; 2) лабораторные; 3) полевые.

Первая группа основана на использовании в *эмпирических* формулах, полученных в лаборатории, данных о гранулометрическом составе и пористости грунтов. Большая часть эмпирических формул предложена для однородных песчаных грунтов. Чаще других используется формула Хазена

$$K = Cd_e^2(0,7 + 0,03t),$$

где  $K$  – коэффициент фильтрации, м/сут;

$C$  – эмпирический коэффициент, величина которого зависит от примеси в песках глинистых частиц (изменяется от 400 – глинистый песок до 1 200 – чистый песок);

$d_e$  – действующий, или эффективный, диаметр частиц грунта, мм (численно равен диаметру частиц в миллиметрах, меньше которого в грунте 10% частиц (по весу));

$t$  – температура фильтрующейся через песок воды.

Формулу Хазена рекомендуется использовать только для однородных песков. Поэтому предварительно определяется коэффициент неоднородности ( $K_H$ ), который как условие применимости формулы должен быть меньше или равен 5:

$$K = d_{60} / d_e,$$

где  $d_{60}$  – диаметр частиц (мм), меньше которого по весу в грунте 60% частиц.

Указанные диаметры ( $d_{60}$  и  $d_e$ ) определяются обычно по суммарной кривой гранулометрического состава в полулогарифмическом масштабе. Коэффициент фильтрации зависит от вязкости воды, которая определяется ее температурой при одном и том же составе. Для этого в формулу Хазена введена температурная поправка  $(0,7 + 0,03t)$ .

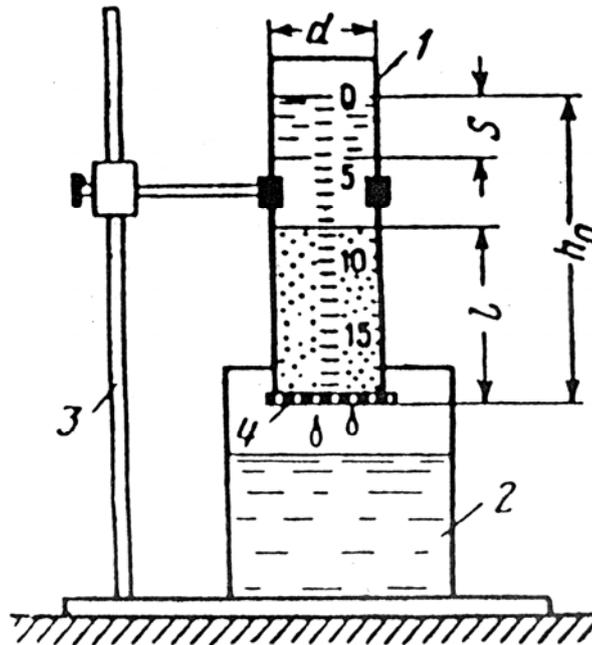


Рис. 31. Трубка Каменского:

1 – стеклянная трубка; 2 – сосуд для воды; 3 – подставка; 4 – сетка

Лабораторные способы определения коэффициента фильтрации заключаются в следующем. В приборы различной конструкции помещают образец грунта с ненарушенной или нарушенной структурой. Рабочая часть прибора, куда помещают грунт, представляет собой цилиндр. Помещенный в прибор образец грунта насыщают снизу водой, вытесняя при этом из пор воздух. Затем через насыщенный водой грунт при определенном напорном градиенте производится фильтрация воды. Используя результаты опытов по формуле Дарси, вычисляют коэффициент фильтрации грунта по формуле

$$K = q / FI,$$

где  $Q$  – единичный расход воды, м<sup>3</sup>/сут;

$F$  – площадь поперечного сечения образца грунта, м<sup>2</sup>;

$I$  – напорный градиент.

Определение коэффициента фильтрации рыхлых, в основном песчаных, грунтов производится при  $I \leq 1$ . Самыми распространенными приборами являются трубка Каменского (рис. 31) и прибор КФ-ООМ конструкции Знаменского (рис. 32).

Полевые методы определения коэффициента фильтрации в условиях естественного залегания пород дают наиболее надежные результаты. Вместе с тем они являются и наиболее дорогостоящими. К полевым методам относится определение коэффициента фильтрации и других гидрогеологических параметров с помощью откачек воды из скважин, наливов воды в шурфы и скважины, нагнетаний воды в скважины, наблюдений за развитием депрессионной кривой и кривой восстановления уровня. Полевые методы при гидрогеологических исследованиях применяются обычно в сочетании с лабораторными.

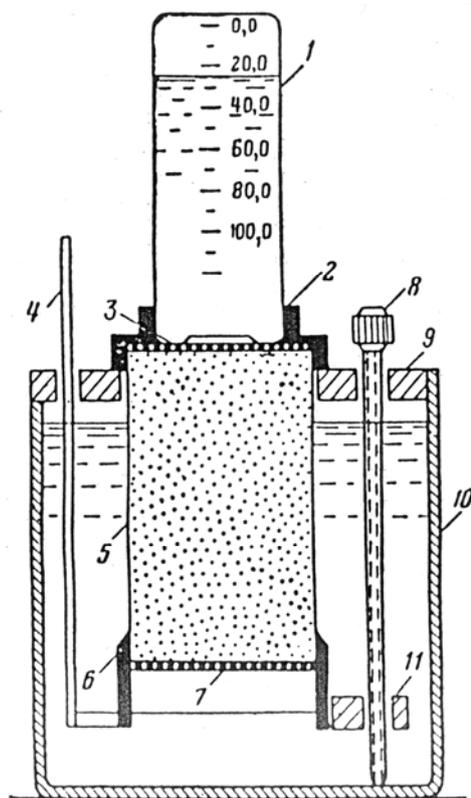


Рис. 32. Прибор КФ-ООМ:

1 – мерный баллон с водой; 2 – муфта; 3 и 7 – сетки; 4 – шкала напорного градиента;  
 5 – металлический цилиндр фильтрационной трубки; 6 – дно цилиндра;  
 8 – подъемный винт; 9 – крышка корпуса; 10 – металлический корпус; 11 – подставка

### Контрольные вопросы

1. Дайте характеристику динамики подземных вод.
2. Какие виды воды принимают участие в движении подземных вод?»
3. Расскажите о движении подземных вод в виде паров.
4. Расскажите о движении прочносвязанной и рыхлосвязанной воды.
5. Чем характеризуется движение гравитационных вод в зоне аэрации?
6. Что такое инфильтрация и фильтрация?
7. Охарактеризуйте типы воды в зоне насыщения.
8. Что такое ламинарное движение воды?
9. Какой тип движения воды характерен для подземных вод?
10. Что характеризует закон Дарси?
11. Расскажите о пределах применимости закона фильтрации.
12. Что характеризует коэффициент фильтрации?
13. Как определяют коэффициент фильтрации?
14. Расскажите о способах определения коэффициента фильтрации.
15. Расскажите о лабораторном методе определения коэффициента фильтрации.
16. Что такое ламинарное движение воды?

17. Какой тип движения воды характерен для подземных вод?
18. Что характеризует закон Дарси?
19. Что такое ламинарное движение воды?
20. Какой тип движения воды характерен для подземных вод?
21. Что характеризует закон Дарси?

## ГЛАВА 9. ИСТОЧНИКИ

*Источником* называется всякий выход подземной воды на поверхность земли. Выходы на поверхность преимущественно пресных вод называют также *ключами, родниками, криницами* (в Украине).

Количество воды, которое источник дает в единицу времени, называется *дебитом* источника. Многие источники эксплуатируются. С этой целью делают специальные сооружения, предохраняющие их от утечки, загрязнения и захвата, в виде скважин, колодцев, галерей. Совокупность таких сооружений называется *каптажем*.

Выход воды на поверхность может быть сосредоточенным и рассредоточенным. Выход всегда находится гипсометрически ниже области питания водоносного горизонта.

Выходы подземных вод на поверхность определяются:

1) геоморфологическими условиями местности (рельефом, глубиной эрозионного вреза оврагов, речных долин, балок). Источники приурочены обычно к нижней части склонов этих форм рельефа;

2) тектоническим строением местности. Чаще источники встречаются в пределах складчатых структур, особенно при наличии тектонических трещин, антиклинальных складок с размытыми крыльями; реже источники проявляются в платформенных областях;

3) наличием в районе вулканической деятельности и интрузивных тел магматических пород. По контактам магматических тел (даек, жил) с вмещающими их осадочными породами могут наблюдаться выходы воды в виде источников. В районах вулканической деятельности распространены источники горячих вод, часто с газом или водяным паром;

4) геолого-литологическим составом распространенных в районе пород. Источники часто встречаются в районах с наличием закарстованных, трещиноватых и крупнообломочных пород, чередующихся в своем залегании с водонепроницаемыми или слабоводопроницаемыми отложениями.

Единой общепринятой классификации источников не существует. Источники классифицируют по различным признакам: происхождению (генезису), направлению течения воды, температуре, химическому составу растворенных солей.

В зависимости от *происхождения* выделяют вадозные, ювенильные и смешанные источники.

*Вадозные источники* характеризуются нормальной минерализацией и температурой. Дебит их непостоянен и меняется в зависимости от времени года. Хотя известны случаи, когда вадозные источники имели высокую температуру (например, источники Горячеводска на Северном Кавказе). Здесь из песчаников миоцена бьют грифоны горячей воды с температурой 80–90 °С. Однако дебит их непостоянен и зависит от времени года, что отличает их от ювенильных источников.

*Ювенильные источники* чаще всего дают воды с большим содержанием солей и более высокой температурой. В растворенном состоянии в них обычно присутствуют F, Cl, B, SiO<sub>2</sub>. Дебит этих источников постоянен и от времени года не зависит [18]. Типичный пример ювенильных источников – *гейзеры*.

*Смешанные источники* имеют воду смешанного происхождения.

По типу питания вод все источники делятся (по К. Кейльгаку) на нисходящие и восходящие. *Нисходящие источники* получают питание из верховодки или из горизонта грунтовых вод. Они являются ненапорными и свободно вытекают из пласта сверху вниз. Если долина реки или оврага пересекает водоносный пласт, залегающий на горизонтальном водоупоре, то часто по обоим склонам долины, примерно на одной и той же высоте, наблюдается выход нисходящих источников. При наклонном залегании водоупорного слоя нисходящие источники образуются только на одном склоне, другой же склон в этом случае будет сухой. Если водоносный пласт падает не к долине, а вдоль ее, то наиболее мощные выходы источников будут в нижней части долины. Если же долина равномерно вскрывает водоносный пласт, то нисходящие источники наблюдаются по всей долине (рис. 33).

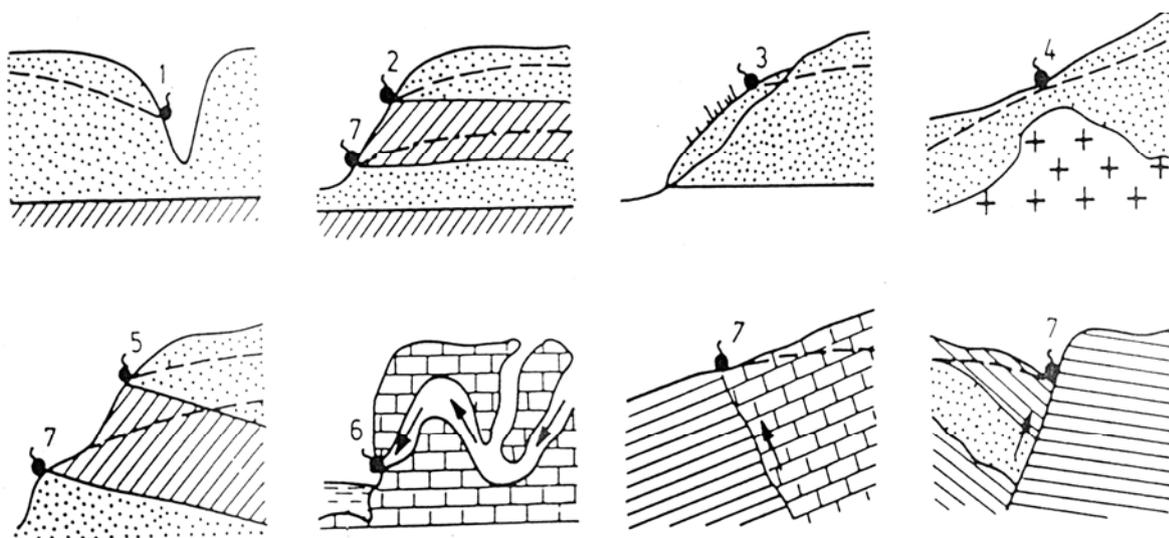


Рис. 33. Виды источников подземных вод:

- 1–5 – нисходящие (1 – эрозионные; 2 – контактовые; 3 – эрозионные при подпоре делювием; 4 – барражные, т. е. при подпоре на глубине магматическими породами; 5 – переливающиеся);  
6 – карстовые; 7 – восходящие

В тех случаях, когда в водонепроницаемые породы имеются понижения, образуются *переливающиеся*, или *временно действующие*, источники (рис. 33).

*Восходящие источники* находятся под напором, питаются напорными пластовыми, обычно артезианскими, водами. Они также могут быть приурочены к водоносным трещинам. Выход их на поверхность может быть обусловлен гидростатическим давлением (типа Шпрудель), давлением газов (нарзан, Малкинские холодные минеральные источники на Камчатке) или паров воды (гейзеры). К водам типа Шпрудель относятся горячие углекислые источники с напорными водами, выходящими из гранитного массива, расположенного в пределах отдельного бассейна. Нарзан представляет собой относительно холодный источник артезианских трещинно-пластовых вод, газифицирующийся углекислотой; встречается в областях молодой вулканической деятельности.

Многочисленные термальные источники Камчатки связаны со Срединно-Камчатским и Восточно-Камчатским поднятиями. Через всю зону Срединно-Камчатских поднятий протягивается крупный разлом, вдоль которого расположена цепочка потухших вулканов, в окрестностях которых изучено 20 групп термальных источников с температурой от 20 до 100 °С.

В пределах областей современного вулканизма (Камчатка, Курильские острова, Исландия и др.) развиты характерные высокотемпературные углекисло-азотные воды, формирующиеся вблизи очагов действующих вулканов. На значительной глубине эти воды перегреты (свыше 300 °С). На поверхности они проявляются в виде кипящих пароводяных струй с гейзерным режимом фонтанирования.

*Гейзеры* – горячие источники, периодически выбрасывающие воду и пар. Они рассматриваются как особый тип месторождений гейзерных углекисло-азотных терм. Температура воды при выбросах составляет 80–100 °С и более. Свое название они получили от района Гейзер в Исландии.

Наибольшее количество геотермальных аномалий обнаружено в Восточно-Камчатской зоне, где отмечено 27 действующих вулканов из 28, находящихся на Камчатке. В этой зоне располагаются самые мощные на Камчатке термальные источники долины р. Гейзерной и ее притока – р. Шумной.

Гейзеры в долине р. Шумной были открыты и изучены в 1941 г. Т. И. Устиновой. Ею было обследовано 12 крупных и большое количество мелких гейзеров с температурой воды у выходов 94,5–99,25 °С [32].

«Гейзеры, – пишет Т. И. Устинова, – редкая, почти уникальная разновидность горячих источников с правильным ритмом фонтанирования. Действие их внешне напоминает извержение вулкана в миниатюре. Столб кипятка и пара, влетающий на несколько десятков метров, производит ошеломляющее впечатление своей внезапностью, красотой и мощностью» [18].

Гейзеры встречаются в районах современной вулканической деятельности (в Исландии, на Аляске, в Йеллоунстонском парке в США, на Камчатке, в Новой Зеландии и др.).

Общая минерализация вод гейзеров составляет 1–3 г/л, реже – выше. По химическому составу это воды кремнистые борные хлоридные натриевые.

Участки непосредственных выходов гейзеров часто сложены конусообразными скоплениями светлого туфа – так называемого гейзерита. Внутри гейзеритового конуса находится водоем с трещиной или каналом на дне, служащим для подъема воды из глубины. В канале и водоеме через определенные промежутки времени начинает бурлить и кипеть вода, после чего вырывается пар и выбрасывается фонтан кипящей воды. Действие гейзера спустя некоторое время ослабевает и постепенно прекращается. Каждому гейзеру свойствен свой режим выбрасывания, зависящий от геологических, гидрогеологических, метеорологических и других условий.

Гейзеры могут располагаться на высоких абсолютных отметках. Так, по данным А. М. Овчинникова, в одном из районов Тибета много горячих фонтанирующих источников было встречено на абсолютной высоте 4 700 м с температурой воды 84 °С, соответствующей приблизительно температуре кипения на этой высоте [50].

Гейзеры Йеллоунстонского национального парка в США находятся на абсолютной высоте 2 300–2 700 м в верховьях рек Йеллоунстон, Мэдисон и Снейк. В этом районе обследовано несколько тысяч горячих источников. Настоящих же периодически действующих гейзеров, отлагающих кремнезем, насчитывается около 85. На указанной высоте температура кипения воды составляет 93,3 °С.

Температура гейзеров Йеллоунстонского парка близка к этой температуре. Один из крупнейших гейзеров – «Гигант», действующий периодически через трое суток, выбрасывает столб кипящей воды с температурой 95,8 °С на высоту до 40 м. По данным Н. Н. Горского, в начале столетия в Новой Зеландии действовал самый высокий на земле гейзер: вода временами била из него с исключительной силой, достигая 430 м высоты.

Механизм действия гейзеров различными авторами объясняется по-разному. Так, по мнению Т. И. Устиновой, необходимы два условия: возможность вывода на поверхность перегретой подземной воды и наличие воды с более низкой температурой, проникающей в каналы гейзера с боков и прерывающей на время кипение перегретой воды. Именно этим объясняется периодичность действия гейзеров.

Наблюдения над деятельностью камчатских гейзеров дали возможность Т. И. Устиновой сделать следующие выводы. После окончания очередного периода фонтанирования верхняя часть гейзера оказывается осушенной. При этом уровень подземных вод понижается в горных породах на некотором расстоянии от канала гейзера на какую-то величину. В результате горячая вода под действием гидростатического давления и давления пара вновь начинает подниматься в канале гейзера, смешиваясь с более низкотемпературной водой, поступающей из боковых пород. Эта

первая стадия действия, обязательная для всех, названа Т. И. Устиновой *стадией наполнения* (рис. 34, а).

После заполнения канала до верха вода начинает изливаться через края в виде небольшой струи с постепенным нарастанием расхода до извержения. Эта вторая стадия – *стадия излияния* – характерна для большинства гейзеров, но не обязательна для всех (рис. 34, б). При недостаточном гидростатическом напоре стадия излияния может отсутствовать: в таких гейзерах в это время происходит накапливание энергии для последующего действия.

По причине давления верхнего столба воды, находящегося в канале гейзера вблизи дневной поверхности, перегретая вода в нижней части канала до определенного времени находится в состоянии относительного покоя, затем по мере накопления тепловой энергии из перегретой воды начинает постепенно выделяться пар в виде пузырей. Выделение пара переходит к кипению, что приводит к частичному выбросу воды из канала и снижению противодавления сверху. На определенной стадии перегретая вода мгновенно переходит в пар, чем и вызывает выбрасывание смеси воды и пара с колоссальной силой. Эта третья стадия – *стадия фонтанирования (извержения)* – обязательна для всех гейзеров (рис. 34, в).

После выброса основной массы перегретой воды извержение прекращается. Вновь поднимаясь из глубин в небольшом количестве, перегретая вода бурно кипит в опустошенном канале с извержением пара на поверхность. Это четвертая стадия – *стадия паровыделения, или глубинного кипения* (рис. 34, г).

В пустой канал гейзера притекает вода с более низкой температурой из боковых пород. В зависимости от величины притока этой воды кипение в канале прекращается через некоторое время.

Таким образом, гейзеры можно рассматривать как действие подземных вод в областях молодого вулканизма. Однако участков действия гейзеров значительно меньше по сравнению с количеством районов, где известны очаги молодых вулканов. Объясняется это главным образом различием гидрогеологических условий. А. М. Овчинников отмечает, что многие ранее действовавшие гейзеры утратили свою периодичность и превратились в горячие источники [50].

Вода большинства гейзеров слабоминерализована, с сухим остатком в среднем 1–2 г/л. Тип воды чаще хлоридный натриевый.

Имеются гейзеры с более высокой минерализацией воды. Так, например, гейзеры Атами в Японии дают воду с сухим остатком около 10 г/л и относятся к хлоридному натриево-кальциевому типу. В воде гейзеров содержится большое количество кремнекислоты. В воде камчатских гейзеров содержание кремнекислоты достигает 383 мг/л.

Основным источником питания гейзеров служат атмосферные осадки. Второстепенное значение имеют видоизмененные воды морского генезиса, и незначительная часть может быть связана с выделениями из магматических очагов.

Крупные источники термальных вод отмечаются также вблизи Петропавловска: Начикинские, Карымшинские, Паратунские. Температура вод этих источников достигает 75–87 °С, минерализация не превышает 1,5 г/л, по составу воды хлоридно-сульфатные натриевые.

Значительные ресурсы тепла заключаются в Паужетских источниках, где запасы пароводяной смеси с температурой 150–200 °С определены в 125 кг/с. На базе этих источников в 1965 г. была построена опытно-промышленная геотермальная электростанция. Вырабатываемая при этом электроэнергия является наиболее дешевой по сравнению со стоимостью энергии тепловых электростанций.

Кроме перечисленных источников, на юге Камчатке находятся другие многочисленные очаги разгрузки термальных вод, такие как Жировские парогидротермы, Саванские, Ходуткинские и Озерновский термальные источники.

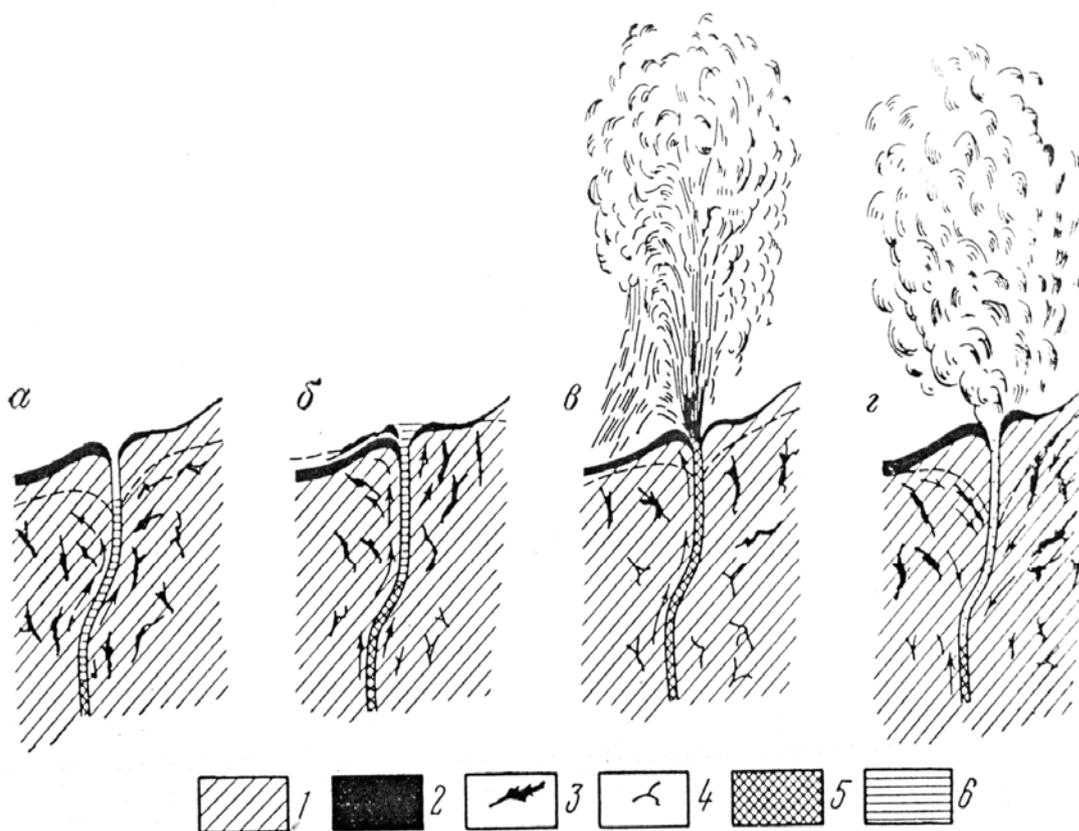


Рис. 34. Основные стадии действия камчатских гейзеров (по Т.И. Устиновой):  
 а – наполнения, б – излияния, в – фонтанирования (извержения),  
 г – паровыделения (глубинного кипения);  
 1 – пепловые туфы; 2 – отложения гейзерита; трещины в туфах:  
 3 – с перегретой водой, 4 – с охлажденной водой;  
 5 – перегретая вода с температурой выше 100 °С;  
 6 – охлажденная вода с температурой ниже 100 °С

Такое деление источников является необходимым, но недостаточным. Оно не учитывает условий формирования питающих источники подземных вод, состава водовмещающих пород, состава воды различных ис-

точников (от пресных до рассолов). А. М. Овчинников все источники делит на три группы [50]:

- 1) источники, питающиеся верховодкой;
- 2) источники грунтовых вод;
- 3) источники артезианских вод.

В каждой группе источники разделяются на типы по составу водоносных пород. В особые типы выделены источники в зонах многолетней мерзлоты и современной вулканической деятельности.

1. *Источники, питающиеся верховодкой*, являются нисходящими, с резкими колебаниями расхода температуры и состава воды. Их режим определяется эпизодическими, метеорологическими условиями. Наиболее водообильны перемежающиеся источники из карстовых пород, действующие по принципу сифона.

2. *Источники грунтовых вод* являются нисходящими. Расход, температура и состав зависят от сезонных метеорологических условий. По составу пород источники могут быть: 1) поровых вод; 2) карстовых вод; 3) трещинных вод.

*Источники карстовых вод*, в свою очередь, могут быть эрозионными, контактовыми, переливающими.

*Эрозионные* источники встречаются в нижней части балок, склонов, обвалов, врезающихся в горизонт грунтовых вод.

*Контактные* источники также выходят на склонах отрицательных форм рельефа, приурочиваясь к контактам водоносных и подстилающих водонепроницаемых пород.

*Переливающиеся* источники наблюдаются на контакте водопроницаемых и водонепроницаемых, а также слабоводопроницаемых пород.

Подземные воды, встречая препятствие, в отдельные сезоны года, а иногда и круглогодично, переливаются через верхнюю границу водопроницаемых или слабоводопроницаемых пород. При этом вода перед выходом на поверхность может иметь восходящее движение (рис. 33).

Источники карстовых грунтовых вод являются нисходящими и отличаются от других большим разнообразием водообильности, составом воды и характером выходов. Они распространены в районах развития карбонатных, сульфатных и галоидных пород, могут быть приурочены к участкам суши и ко дну водоемов и водотоков (субаквальные источники).

*Источники трещинных подземных вод* могут быть нисходящими и восходящими. Первые приурочены обычно к трещинам выветривания всех типов горных пород. По режиму они сходны с источниками поровых грунтовых вод, отличаясь от них преимущественно сосредоточенными выходами. Дебиты незначительны. Восходящие источники связаны с тектоническими трещинами, обладают обычно устойчивым и значительным дебитом.

3. *Источники напорных (артезианских) вод* являются восходящими и, как правило, отличаются постоянным расходом. Они встречаются в до-

линах рек, оврагах, ущельях, на склонах предгорий и являются наиболее надежными источниками водоснабжения.

4. *Источники подземных вод зоны многолетней мерзлоты* классифицируются, по Н. И. Толстихину (1941), на следующие виды: а) надмерзлотные (нисходящие); б) межмерзлотные (преимущественно восходящие); в) подмерзлотные (восходящие).

*Надмерзлотные* источники питаются водами деятельного слоя и надмерзлотных таликов. Вода этих источников используется для местного водоснабжения небольших населенных пунктов.

Питание *межмерзлотных* источников осуществляется обычно напорными водами таликов (при слоистой мерзлоте), водами, выходящими из трещин и карстовых пустот. Воды по составу – пресные или минерализованные. Дебит источников составляет от долей литра до десятков литров в секунду. Пресные воды источников используются для водоснабжения населенных пунктов.

*Подмерзлотные* источники питаются обычно артезианскими водами ниже слоя многолетней мерзлоты. Эти источники имеют постоянный расход и состав вод. В зависимости от питающих их водоносных горизонтов источники могут содержать воду от пресной до рассола.

5. *Источники подземных вод* в районах современной вулканической деятельности, как правило, теплые или горячие с содержанием газов (углекислоты, метана и др.). К ним относятся и гейзеры, действие которых рассмотрено выше.

Большое значение имеет классификация источников по температуре воды (табл. 23).

Таблица 23

#### Классификация источников по температуре воды

Класс	Источники	Температура, °С
I	Исключительно холодные	Ниже 0
II	Весьма холодные	0–4
III	Холодные	4–20
IV	Теплые	20–37
V	Горячие	37–42
VI	Весьма горячие	42–100
VII	Исключительно горячие	Выше 100

При проектировании использования источника для водоснабжения необходимо иметь данные о колебаниях его расхода, температуре и химическом составе воды за несколько лет. Используемый для водоснабжения источник обычно каптируется, расчищается – в результате выход воды становится более сосредоточенным. Место выхода обычно ограждается камнем или бетоном.

## Контрольные вопросы

1. Что такое источник?
2. Что такое дебит источника?
3. Что называется каптажем?
4. Как классифицируются источники?
5. Приведите примеры классификации источников.
6. Что такое гейзер?
7. Объясните причины выхода подземных вод на поверхность земли.
8. Расскажите о питании восходящих и нисходящих источников.
9. Покажите на схематических разрезах восходящие и нисходящие источники.
10. Назовите особенности карстовых источников. Где они встречаются?
11. Как подразделяются источники района вечной мерзлоты?
12. Приведите классификацию источников по температуре воды.

## ГЛАВА 10. МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ

### 10.1. Понятие о минеральных водах

*Минеральными* (в отличие от хозяйственно-питьевых) называются природные воды, содержащие повышенное количество растворенных химических, часто радиоактивных компонентов, органических веществ, газов и (или) специфических компонентов, что позволяет использовать их в качестве лечебных (т. е. они обладают свойствами, оказывающими благотворное физиологическое воздействие на человека), промышленных или теплоэнергетических.

Основной особенностью химического состава минеральных вод является присутствие обычных или специфических компонентов ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{N}_2$ , Br, J, B,  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ , Rn, Fe, As, органических веществ и многих других) в концентрациях, превышающих специально разработанные критерии. Общая минерализация этих вод изменяется в широких пределах: от 0,5 до 1 г/л и более. Некоторые минеральные источники имеют горячую воду.

При характеристике минеральных вод учитывают так называемый газовый фактор, т. е. отношение расхода газа к расходу воды источника. С повышением газового фактора увеличивается ценность минеральных вод. Например, скважины № 14, 15 Малкинского месторождения холодных хлоридно-гидрокарбонатных вод («Малкинская № 1») на Камчатке содержат большое количество углекислого газа, особенно скважина № 15. Объем добычи минеральной воды составил в 2001 г. 36 500 м<sup>3</sup>, объем добычи углекислого газа – 247 т. Балансовые запасы минеральных вод со-

ставляют по категории В 331,1 м<sup>3</sup>/сут, С<sub>1</sub> – 4,3 м<sup>3</sup>/сут. Запасы попутно извлекаемого газа составляют по категории В 1,65 т/сут, С<sub>1</sub> – 0,05 т/сут.

Наша страна богата разными минеральными водами, однако не все они достаточно хорошо изучены и равномерно распространены по территории. К 1981 г. на территории бывшего СССР было разведано 502 месторождения минеральных лечебных вод, действовали 444 курорта и лечебниц, 139 заводов розлива. Среднее потребление лечебных вод на одного человека в 1985 г. составляло 7,5 л/год.

## 10.2. Распространение минеральных вод

Проследивая распространение минеральных вод в европейской части России и бывшего СССР, можно заметить, что главная масса углекислых и азотистых вод сосредоточена в зоне альпийской складчатости и в районах молодой вулканической деятельности.

В пределах платформ (Русская, Сибирская) минеральные воды различного состава (сульфатные и хлоридные) приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам. Периферийные зоны складчатых районов, по данным А. М. Овчинникова, содержат минеральные воды с повышенным содержанием сероводорода [50].

Используя большой фактический материал по минеральным водам территории бывшего СССР, Н. И. Толстихин выделил следующие типы минеральных вод:

- 1) щелочно-бикарбонатные, газифицирующие углекислым газом;
- 2) натриевые термальные, газифицирующие азотом;
- 3) соленые и гипсовые.

Распространение выделенных Н. И. Толстихиным типов минеральных вод на территории бывшего СССР показано на рис. 35.

Для того чтобы оценить какой-либо минеральный источник и наметить рациональные условия его эксплуатации, необходимо изучить геологическую структуру, вмещающую водоносный горизонт, и минералогический состав пород; проверить наличие тектонических зон, определить условия циркуляции минеральных вод; установить химический состав и характер заключенных в них газов; изучить режим источников. На основании всех полученных сведений можно установить пространственное распространение минеральных вод и их ресурсы, а также выбрать способ их эксплуатации без нарушения солевого, газового и температурного режимов [9].

А. М. Овчинников предложил подразделить некоторые минеральные источники бывшего СССР, Германии и Франции по характеру заключенных в них газов (табл. 24) [50].

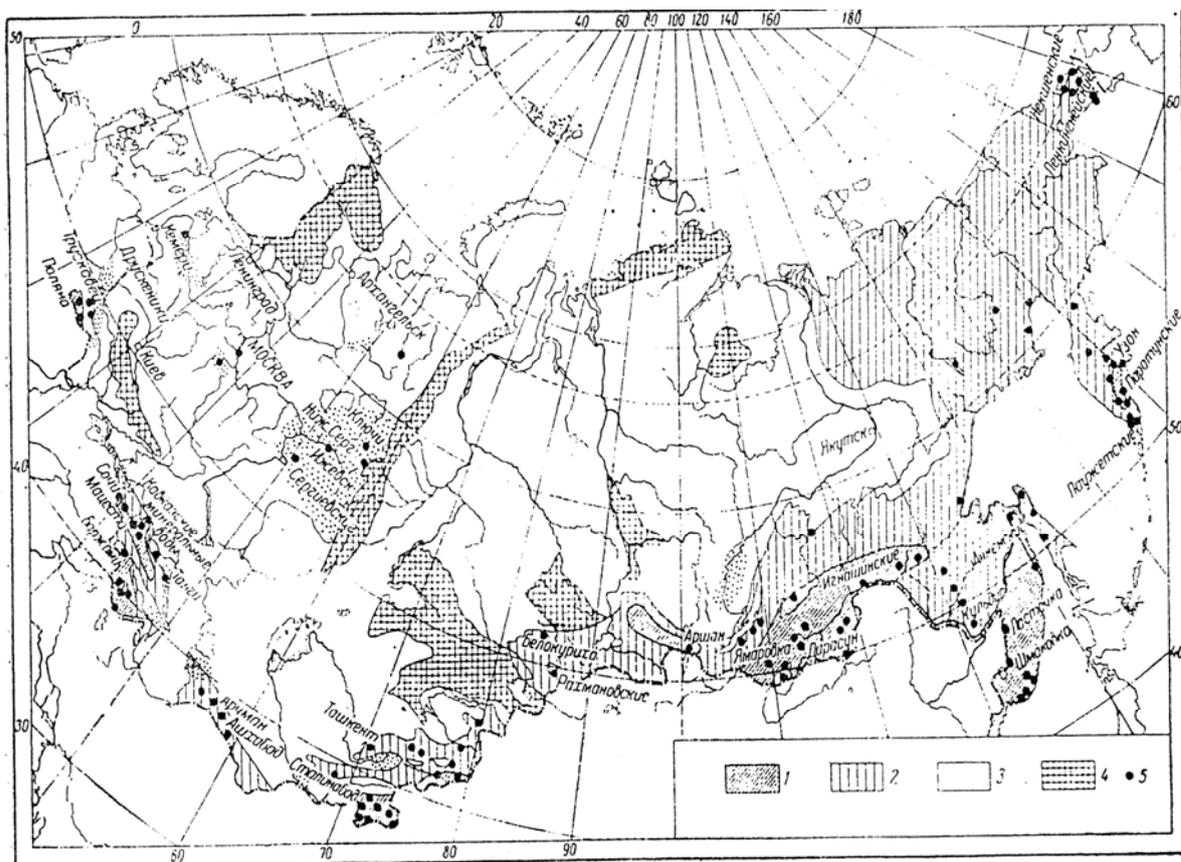


Рис. 35. Карта распространения минеральных вод на территории бывшего СССР (по Н. И. Толстихину):  
 1 – области углекислых вод; 2 – области термальных вод;  
 3 – платформенные области с негазирующими хлоридно-натриевыми и хлоридными кальциево-натриевыми водами (мелкими точками показаны районы с сероводородными и метановыми водами); 4 – области слабоминерализованных вод коры выветривания кристаллических и метаморфических пород, местами обогащенные тяжелыми металлами и радоном; 5 – минеральные источники

Таблица 24

**Подразделение минеральных источников (по А. М. Овчинникову)**

Температура воды, °С	Газовый состав и месторождение источников		
	Азотные	Сероводородные	Углекислые
Холодная до 10	–	Сергиевские (Самара)	Дарасун (Восточная Сибирь) Малкинские (Камчатка) Вильдунген (Германия)
Холодная до 20	–	–	Аргиян Нарзан (кисловодские) Арасан (Киргизия)
Теплая до 30	Баденвейлер (Германия)	Мацеста (Сочи)	Боржоми (Грузия)
Теплая до 40	Белокуриха (Западная Сибирь) Вильдбад (Германия)	–	Эмс (Германия)
Горячая до 50°	Тбилиси Абас-Тумяни	–	Виши (Франция) Лермонтовский (Пятигорск)

Горячая до 70	Питательский (Забайкалье)	Псекунс (Северный Кавказ)	Славянский (Железноводск)
Горячая свыше 70	–	–	Карловы Вары (Чехословакия) Хамам (Алжир)

Позднее в пределах бывшего СССР выделяют три провинции подземных минеральных вод (Е. А. Посохов, Н. И. Толстихин, 1977). *Провинция* – это площадь, в пределах которой распространены определенные группы минеральных вод, связанных общностью геолого-структурных, гидрогеологических, гидрогеохимических, гидротермических и других особенностей. В провинциях выделяются *гидроминеральные области*, приуроченные к определенным геологическим структурам (Крымская, Большекавказская, Памирская и др.). В областях различают *районы* определенных минеральных вод (район Кавказских углекислых минеральных вод и др.).

*Месторождения минеральных вод* представляют собой пространственно ограниченную часть водоносной системы, в пределах которой количество и качество подземных вод позволяют производить их отбор для использования в народном хозяйстве.

*Первая провинция* характеризуется преобладанием углекислых вод различного ионного состава и располагается в местах современной или недавно угасшей вулканической деятельности (Кавказ, Памир, Камчатка и т. д.).

*Вторая провинция* включает азотные термальные воды. Она охватывает площади действия современных сейсмических явлений (восток и юг бывшего СССР) и контактирует с первой провинцией.

*Третья провинция* связана с платформенными областями, прогибами, где развиты рассольные, соленые, азотно-метановые холодные и термальные воды. Целесообразность использования того или иного месторождения минеральных вод после его разведки устанавливается *кондиционными показателями*, т. е. требованиями к химическому составу воды, содержанию определенных компонентов, глубине залегания вод, их дебиту, условиям эксплуатации и т. д.

### 10.3. Лечебные минеральные воды

*Лечебными* минеральными называются воды, обладающие целебными свойствами благодаря наличию в их составе различных минеральных, органических или радиоактивных веществ, в том числе газов, в терапевтически активных концентрациях.

Источники целебных минеральных вод использовались человеком еще в глубокой древности. Первой официальной инструкцией по применению их в России считают «Докторские правила» Петра I, составленные им для курорта Марциальные Воды в Карелии и оформленные специальным указом.

Большой вклад в изучение минеральных вод внесли ученые, начиная с М. В. Ломоносова и В. М. Севергина. Крупные работы в этой области были выполнены русскими исследователями А. Н. Огильви, А. П. Герасимовым, А. Н. Овчинниковым, Н. Н. Славяновым, М. Г. Курловым, Н. И. Толстихиным и др.

К числу основных компонентов состава подземных вод, представляющих интерес для бальнеологии, относятся  $\text{CO}_{2\text{св}}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ , Fe, As, J,  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ , Rn, органические вещества. Имеют существенное значение щелочно-кислотное состояние, температура, общее содержание растворенных компонентов, а также в связи с токсичностью повышенные концентрации некоторых ионов, в частности ряда металлов.

Разработаны нормы и критерии отнесения подземных вод к категории лечебных, т. е. разработаны нижние пределы концентраций компонентов, при которых вода начинает оказывать на организм человека лечебное воздействие, отличающееся от действия обычной питьевой воды. Одни критерии обоснованы физиологическими признаками (реакция покраснения кожи, тепловое ощущение и т. д.), другие – клиническими наблюдениями. В разных странах нормы и критерии могут различаться. На токсичные ионы, как и для питьевых вод, существуют нормативы предельно допустимых концентраций (ПДК), которые с учетом длительности потребления несколько различаются для лечебных и лечебно-столовых вод. Учитывается и колититр, который должен превышать 100 – для купальных и 300 – для лечебных питьевых вод [17].

В основе воздействия на организм человека вод с различными минерализацией и составом лежат, в частности, осмотические и диффузионные явления, поскольку плазма крови представляет собой хлоридный натриевый раствор, содержащий белки и другие органические вещества, с формулой ионного состава (по В. В. Иванову и Г. А. Невраеву, 1967) [17]



Общая концентрация этих ионов в крови составляет около  $300 \text{ ммоль/дм}^3$ , поэтому каждая вода в зависимости от своего состава может быть гипо-, изо- или гипертонической по отношению к плазме крови, что и определяет направление осмотических и диффузионных процессов.

В зависимости от состава изотоническими могут быть воды с минерализацией от  $8,4$  до  $13,0 \text{ г/дм}^3$ . Воды с этой и меньшей минерализацией применяют на курортах для питья, с минерализацией  $2\text{--}8 \text{ г/дм}^3$  – в качестве лечебно-столовых, с минерализацией  $10\text{--}140 \text{ г/дм}^3$  – как купальные. При превышении этих норм вода подлежит разведению с условием сохранения кондиционности по терапевтически активным компонентам.

*Температура*, не являясь сама по себе бальнеологическим фактором, представляет собой важный показатель. Наиболее рентабельны воды с температурой  $35\text{--}42 \text{ }^\circ\text{C}$ , более холодные требуют подогрева, более горячие – охлаждения.

**Классификация лечебных вод.** Целям систематизации огромного разнообразия состава и свойств лечебных минеральных вод служит классификация В. В. Иванова и Г.А. Невраева, которая позволяет учесть все бальнеологические компоненты и свойства, а также общие характеристики ионного состава, величину минерализации, щелочно-кислотное состояние и температуру минеральных вод [27].

В зависимости от состава фармакологически активных компонентов и газов минеральные воды разделены на восемь основных бальнеологических групп с подгруппами по газовому составу: 1) углекислые; 2) сульфидные (CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub> или CO<sub>2</sub>); 3) железистые, мышьяковистые и др. (N<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>); 4) бромные, йодобромные и йодные (N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>); 5) с повышенным содержанием органических веществ (N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>); 6) радоновые (N<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>); 7) кремнистые термальные (N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub>). Восьмая группа – без специфических компонентов и свойств – включает лечебные минеральные воды, бальнеологическое действие которых определяется составом макрокомпонентов и величиной минерализации. К ней относятся московский (SO<sub>4</sub> – Ca, минерализация 3,9 г/дм<sup>3</sup>), старорусский (Cl – Na, минерализация 20 г/дм<sup>3</sup>) и другие типы минеральных вод.

В соответствии с существующим ГОСТ к водам *минеральным питьевым, лечебно-столовым* относятся воды с минерализацией не менее 2 г/л и (или) содержащие активные биологические микрокомпоненты в количестве не ниже бальнеологических норм, принятых в РФ для питьевых минеральных вод (табл. 25).

Таблица 25

**Классификация минеральных вод**

Основные показатели	Норма для минеральных вод	Подразделение минеральных вод	
		Значение показателя	Наименование вод
Общая минерализация, г/л	2,0	2,0–5,0 5,0–10,0 10,0–35,0 35,0–150,0 > 150	Воды малой минерализации Воды средней минерализации Воды высокой минерализации Рассольные Крепкие рассольные
Содержание CO <sub>2</sub> свободного, г/л	0,5	0,5–1,4 1,4–2,5 > 2,5	Слабоуглекислые Углекислые средней концентрации Сильноуглекислые
Содержание H <sub>2</sub> S общего, мг/л	10	10–50 50–100 100–250 250–500 > 500	Слабосульфидные Сульфидные средней концентрации Крепкие сульфидные Очень крепкие сульфидные Ультракрепкие сульфидные

Содержание As, мг/л	0,07	0,7–5,0 5,0–10,0 10	Мышьяковистые Крепкие мышьяковистые Очень крепкие мышьяковистые
Содержание Fe, мг/л	20	20–40 40–100 > 100	Железистые Крепкие железистые Очень крепкие железистые
Содержание Br, мг/л	25	–	Бромные
Содержание I, мг/л	5	–	Йодные
Содержание (H <sub>2</sub> SiO <sub>3</sub> + HSiO <sub>3</sub> ), мг/л	50	–	Кремнистые
Объемная активность Rn, Вк	185	185–740 7 40–1 480 1 480–7 400 7 400	Очень слабые радоновые Слаборадоновые Радоновые средней концентрации Высокорудоновые

Минеральные воды подразделяют на основные бальнеологические группы: 1) соленые воды и рассолы; 2) углекислые; 3) радоновые; 4) кремнистые термальные; 5) железистые, мышьяковистые и с повышенным содержанием металлов (Mn, Cu, Zn, Pb, Al и др.); 6) слабоминерализованные с высоким содержанием органических веществ (типа «Нафтуса»).

*Соленые воды и рассолы.* Эти воды могут иметь минерализацию от 500 до 600 г/л, разнообразные химический и газовый составы. Они широко распространены в пределах платформ и межгорных артезианских бассейнов. Наибольшее значение имеют сульфатные воды (курорты Краинки, Балдоне, Ашхабада и др.). Лечебное значение их повышается при наличии в них сероводорода (Кемери, Хилово, Предуралье, Предкарпатье, Северный Кавказ). Хлоридные и хлоридно-сероводородные воды очень широко распространены и используются многочисленными санаторно-курортными учреждениями. Среди соленых вод и рассолов встречаются бромные, йодобромные и йодные воды, которые связаны с глубокими горизонтами артезианских бассейнов.

*Углекислые воды.* Группа углекислых вод – наиболее используемая и эффективная группа, приуроченная к областям новейшего вулканизма, интенсивного горообразования южной окраины бывшего СССР – от Карпат до Чукотки. Эти воды могут содержать микрокомпоненты: бор, железо, мышьяк, диоксид кремния и др. Разнообразие углекислых вод по ионному и газовому составу связано со сложными геолого-гидрогеологическими, гидрохимическими, геотермическими и другими условиями.

Большим разнообразием минеральных вод отличается район Кавказских Минеральных Вод (КМВ), который включает несколько месторождений углекислых и других минеральных вод. На их основе базируются курорты Кисловодска, Ессентуков, Пятигорска, Железноводска (рис. 36). В этом районе прослеживается двухъярусный разрез, где нижний ярус представлен древними дислоцированными трещиноватыми породами, а верхний –

терригенными и карбонатными породами мезокайнозоя, разбитыми разломами, пронизанными лакколитами. Из нижнего яруса по разломам поступает в осадочный чехол диоксид углерода. Он и создает большое разнообразие минеральных вод в различных водоносных горизонтах.

*Радоновые воды.* Особый интерес представляют минеральные воды, содержащие радиоактивные вещества. Под радиоактивностью понимается способность атомов некоторых элементов распадаться с образованием новых элементов. Радиоэлементы в природе связаны с распадом урана, тория, радия. Эманация радия (радон) обуславливает образование радоновых вод, содержащих газообразную эманацию радия. Воды, содержащие в составе радий и его эманацию, принято называть радиевыми или радоновыми.

Воды, содержащие газ радон в различных концентрациях, широко распространены в складчатых областях, особенно в регионах развития кислых, кристаллических пород. Среди радоновых вод выделяют гидрохимические типы: а) простого состава, где радон является лечебным компонентом; б) сложного состава, где радон сочетается с другими лечебными компонентами (газами, температурой, специфическими компонентами).

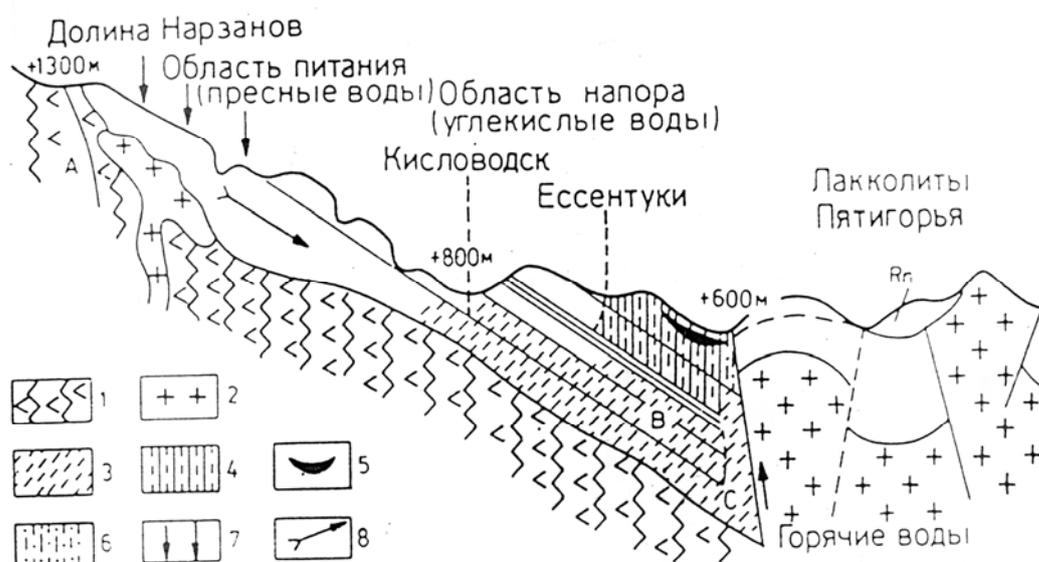


Рис. 36. Схема расположения Кавказских Минеральных Вод (по А. М. Овчинникову):  
 1 – складчатые трещиноватые породы фундамента; 2 – магматические породы с углекислыми водами в зонах разрывных нарушений пород фундамента (А);  
 3 – углекислые воды типа нарзанов (В), те же воды горячие (С), радоновые воды (Rn);  
 4 – углекислые воды Эссентукского района (соляно-щелочные); 5 – йодо-бромные хлоридные натриевые воды с метаном; 6 – азотные гидрокарбонатные хлоридные натриевые воды невысокой минерализации с метаном; 7 – атмосферные осадки;  
 8 – направление движения подземных вод

*Кремнистые термальные воды.* Воды этой группы имеют малую минерализацию (до 2 г/л), большое количество кремнекислоты (50–160 мг/л), высокую щелочность (рН до 9,6), повышенную температуру (20–100 °С). Они могут содержать фтор, различные микрокомпоненты

и газы. Такие воды приурочены к зонам молодого вулканизма, новейшего горообразования и сейсмичности.

Наиболее интересной областью развития кремнистых термальных вод является Байкальская гидроминеральная область, где известно 65 источников. Дебит некоторых из них доходит до 100 л/с.

*Воды железистые, мышьяковистые и с повышенным содержанием металлов.* В подземные воды соединения железа попадают из пород зон окисления сульфидных месторождений и из коры выветривания. Наибольшее значение имеют воды небольшой минерализации и кислотности, содержащие диоксид углерода (Марциальные воды, Полюстровские воды).

Мышьяковистые воды различаются по концентрации мышьяка, ионному составу и минерализации. Все они лечебные. Обычно в таких водах встречаются бор, бром и другие компоненты. Из 40 месторождений мышьяковистых вод наибольшее их количество находится на Кавказе, Сахалине, Камчатке.

*Слабоминерализованные воды с высоким содержанием органических веществ.* Они встречаются редко и в основном в толщах осадочных пород, обогащенных органикой. Обладая малой минерализацией (до 0,8 г/л), эти воды имеют разнообразный ионный состав, включают органические вещества (гуминовые, кислоты, битумы, фенолы, жирные кислоты, органические углерод, азот и др.) и микрокомпоненты. Всемирно известным месторождением таких вод является Трускавецкое (Предкарпатье), где используется знаменитая вода «Нафтуся». Подобные воды разведаны в Краснодарском крае, на Урале, в Сибири, Азербайджане и др.

Минеральные воды могут быть грунтовыми и напорными. Напорные воды обычно связаны с трещинными и трещинно-пластовыми водами. Выходы минеральных вод на поверхность земли приурочены к контактам пластов различной водопроницаемости или к зонам тектонических нарушений. Естественный выход минеральных вод на дневную поверхность, а также вывод их с глубины на поверхность требует предохранения их от загрязнений, потери газов и утечки. Это достигается путем устройства каптажа.

Для предохранения минеральных вод от загрязнений в районе выхода подземных вод или в районе самого каптажа устанавливаются зоны санитарной охраны.

#### **10.4. Термальные (теплоэнергетические) воды**

Гидротермальные ресурсы (тепло внутриземных вод) могут использоваться для термоэнергетических целей. К ним относятся термальные воды, пароводяная смесь (парогидротермы) и сухой пар. По температуре на устье скважины различают следующие воды:

- 1) горячие (35 – 75 °С);
- 2) высокотермальные (75–100 °С);
- 3) перегретые (более 100 °С).

Термальные подземные воды – нетрадиционный, самовосполняемый и экологически чистый источник энергии. Они используются для выработки электроэнергии (100–180 °С), теплофикации и горячего водоснабжения жилых и промышленных комплексов (70–100 °С), в теплично-парниковом хозяйстве, животноводстве, некоторых технологических процессах (обработка шерсти, сушильни и др.), рыборазведении, для оттаивания многолетнемерзлотных пород, в бальнеологических целях (менее 70 °С). Попутно из термальных вод извлекают ценные компоненты: Li, B, Br, J, Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, редкие металлы и др. Разработаны различные схемы «подземных котлов» (закачка в недра холодной воды и извлечение горячей).

Термальные воды широко используются для этих целей более чем в 70 странах мира: в США, Исландии, Новой Зеландии, Италии (гидротермальные электростанции в Ладерелло, Кастельнуово), Индонезии, Японии, Венгрии, на Филиппинах и др. В последнее время бурными темпами развиваются разведка и использование теплоэнергетических вод в США, где общая мощность теплоэнергетических станций приближалась в 1990 г. к 1 300 МВт [17].

Огромные запасы термальных вод разведаны на Камчатке. Здесь можно получать до 5 т/с пароводяной смеси и до 3 м<sup>3</sup>/с термальных вод. На одном из месторождений действует Паужетская геотермальная электростанция мощностью 10 МВт. Позднее пущена в строй Верхне-Мутновская геотермальная электростанция (ГеоЭС) мощностью 12 МВт. В 2002 г. вступила в действие Мутновская ГеоЭС мощностью 50 МВт, на которой установлено самое современное оборудование в мире. Эта электростанция работает по самым экологически чистым технологиям: использованная пароводяная смесь закачивается обратно в недра земли, не нанося вреда окружающей среде (тепловое загрязнение отсутствует).

Термальные минеральные воды Камчатки используются на лососевых рыборазводных заводах (ЛРЗ). В теплых минеральных водах мальки лососевых рыб вырастают в три раза быстрее, чем в холодных ручьях и реках. На Камчатке работают пять ЛРЗ: «Малкинский» (выпускает 0,9 млн шт., специализируется на интенсивном подращивании молоди нерки и чавычи; расположен на р. Ключевке в бассейне р. Быстрой); «Кеткино» (выпускает 6 млн шт. подрошенной молоди кеты, расположен на ручье Зеленовский в бассейне р. Пиначева), «Озерки» (выпускает 8,1 млн шт. молоди нерки; расположен на р. Плотникова в бассейне р. Большая), «Вилюй» (выпускает 0,9 млн шт. молоди кеты), «Паратунский» (выпускает 13 млн молоди кеты; расположен на ручье Трезубец, впадающем в реку Карымшину). Уже строится ЛРЗ «Апачинский», производительность которого по проекту составит 1 млн шт. подрошенной молоди кеты и чавычи. В проектах – строительство ЛРЗ «Налычево» и крабового завода.

На Камчатке в пос. Термальном успешно работает Тепличный комбинат, где используется горячая вода Средне-Паратунских горячих минеральных источников для выращивания огурцов, помидоров и другой зелени.

В Азербайджане, Грузии, Предкавказье термальные воды используются для теплофикации городов, обогрева теплиц, бассейнов и т. д.

Гидротермальные ресурсы можно разделить на две крупные группы: 1) формирующиеся в региональном тепловом поле (пластовые воды артезианских бассейнов); 2) формирующиеся в аномальных геотермических условиях под влиянием магматических и вулканических процессов (трещинные и трещинно-жильные воды горно-складчатых областей).

Значительные ресурсы обладающих высоким тепловым потенциалом парогидротерм (100–180 °С) имеются только во второй группе – в областях современного вулканизма, кайнозойской складчатости и редко – в глубоких зонах герцинских платформ. К ним относятся в России районы Южно-Восточной Камчатки, Курильских островов и Западной Сибири, где мезокайнозойские отложения на глубинах свыше 1,5–3,0 км содержат огромные запасы вод с температурой до 150 °С.

Большая часть ресурсов термальных вод с температурой 70–90 °С сосредоточена в недрах горно-складчатых областей и межгорных впадин Кавказа, Тянь-Шаня, Памира, Крыма, Чукотского полуострова.

Большие запасы низко- и среднепотенциальных вод (35–70 °С) имеются в глубоких частях артезианских бассейнов Русской платформы, Сибирской и Скифской плит, где есть крупные месторождения (Омское, Томское, Махачкалинское и др.).

При оценке пригодности термальных вод для тех или иных целей важную роль играет, кроме температуры, также их минерализация, концентрация водородных ионов (рН), наличие токсических элементов и др. По величине теплопроизводительности (и дебиту скважин) выделяют месторождения *малые* –  $4 \cdot 10^3$  Дж/ч ( $< 1\,000$  м<sup>3</sup>/сут), *средние* –  $4,18 \cdot 10^3$  –  $2,09 \cdot 10^4$  Дж/ч (1 000 – 3 000 м<sup>3</sup>/сут), *большие* – более  $2,09 \cdot 10^4$  Дж/ч.

Поскольку минерализация термальных вод может составлять от 0,3 до 200 и более г/дм<sup>3</sup> при самом различном ионном составе, то применение различных технологических схем при использовании теплоэнергетических вод для производства электроэнергии или других целей во многом определяется их химическим составом и температурой. Наиболее экономичными являются воды с незначительной минерализацией и отсутствием агрессивных компонентов (H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, NH<sub>4</sub> и др.). Они могут непосредственно направляться в турбины (в виде пара или пароводяной смеси), в отопительную, водопроводную сеть и т. д. При высоком содержании солей и (или) наличии агрессивных компонентов требуется промежуточный паропреобразователь, в котором тепло воды передается вторичному теплоносителю, циркулирующему в замкнутом цикле. Это более дорогие, но иногда и более рентабельные установки, позволяющие попутное извлечение из подземных вод ценных компонентов. В качестве вторичных теплоносителей для перегретых вод обычно используется конденсированный пар или слабоминерализованная вода, для вод с меньшей температурой – вещества с низкой температурой кипения (этилхлорид, фреон и др.).

Целесообразность освоения месторождений термальных вод зависит от назначения этих вод и от экономического эффекта, получаемого по сравнению с другими видами топлива. Стоимость электроэнергии на геотермальной станции Камчатки в 2–5 раз дешевле, чем на дизельных и угольных. Термальные воды могут использоваться для теплофикации, электрификации, в парниковых хозяйствах, бассейнах, горнодобывающей промышленности и т. д.

По предварительным оценкам, на территории нашей страны прогнозные запасы термальных вод с температурой от 40 до 250 °С с минерализацией 35 г/л и глубиной залегания до 3 000 м составляют 21–22 млн м<sup>3</sup>/сут, что эквивалентно сжиганию 30–40 млн т условного топлива в год. Наиболее перспективными областями являются вулканические регионы кайнозойского тектогенеза и эпипалеозойские плиты.

Освоение гидротермальных вод находится в начальной стадии (Камчатка, Кавказ, Прибайкалье, Западная Сибирь, Средняя Азия).

## 10.5. Промышленные воды

*Промышленными* подземными водами называются воды, содержащие некоторые компоненты в концентрации, позволяющей их извлекать для промышленных целей. Увеличение использования йода, брома, бора, лития, рубидия, германия, цезия, магния, радия, стронция и других компонентов в разнообразных отраслях народного хозяйства требует расширения поисков, разведки и эксплуатации промышленных подземных вод соответствующего химического состава. Промышленные воды, имеющие повышенную минерализацию (рассолы), залегают на больших глубинах (500 м более) и занимают сравнительно ограниченные площади, характеризующиеся определенными геоструктурными, гидрогеологическими и термическими условиями.

Рентабельность добычи промышленных подземных вод определяется содержанием в них ценного компонента, глубиной залегания, дебитом, уровнем воды при эксплуатации, условиями сброса отработанных вод, условиями транспортировки полученного сырья, спроса на данный вид гидроминерального сырья и другими технико-экономическими показателями.

В табл. 26 приведены основные показатели и нормы оценки промышленных минеральных вод. Добыча двух, трех и более компонентов из одного месторождения промышленных вод может производиться при меньших концентрациях.

Глубина залегания промышленных вод должна быть не более 2–4 км, динамический уровень – не ниже 200–600 м, дебит скважины – не менее 200–500 м<sup>3</sup>/сут.

Важность экономического аспекта использования минеральных вод в качестве сырьевой базы обусловлена рядом обстоятельств. Даже при высоком содержании полезных компонентов добыча может оказаться экономически нецелесообразной из-за слишком большой глубины, сложной очистки, удаленности, отсутствия транспортно-подъездных путей и др.

**Минимально допустимые концентрации ценных компонентов  
в промышленных водах**

Компоненты	Единица измерения	Название воды
NaCl	50 г/л	Галитовые
Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	50 г/л	Мирабилитовые
NaHCO <sub>3</sub> + Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	50 г/л	Содовые
Br	250–500 мг/л	Бромные
I	18 мг/л	Йодные
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	200 мг/л	Борные
I B <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	10 мг/л 75 мг/л	Йодо-борные (совместное извлечение)
I B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10 мг/л 150–250 мг/л	Йодо-борные (совместное извлечение)
Li	10–20 мг/л	Литиевые
Mg	1 000–5 000 мг/л	Магнезиальные
K	350–1 000 мг/л	Калиевые
Ra	10 <sup>-11</sup> – 10 <sup>-9</sup> г/л	Радиевые

В то же время подземные воды как сырьевая база имеют ряд преимуществ. В связи с широким региональным распространением они характеризуются большими запасами и содержат, как правило, не один, а несколько компонентов. Промышленные воды могут использоваться одновременно для местного бальнеолечения и теплоснабжения. По запасам редких металлов они превосходят твердое сырье. Добыча промышленных вод из скважин в процессе откачки или самоизлива значительно дешевле горных работ и одновременно является средством транспортировки их на поверхность. Дополнительное обогащение гидроминерального сырья может осуществляться путем испарительного концентрирования.

Подземные промышленные воды относятся к группе высокоминерализованных вод и рассолов. Л. С. Балашов выделяет три генетических вида вод, которые по величинам концентраций полезных компонентов и количеству эксплуатационных ресурсов могут рассматриваться как перспективные на гидроминеральное сырье:

- 1) пластовые хлоридные рассолы артезианских бассейнов;
- 2) углекислые воды альпийской зоны горно-складчатых областей;
- 3) термальные хлоридные воды современных вулканических областей.

Пластовые промышленные воды первого типа распространены наиболее широко и являются основным источником гидроминерального сырья на бром, йод и бор. В водах второго и особенно третьего типов могут присутствовать литий, рубидий, цезий, бор, германий, фтор, кремний, мышьяк и др. Концентрации йода, брома и стронция в них невелики и промышленной ценности не представляют.

## Контрольные вопросы

1. Какие воды называются минеральными?
2. Что такое бальнеологические свойства вод?
3. В чем заключается классификация минеральных вод по Н. И. Толстихину?
4. Что такое провинция подземных минеральных вод?
5. Что такое месторождение минеральных вод?
6. Сколько выделено провинций?
7. Какие воды считаются лечебными?
8. Как подразделяются лечебные минеральные воды?
9. Расскажите: 1) о соленых водах и рассолах; 2) об углекислых водах; 3) о радоновых водах; 4) о кремнистых термальных водах; 5) о железистых минеральных водах; 6) о мышьяковистых минеральных водах; 7) о минеральных водах с содержанием органических веществ.
10. Что такое термальные воды и где они развиты?
11. Как подразделяются термальные воды?
12. Как используются термальные воды ?
13. Какие воды называются промышленными?
14. Какие компоненты извлекаются из минеральных вод?
15. Назовите условия использования минеральных вод в промышленных целях.
16. В чем заключаются преимущества подземных вод как сырья?
17. Назовите генетические виды вод, перспективных для гидроминерального сырья.

## ГЛАВА 11. РЕЖИМ И БАЛАНС ПОДЗЕМНЫХ ВОД

В процессе формирования подземных вод меняется их количество и качество. Режим и баланс подземных вод являются показателями этого процесса формирования.

Под *режимом* подземных вод понимается изменение их уровня, минерализации, химического и газового состава, температуры и других свойств. Наибольшие изменения происходят в положении уровня подземных вод; меньше колебаний наблюдается в изменениях температуры, минерализации, химического состава.

*Баланс* подземных вод представляет собой соотношение между суммой приходных и суммой расходных элементов за определенный период времени. Таким образом, режим характеризует определенный порядок изменения во времени количества и качества подземных вод. Баланс характеризует результат этого изменения за определенный период времени.

Режим и баланс подземных вод целесообразно изучать в их взаимосвязи.

## 11.1. Общая характеристика режимов

Режим подземных вод, в частности грунтовых, изучается с помощью сети наблюдательных пунктов (скважин, источников, колодцев). Для исследования режима подземных вод на больших площадях (региональные исследования) с целью познания закономерности формирования и прогноза режима основных водоносных горизонтов в России существует *государственная опорная сеть пунктов мониторинга*.

Работа этих пунктов ведется под методическим и административным руководством органов Министерства природных ресурсов (ОГНС) и финансируется по конкретным объектам государственного значения. Существуют пункты мониторинга территориальной наблюдательной сети (ТНС), а также пункты наблюдений муниципальной сети и пункты мониторинга объектной сети по недропользованию (ЛОН), если предприятие само финансирует и производит эти работы. Для решения конкретных практических задач, связанных с производственной деятельностью человека (строительство инженерных сооружений, сельскохозяйственное производство, водоснабжение, разработка полезных ископаемых), отдельными ведомствами создается сеть наблюдательных пунктов.

Определенный режим подземных вод формируется под влиянием природных или вызванных деятельностью человека (искусственных) факторов. Под природными факторами понимают климат, геоморфологические условия, геологию и гидрологию изучаемой территории, почву, растительность.

В зависимости от периодичности изучения выделяют многолетний, годовой, сезонный, месячный и суточный режимы подземных вод.

*Многолетний режим* обусловлен изменениями климатических условий, связанных с внеземными процессами. Многолетние наблюдения за колебаниями климата выявили определенную цикличность. Периоды повторения максимальных и минимальных количеств атмосферных осадков в 32–36 лет выделяются довольно четко. Менее четко выделяются одиннадцатилетние циклы, еще менее четко – трехлетние. В некоторых случаях на многолетний режим может влиять и производственная деятельность человека.

*Годовой, сезонный и суточный режимы* подземных вод могут определяться разными факторами и при различном сочетании. Эти режимы имеют наибольшее практическое значение применительно к грунтовым водам и верховодке. В зависимости от главного фактора, влияющего на режим подземных вод, определяется тип их режима. Многие исследователи занимались классификацией режимов грунтовых вод – О. К. Ланге, Г. Н. Каменский, М. А. Шмидт, Н. И. Биндеман и др. Основываясь на существующих классификациях В. А. Малыгин и В. П. Кузьмина выделяют следующие типы режима подземных вод [46]:

1. *Климатический тип* характеризуется такими главными факторами, как атмосферные осадки, температура и дефицит влажности воздуха.

Он наблюдается на участках, удаленных от водотоков и водоемов, при небольшой глубине залегания уровня грунтовых вод. В зависимости от условий питания грунтовых вод за счет атмосферных осадков выделяют три подтипа режима:

- а) кратковременного питания (преимущественно летнего);
- б) сезонного питания (преимущественно осеннего и весеннего);
- в) круглогодичного (преимущественно зимнего) питания.

*Первый подтип* имеет место распространения в *районах многолетней мерзлоты*. Грунтовые воды в деятельном слое только летом на короткий срок становятся жидкими и приобретают подвижность. По составу эти воды разделяются на пресные и ультрапресные.

*Второй подтип* имеет наибольшее распространение и наблюдается на площадях южнее зоны многолетней мерзлоты в *зоне сезонного промерзания* в районах избыточного, умеренного, неустойчивого и частично недостаточного увлажнения. Питание грунтовых вод атмосферными осадками происходит в весеннее время, когда уровень грунтовых вод поднимается. Величина питания уменьшается к югу и зависит, кроме того, от геоморфологии участка, глубины уровня грунтовых вод и литологического состава пород в зоне аэрации. Весенний подъем сменяется летним спадом уровня в результате подземного оттока и испарения при отсутствии питания. Иногда может наблюдаться небольшой подъем уровня при выпадении осенью большого количества атмосферных осадков. Минерализация подземных вод к осени обычно повышается.

*Третий подтип*. В некоторых районах юга России грунты в зоне аэрации либо совсем не замерзают, либо замерзают только на отдельных участках. В результате этого создаются условия для круглогодичного *питания грунтовых вод атмосферными осадками*. Практически такое питание осуществляется в зимнее время. Подобные условия имеют место в основном в пустынных, полупустынных и субтропических районах.

*2. Гидрологический тип режима* наблюдается на участках, прилегающих к водоемам и водотокам (озерам, рекам, морям). Главный его фактор – поверхностные воды водотоков и водоемов. Колебания уровня грунтовых вод следуют с некоторым отставанием за колебаниями уровня воды в реке, озере или море. В период паводков на реке происходит подпор и питание грунтовых вод речными водами, а в межень – уровень воды в реке понижается и имеет место питание реки грунтовыми водами.

*3. Гидрогеологический тип режима* распространен на участках с глубоким залеганием грунтовых вод (более 7 – 10 метров), удаленных от водоемов и водотоков. Такой тип режима имеет место в напорных и безнапорных межпластовых водах. Колебания уровня в течение года обычно незначительны и обуславливаются разностью между подземным притоком и оттоком в ненапорных водах и изменением разности в пьезометрических уровнях областей питания и области наблюдения в напорных водах.

4. *Смешанный тип режима* имеет место на участках, где на режим подземных вод в равной степени влияют несколько (два или более) отмеченных выше природных факторов.

*Нарушенный (измененный) тип режима* может вызываться:

- 1) орошением сельскохозяйственных полей (ирригационный тип);
- 2) осушением заболоченных территорий;
- 3) забором подземных вод для питьевого, технического и сельскохозяйственного водоснабжения;
- 4) строительством инженерных, в том числе гидротехнических, сооружений;
- 5) водоотливом подземных вод при разработке полезных ископаемых с помощью шахт или карьеров.

## 11.2. Баланс подземных вод

Баланс подземных вод представляет собой разность между количеством воды, идущей на питание водоносного горизонта, и количеством подземной воды, расходуемой данным водоносным горизонтом за определенный отрезок времени. Такой баланс называется *водным балансом подземных вод*.

Кроме водного баланса, составляется *солевой баланс подземных вод* преимущественно на орошаемых и предназначенных для орошения землях.

По аналогии с водным солевой баланс представляет собой разность между суммой солей (или какой-либо соли), поступивших в водоносный горизонт, и суммой солей (или какой-либо соли), удаленных из него за определенный отрезок времени.

Баланс подземных вод может решаться в одном случае для существующих условий, в другом – для существующих и проектных условий. Основной задачей решения балансов подземных вод является количественная оценка гидрогеологических условий, а в случае неблагоприятной оценки – к тому же и выработка мероприятий по изменению баланса с целью улучшения гидрогеологических условий территории. На основании изучения режима и определения баланса подземных вод при известных условиях дается также прогноз режима и составляется прогнозный баланс подземных вод.

Для целей мелиорации сельскохозяйственных земель наибольшее значение имеют баланс грунтовых вод и тесно связанный с ним баланс воды в зоне аэрации. Для решений баланса подземных вод следует количественно определить значение каждой приходной и расходной статьи. Для этого поток грунтовых вод рассматривается в определенных границах. Боковые границы представляют реки, каналы, коллекторы или условно принятые вертикальные поверхности. Нижней границей обычно

служит кровля подстилающего грунтовые воды водонепроницаемого пласта или условная плоскость на принятой глубине. Выбор верхней границы балансового блока осуществляется двояко. В первом случае верхней границей балансового участка будет являться поверхность земли, включая поверхностные воды. Здесь баланс грунтовых вод определяется совместно с балансом поверхностных вод и балансом воды в зоне аэрации. Во втором случае при решении собственного баланса грунтовых вод верхней границей балансового участка следует принимать переменную величину – уровень грунтовых вод или верхнюю границу капиллярной каймы.

Основными приходными элементами баланса грунтовых вод являются (рис. 37):

- 1) питание грунтовых за счет атмосферных осадков при их инфильтрации через зону аэрации и за счет воды в зоне аэрации  $A_0$ ;
- 2) питание грунтовых вод за счет фильтрации воды из каналов, водохранилищ и рек ( $\Phi$ );
- 3) питание грунтовых вод при инфильтрации оросительных вод ( $O$ );
- 4) подземный приток ( $\Pi_1$ );
- 5) питание грунтовых вод за счет перетекания вод нижележащих напорных горизонтов ( $M$ );
- 6) питание грунтовых вод за счет конденсации паров воды ( $K$ ).

Основные расходные элементы баланса грунтовых вод следующие:

- 1) испарение с поверхности грунтовых вод и капиллярной каймы ( $I$ );
- 2) транспирация воды растительностью ( $T$ );
- 3) отток в дренирующие сооружения (реки, коллекторы, скважины, дрены) ( $D$ );
- 4) подземный отток ( $\Pi_2$ );
- 5) расход грунтовых вод на питание нижележащих водоносных горизонтов ( $\Gamma$ ).

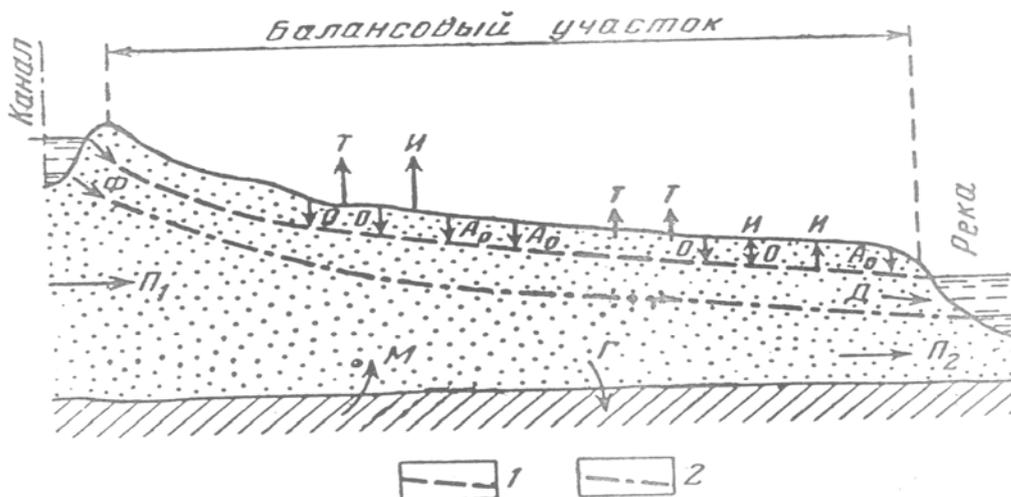


Рис. 37. Схема баланса грунтовых вод:  
 1 – уровень грунтовых вод на начало периода  $t$ ;  
 2 – уровень грунтовых вод на конец периода  $t$

В общем случае уравнение баланса грунтовых вод за время  $t$  имеет следующий вид:

$$\mu \Delta H = \frac{(A_0 + \Phi + O + \Pi_1 + M + K) - (И + Т + Д + \Pi_2 + Г)}{F},$$

где  $F$  – площадь балансового участка,  $\text{м}^2$ ;

$\Delta H$  – среднее изменение уровня грунтовых вод на балансовом участке за время  $t$ , м;

$\mu$  – средняя величина водоотдачи (при понижении уровня грунтовых вод знак минус (-)) или недостача насыщения (при повышении уровня грунтовых вод знак плюс (+)) горных пород в зоне колебаний уровня грунтовых вод.

*Солевой баланс.* В общем случае, взяв за основу водный баланс грунтовых вод, следует умножить величину каждого элемента баланса в объемных единицах на концентрацию солей (или какой-либо соли) и полученные данные алгебраически сложить:

$$\Delta C = (A_0 c_a + \Phi c_\phi + O c_o + \Pi_1 c_\pi + M c_m) - (\Pi_2 c_c + D c_d + G c_g + T c_t),$$

где  $c_a, c_\phi, c_o$  и т. п. – концентрации солей или какой-либо соли, г/л, г/см<sup>3</sup>;

$\Delta C$  – изменение содержания солей или какой-либо соли в балансовом участке горизонта грунтовых вод за время  $t$ , г.

Можно выделить две группы изучения и определения баланса грунтовых вод [46].

Первая группа методов использует общий баланс участка. Определение элементов баланса производится экспериментально или расчетом по эмпирическим формулам. При изучении и одновременно решении общего водного баланса элементы баланса поверхностных вод количественно значительно превышают элементы баланса грунтовых вод. Поэтому целесообразнее составлять и решать отдельные балансы: поверхностных вод, зоны аэрации и грунтовых зон.

Вторая группа методов – это изучение и решение баланса собственно грунтовых вод. Она основана на гидродинамическом анализе режима грунтовых вод и решении дифференциальных уравнений неустановившегося движения или, чаще, на решении уравнений неустановившегося движения в конечных разностях.

При решении баланса грунтовых вод элементы их баланса могут определяться и экспериментальным методом. Это целесообразно делать при близком (менее 3–5 м) залегании уровня грунтовых вод.

### Контрольные вопросы

1. Перечислите основные режимобразующие факторы для грунтовых вод.
2. Что определяют и измеряют при изучении режима подземных вод по сети режимных скважин, колодцев, родников?

3. Назовите основные типы сезонного режима грунтовых вод и дайте их характеристики.
4. Что такое водный и солевой балансы грунтовых вод?
5. Перечислите основные элементы водного и солевого балансов грунтовых вод на орошаемых территориях.
6. Перечислите способы определения элементов баланса грунтовых вод.

## ГЛАВА 12. ЗАПАСЫ И РЕСУРСЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Подземные воды, как и многие минералы и горные породы в земной коре, являются полезными ископаемыми. В отличие от твердых полезных ископаемых подземные воды находятся в непрерывном движении. При откачке подземных вод для водоснабжения они поступают на поверхность со значительно большей территории, чем площадь расположения водозабора.

Потребность в воде, в том числе и подземной, в связи с развитием промышленного и сельскохозяйственного производства, городского и сельского строительства и в целом цивилизации непрерывно возрастает. Поэтому определение запасов и ресурсов подземных вод, особенно пресных подземных вод, становится важной государственной задачей. Принято выделять:

- запасы;
- ресурсы;
- эксплуатационные запасы.

*Запасы* подземных вод в водоносном горизонте – это масса гравитационной воды, которая содержится в водоносном пласте и которую можно извлечь из водоносных пород. В зависимости от процессов, обусловивших поступление воды в водоносные горизонты, Н. Н. Биндеман выделяет естественные и искусственные запасы [5].

*Естественные запасы* образовались вследствие природных процессов, *искусственные* – в результате инфильтрации воды с поверхности земли при искусственном заводнении, «магазинировании» водоносного пласта или инфильтрации воды из каналов или водохранилищ.

Численно запасы оцениваются в объемных единицах:

$$W = n_a v,$$

где  $W$  – запасы гравитационной воды в водоносном горизонте, м<sup>3</sup>;

$v$  – объем зоны насыщения в водоносном горизонте, равный произведению площади распространения водоносного горизонта на его среднюю мощность, м<sup>3</sup>;

$n_a$  – активная пористость пород в зоне насыщения.

Для артезианских вод кроме этих основных, или емкостных, запасов выделяют так называемые «упругие» запасы, составляющие обычно доли процента от «емкостных» запасов. Численно упругие запасы равны объему воды, который можно извлечь из водоносного горизонта при сохранении зоны насыщения, равной мощности водоносной породы, т. е. при наименьшем динамическом уровне, совпадающем с подошвой верхнего водоупора.

Ресурсы представляют часть запасов подземных вод, восполняемых питанием водоносного горизонта, и измеряются в м<sup>3</sup>/сут или л/сек. В соответствии с источниками питания ресурсы делятся: 1) на естественные; 2) искусственные; 3) привлекаемые. *Естественные ресурсы* выражаются расходом потока подземных вод в естественных условиях:

$$Q_e = Bh_{cp}KI,$$

где  $Q_e$  – расход потока подземных вод, м<sup>3</sup>/сут;

$B$  – ширина потока подземных вод, м;

$h_{cp}$  – средняя мощность водоносного горизонта, м;

$K$  – коэффициент фильтрации, м/сут;

$I$  – напорный градиент.

*Искусственные ресурсы* представляют собой часть подземного притока за счет питания из каналов, водохранилищ и других искусственных источников.

*Привлекаемые ресурсы* – это дополнительный приток воды в водоносный горизонт в период откачки из него воды. Он создается вследствие увеличения напорных градиентов, скорости движения воды в пределах депрессионной воронки вокруг водозабора. При этом может быть перетекание воды в эксплуатируемый водоносный горизонт из соседних горизонтов, а в случае эксплуатации грунтовых вод может уменьшаться их расход на испарение.

Иногда выделяют так называемые *регулируемые ресурсы*, которые численно равны разности между максимальными ресурсами (в период наивысшего статического уровня подземных вод в году) и минимальными ресурсами (в период самого низкого уровня подземных вод в году). При эксплуатации водоносного горизонта в той или иной степени используются все разновидности ресурсов.

Количество забираемой из водоносного горизонта воды определяется так называемыми *эксплуатационными запасами*. В соответствии с разработанной Государственной комиссией по запасам полезных ископаемых (ГКЗ) классификацией эксплуатационные запасы представляют собой «количество воды, которое может быть рациональными в технико-экономическом отношении водозаборными сооружениями при заданном режиме эксплуатации и при качестве воды, удовлетворяющем требованиям в течение всего расчетного срока водопотребления» [5]. Это количество воды выражается «расходом», т. е. фактически эксплуатационные запасы являются эксплуатационными ресурсами.

Эксплуатационные запасы (ресурсы), как считают Н. Н. Биндеман и Л. С. Язвин [5], связаны с другими видами запасов и ресурсов уравнением

$$Q_э = Q_е - V_е/t + Q_и + V_и/t + Q_п,$$

где  $Q_э$  – эксплуатационные запасы (ресурсы);

$Q_е$  – естественные ресурсы;

$Q_и$  – искусственные ресурсы;

$Q_п$  – привлекаемые ресурсы;

$t$  – время эксплуатации;

$V_и$  – искусственные запасы;

$V_е$  – естественные запасы.

В зависимости от задачи эксплуатационные запасы оцениваются с обеспеченностью либо на неограниченный срок, либо на срок порядка 50–100 лет (при прогнозных оценках ресурсов на большой площади), либо на срок эксплуатации водоносного горизонта данным водозабором (обычно на 25–30 лет).

Эксплуатация подземных вод в России регламентируется и контролируется соответствующими органами. Запасы подземных вод делятся на две группы: балансовые и забалансовые.

К *балансовым* водам относятся воды, использование которых в настоящее время экономически целесообразно и технически возможно. К *забалансовым* относятся воды, использовать которые в настоящее время нецелесообразно либо из-за их малого количества, либо из-за сложных условий эксплуатации, либо из-за их низкого качества.

По степени изученности водоносных горизонтов и детальности определений все запасы делятся на четыре категории: А, В, С<sub>1</sub> и С<sub>2</sub>.

К *категории А* и *В* относятся запасы, изученные с детальностью, которая необходима для составления проектов водоснабжения. Эксплуатационные запасы *при категории А* определяются по данным эксплуатации, опытно-эксплуатационных или опытных откачек. При *категории В* эксплуатационные запасы определяются по данным опытных откачек при экстраполяции этих данных на условия эксплуатации.

*Запасы категории С<sub>1</sub>* устанавливаются по данным пробных откачек из одиночных скважин. *Запасы категории С<sub>2</sub>* устанавливаются на основании общих гидрогеологических условий и по аналогии с участками, опробованными откачками.

Эксплуатационные запасы всех категорий утверждаются Государственной комиссией по запасам полезных ископаемых (ГКЗ) или территориальными комиссиями по запасам полезных ископаемых (ТКЗ).

### Контрольные вопросы

1. Дайте определение запасам подземных вод.
2. Какие виды запасов выделяют?
3. Что такое естественные и искусственные запасы подземных вод?

4. Что такое ресурсы?
5. Какие ресурсы называются естественными, искусственными и привлекаемыми?
6. Какой формулой определяются естественные ресурсы?
7. Какие выделяют ресурсы?
8. Охарактеризуйте эксплуатационные запасы.
9. В каких единицах измеряются эксплуатационные запасы?
10. Что такое балансовые и забалансовые запасы?
11. На какие категории делятся запасы?

## **ГЛАВА 13. ОХРАНА ПОДЗЕМНЫХ ВОД**

### **13.1. Загрязнение подземных вод**

Подземные воды как один из основных источников водоснабжения следует охранять от истощения и загрязнения, поскольку они относятся к категории медленно возобновляемых источников водоснабжения. Нерациональное и чрезмерное использование подземных вод приводит к большому падению их уровней, поэтому максимальный забор воды из водоносных горизонтов не должен превышать их эксплуатационных запасов. Скважины, вскрывшие самоизливающиеся на поверхность воды, должны быть оборудованы устройствами (кранами, задвижками и др.), предохраняющими воду от бесполезного расходования. В случае ликвидации скважин после окончания бурения или эксплуатации они должны быть затампонированы.

Загрязнению в наибольшей степени подвержены грунтовые воды. Межпластовые, напорные и безнапорные воды могут загрязняться в области их питания при попадании источника загрязнения вместе с поступающими сверху водами. Кроме того, все виды подземных гравитационных вод могут загрязняться через скважины или колодцы и их затрубные пространства.

Все разновидности загрязнения делятся на пять видов:

- 1) механическое;
- 2) химическое;
- 3) бактериальное;
- 4) радиоактивное;
- 5) тепловое.

*Механическое загрязнение* связано с попаданием в подземные воды механических частиц разного состава. Встречается редко, обычно на участках, сложенных с поверхности сильно закарстованными и трещиноватыми породами. Механическое загрязнение может свидетельствовать и о других видах загрязнения.

*Химическое загрязнение* является самым серьезным и трудноустраняемым. Оно может быть органическим и неорганическим, токсичным и нетоксичным. Химическое загрязнение заключается или в увеличении сверхдопустимых пределов содержания некоторых имеющихся в воде компонентов, или в появлении в подземных водах новых компонентов. Использование таких вод становится нецелесообразным из-за ухудшения вкуса, появления запаха и цвета, и даже опасным, вызывающим отравления и заболевания. Химическое загрязнение может распространяться по потоку подземных вод на большие расстояния от места загрязнения, так как компоненты, вызывающие загрязнение, не поглощаются или слабо поглощаются горными породами и могут существовать в воде длительное время.

Основными веществами, которые ухудшают качество и загрязняют подземные воды, являются сульфаты, хлориды, соединения азота (нитраты, нитриты, аммиак и аммоний), нефтепродукты, фенолы, соединения железа, тяжелые металлы (медь, цинк, свинец, кадмий, никель и ртуть). В 28% выявленных очагов загрязнения содержание указанных выше веществ изменяется в пределах 10–100 ПДК, в 12% содержание превышает 100 ПДК.

*Бактериальное загрязнение* обусловлено появлением в подземных водах *болезнетворных (патогенных)* бактерий (брюшного тифа, холеры и др.). Оно косвенно определяется содержанием в воде кишечных палочек (*колититром* или *колииндексом*). Бактериальное загрязнение не распространяется на большие расстояния от места загрязнения. Кроме того, имеет место самоочищение воды, так как некоторые породы (глинистые) задерживают бактерии, а сами бактерии могут существовать в воде ограниченное время (ориентировочно от 10 до 1 000 суток).

*Радиоактивное загрязнение* подземных вод обусловлено радиоактивными элементами, которые попадают в воду вместе с отходами, образующимися при работе с радиоактивными веществами и продуктами, выпадающими при ядерных взрывах. С потоками подземных вод радиоактивные элементы могут переноситься, при этом некоторые из них задерживаются в породах. Поэтому концентрация радиоактивных веществ может в последующем возрастать. Естественно, опасность представляют долгоживущие радиоактивные элементы.

*Тепловое загрязнение* (термальное) проявляется обычно в повышении температуры подземных вод по сравнению с ее значением в естественных условиях. Подобные нарушения естественного температурного режима подземных вод характерны для городских территорий, крупных промышленных предприятий, а также для участков «захоронения» жидких высокотемпературных отходов промышленного производства. В ряде случаев повышение температуры грунтовых вод может быть связано с самовозгоранием, или химическим разложением твердых промышленных и бытовых отходов в местах их складирования. В свою очередь, тепловое загрязнение подземных вод определяет изменения их химического и газового состава, микробиологическую деятельность, деградацию многолетних мерзлотных пород и др.

## 13.2. Охрана подземных вод

Охрана подземных вод как комплексная проблема имеет два направления. Первое – охрана подземных вод как полезного ископаемого на эксплуатирующихся или разведываемых месторождениях подземных вод. Второе – охрана подземных вод как одного из основных компонентов природной окружающей среды.

Причины ухудшения качества и загрязнения подземных вод связаны с деятельностью предприятий промышленности (37%), сельского (16%) и жилищно-коммунального (10%) хозяйств, обусловлены также совместным воздействием различных объектов (9%), подтягиванием некондиционных природных вод при нарушении режима эксплуатации водозаборов (13%).

Ухудшение качества и загрязнение подземных вод в большинстве случаев носит локальный характер и в основном ограничивается размерами источника загрязнения. Из общего количества очагов менее 10% имеют площадь, превышающую 10км<sup>2</sup>. Крупные очаги ухудшения качества и загрязнения подземных вод по-прежнему остаются в Мурманской и Ленинградской областях. Опасные очаги остаются в Московской и Пермской областях, в пределах отработанных шахтных полей бурого угля Тульской области и месторождений нефти в Республике Татарстан, в районе городов Волгограда, Волжского, Краснодара, Оренбурга, Магнитогорска, Усолья-Сибирского, Кемерово, Комсомольска-на-Амуре, Хабаровска и др. Наибольшую экологическую опасность представляют ухудшение качества и загрязнение подземных вод на водозаборах питьевого водоснабжения, которое было отмечено в 90 городах и поселках, на 600 водозаборах.

Мероприятия по охране подземных вод от истощения и загрязнения подразделяются на профилактические и специальные, общие и конкретные.

К профилактическим мероприятиям относятся следующие:

- 1) тщательный выбор места расположения строящегося объекта, антропогенное воздействие которого на подземные воды будет минимальным;
- 2) оснащение соответствующим оборудованием и соблюдение зон санитарной охраны;
- 3) учет степени защищенности подземных вод;
- 4) соблюдение режима эксплуатации, определенного нормативными документами и экспертизой Государственной комиссии по запасам (ГКЗ);
- 5) организация и ведение мониторинга подземных вод.

Одним из наиболее важных профилактических мероприятий является создание *зон санитарной охраны (ЗСО)*, которое регламентируется Положением о порядке проектирования и эксплуатации зон санитарной охраны источников водоснабжения и водопроводов хозяйственно-питьевого назначения. Водоохранные зоны состоят из *трех поясов*, специальные мероприятия в которых исключают возможность загрязнения подземных вод.

Первый пояс водоохраных зон – *пояс строгого режима*. Он включает территорию, на которой расположены водозаборные сооружения (само водозаборное сооружение, насосные станции, резервные емкости для воды и т. д.), а также водопроводные и водоподводящие. Границы пояса устанавливаются в виде ограждения на расстоянии не менее 30–50 м от сооружений в зависимости от степени природной защищенности водоносного горизонта. Для береговых (инфильтрационных) водозаборных сооружений в границы первого пояса включается вся территория между рекой и водозаборными сооружениями, но не более 150 м. Здесь запрещены все виды строительства, не имеющие отношения к эксплуатации водозаборного сооружения, осуществляются планировка и отвод поверхностного стока, строгий контроль за состоянием воды и охрана территории.

Второй пояс – *санитарного контроля* с применением при необходимости мер по локализации или ликвидации очагов загрязнения, а также существующего загрязнения подземных вод на площади месторождения, на границах участка, с которого, по прогнозным оценкам, в течение периода эксплуатации будет происходить поступление подземных вод к водозаборному сооружению.

Третий пояс – *санитарного надзора* с проведением профилактических мероприятий в границах расчетной области влияния водоотбора с учетом возможности эксплуатации подземных вод после окончания расчетного периода, увеличения при необходимости отбора подземных вод с переоценкой их запасов, возможных ошибок в прогнозных расчетах и т. д. [17].

Второй и третий пояса водоохраных зон – *пояса ограничений*. Они предназначены для защиты подземных вод от микробного (второй пояс) и химического (третий пояс) загрязнений. Площади зон определяются из расчета времени, за которое патогенные организмы погибают, а химические загрязнители полностью адсорбируются и нейтрализуются.

Во втором и третьем поясах запрещены строительство, складирование отходов, размещение предприятий промышленности и сельского хозяйства, постоянно осуществляется контроль за благоустройством и санитарным состоянием территории.

*Истощение подземных вод* – это уменьшение количества воды в пункте водопользования или изменение условий, при которых не могут быть удовлетворены потребности населения и промышленности в воде.

Истощение водоносных горизонтов может развиваться в тех случаях, когда из-за усиленного отбора вод происходит прогрессирующее снижение уровня, т. е. отбор превышает восполнение. Известны примеры нарушения природного равновесия, когда откачка огромных объемов пресных подземных вод вызвала необратимый процесс истощения. Так, районы Курской магнитной аномалии (Курская и Белгородская области), Московский угольный бассейн (Тульская область) были ранее известны как хорошо обводненные, однако длительные и усиленные водопонижения подземных

вод, связанные с разработкой полезных ископаемых, привели к осушению местности: вода из некоторых колодцев в сельской местности исчезла.

Признаки истощения водоносных горизонтов проявляются и тогда, когда вблизи действующих водозаборов закладываются крупные дренажные установки или когда техническое состояние скважин неудовлетворительно («старение» водозабора).

*Специальные мероприятия* по охране подземных вод от загрязнения направлены на изоляцию источников и очагов загрязнения, перехват загрязненных вод. При истощении вод применяют меры искусственного пополнения и увеличения питания подземных вод. Необходимы своевременная разработка и применение мер по утилизации шахтных и дренажных вод, мер, сокращающих использование пресных вод на технические нужды, мер, направленных на бережное расходование воды, уменьшение потерь при ее транспортировке и распределении.

Таким образом, охрана подземных вод включает *общие меры* (строгое соблюдение законодательных актов, уменьшение промышленных отходов, создание безотходных производств) и *конкретные* (многократное использование вод, строительство очистных сооружений, соблюдение правил при разведке подземных вод, строительстве и эксплуатации водозаборов).

### **13.3. Контроль качества и охрана поверхностных вод**

Поверхностные воды (водоемы и реки) в наибольшей степени подвержены загрязнению и ущербу. По данным Государственного доклада «О состоянии окружающей среды Российской Федерации» (1998), в поверхностные воды России сбрасывается в год (тыс. т): нефтепродуктов – 39,4; фосфора – 60; фенола – 0,22; поверхностно-активных веществ (ПАВ) – 8,9; соединений меди – 0,9; железа – 51,2; цинка – 1,6. Общий объем сточных вод, сброшенных в поверхностные воды, за последнее десятилетие составляет в среднем за год 50–60 км<sup>3</sup>. Нефтепродукты, фенолы, легкоокисляемые органические вещества, соединения металлов, аммонийный и нитритный азот, а также специфические вредные вещества (лигнин, ксантогенаты, формальдегид и др.) уже являются самыми распространенными инородными веществами в поверхностных водах.

Качество речных вод основных водных артерий России оценивается в среднем как загрязненное: в Волге и ее притоках вода загрязненная, в Оке – сильнозагрязненная, в Доне и Тереке уровень загрязнений колеблется от грязной до чрезвычайно грязной, в Днепре – от слабозагрязненной до грязной.

К поверхностным водам должны применяться в самой жесткой форме все меры охраны их от загрязнения и истощения. Поверхностные воды являются пока еще основным источником питьевых вод, связующим звеном с подземными водами. В них сосредоточены запасы рыбных ресурсов и т. д. Среди охранных мер по регулированию качества и ресурсов поверхностных вод должны доминировать профилактические меры, предот-

вращающие попадание загрязняющих веществ в водоемы и реки, – это переход на безотходные технологии в промышленности и сельском хозяйстве, а также жесткая очистка сточных вод.

#### **13.4. Правовые основы охраны водных ресурсов**

Охрана подземных вод регулируется законодательством Российской Федерации о недрах (подземные воды являются как полезным ископаемым, так и водными объектами) и водным законодательством, а также рядом правительственных и ведомственных нормативных актов (инструкций, положений, базовых и государственных нормативов). Водное законодательство представлено Водным кодексом Российской Федерации и принимаемыми в соответствии с ними федеральными законами и иными нормативными правовыми актами, а также законами и нормативными правовыми актами ее субъектов, регулирующими водные отношения. Водное законодательство Российской Федерации регулирует отношения в области использования и охраны водных объектов в следующих целях:

- 1) обеспечение прав граждан на чистую воду и благоприятную среду;
- 2) поддержание оптимальных условий водопользования;
- 3) поддержание качества поверхностных и подземных вод в состоянии, отвечающем санитарным и экологическим требованиям;
- 4) защита водных объектов от загрязнения, засорения и истощения;
- 5) предотвращение и ликвидация вредного воздействия вод, а также сохранение биологического разнообразия водных экосистем [34].

Закон «О недрах» (февраль 1992 г.) регулирует отношения, связанные с геологическим изучением, использованием и охраной подземных вод как полезного ископаемого. Он содержит правовые и экономические основы комплексного рационального использования и охраны недр, обеспечивающие защиту интересов государства и граждан Российской Федерации, а также пользователей недр.

Требования к качеству питьевых вод содержатся в утвержденных нормативах предельно допустимых концентраций (ПДК) веществ в воде, стандартах качества воды, изложенных в ГОСТ, Технических условиях, Требованиях. К ним относятся:

- 1) ГОСТ 2874–82 «Вода питьевая. Гигиенические требования и контроль за качеством»;
- 2) «Санитарные правила и нормы охраны поверхностных вод от загрязнения» (СанПиН 4630 – 88).

Санитарные правила и нормы изложены в следующих документах:

- 1) «Требования к качеству воды нецентрализованного водоснабжения. Санитарная охрана источников» (Санитарные правила и нормы на питьевую воду. СанПиН 2.1.4.544 – 96);
- 2) «Питьевая вода. Гигиенические требования к качеству воды централизованных систем питьевого водоснабжения. Контроль качества» (СанПиН 2.1.4.559–96).

Согласно ГОСТ предусмотрена определенная система сертификации питьевой воды, материалов, технологических процессов и оборудования, применяемых в хозяйственно-питьевом водоснабжении. Основные положения утверждены постановлением Госстандарта России и Госэпиднадзора России (№ 8/5 от 28.04.1995 г.).

Пользование водами регулируется лицензиями, которые имеют разрешительный характер. Права и обязанности владельца водным объектом, цели и сроки его использования, другие условия оговорены в «Положении о порядке лицензирования пользования недрами» (утверждено Постановлением Совета Министров Российской Федерации № 3314–1 от 15.07.92 г.), в «Инструкции по применению «Положения о порядке лицензирования пользования недрами» и участкам недр, предоставляемым для добычи подземных вод, а также других подземных ископаемых, отнесенных к категории лечебных» (зарегистрирована в Министерстве юстиции Российской Федерации. Регистрационный номер 583 от 26.05.94 г.).

В 1990-е гг. в России произошли серьезные изменения в организационно-функциональной структуре министерств и ведомств, ответственных за минерально-сырьевую базу России. Вероятно, структура еще не получила своего законченного развития. В сфере природопользования и охраны природных ресурсов координация осуществляется *Министерством природных ресурсов (МПР)* Российской Федерации (согласно Конституции Российской Федерации недра и водные объекты являются предметом совместного ведения Российской Федерации, включая МПР и субъекты Федерации).

В соответствии с Постановлением правительства Российской Федерации № 588 от 17.05.97 г. МПР России с участием федеральных органов разрабатывает основные направления государственной политики в сфере использования, охраны и воспроизводства природных ресурсов. В задачу МПР России также входят: разработка и реализация государственных целевых программ использования и охраны природных ресурсов; подготовка предложений по усовершенствованию действующего законодательства; разработка нормативно-методических документов по использованию и охране природных ресурсов. Министерство природных ресурсов принимает решения по вопросам изучения и изменения состояния естественных богатств. Осуществлен ряд мероприятий по реформированию территориальных органов и созданию новой системы управления государственным фондом недр и водным фондом (структурная перестройка).

Основными законодательными и нормативными актами, которые регламентируют охрану водных ресурсов, являются: Закон Российской Федерации «О недрах», Закон Российской Федерации «Об охране окружающей природной среды» и Водный кодекс Российской Федерации.

На уровне проектов в различной стадии обсуждения и доработки находятся законодательные акты «О лицензировании пользования недрами», «О внутренних водах, территориальном море и прилегающей зоне

Российской Федерации». Приняты основополагающие Постановления правительства РФ по соответствующим вопросам, проекты которых подготовлены МПР России: «Об утверждении Положения о ведении государственного мониторинга водных объектов», «Об утверждении Правил пользования водными объектами, находящимися в государственной собственности, установлении и пересмотре лимитов водопользования, выдачи лицензии на водопользование и распорядительной лицензии», «Об утверждении Положения об осуществлении государственного контроля за использованием и охраной водных объектов», «О порядке эксплуатации водохранилищ». Проект правительственного Постановления «О концепции государственной политики в сфере воспроизводства, использования и охраны природных ресурсов» находится на согласовании в заинтересованных министерствах и госкомитетах. Введены в действие нормативные межведомственные акты «Классификация эксплуатационных запасов и прогнозных ресурсов подземных вод», подзаконные нормативные (разъяснительные) акты: «Инструкция о порядке согласования и выдачи лицензий на водопользование по поверхностным водным объектам», «Методические рекомендации по государственной регистрации лицензий на водопользование...».

Мировое сообщество в области охраны окружающей среды руководствуется Программой действий по реализации «Повестки дня на XXI век», принятой на Конференции ООН по окружающей среде и развитию в Рио-де-Жанейро (1992). Россия принимает активное участие в Программе ООН по окружающей среде (ЮНЕП), обеспечивает обязательства по международным договорам (конвенциям и соглашениям): о водно-болотных угодьях, имеющих международное значение; по охране и использованию трансграничных водотоков и международных озер; по защите морской среды района Балтийского моря; по защите Черного моря от загрязнения; по предотвращению загрязнения моря сбросами отходов и других материалов. В России реализуется проект «Комплексное управление окружающей средой Волго-Каспийского региона», разрабатываются проекты федеральных целевых программ: «Создание единой государственной системы экологического мониторинга», «Комплексное управление прибрежными зонами Черного и Азовского морей...», «Обеспечение населения России питьевой водой», «Оздоровление окружающей среды и населения Кемеровской области», «Возрождение Волги», «Мировой океан», «Экологическая безопасность Урала», «Создание и развитие ЕГСЭМ (Постановление Правительства РФ от 24 ноября 1993 г. № 1229).

### Контрольные вопросы

1. Какие воды подвержены наибольшему загрязнению?
2. Укажите источники загрязнения подземных вод.
3. Какие бывают виды загрязнения?

4. Охарактеризуйте механические, химические, бактериальные, радиоактивные, тепловые загрязнения.
5. Для чего необходимо охранять подземные воды от загрязнения?
6. Охарактеруйте понятия: «санитарная охрана» водозаборов; строгий санитарный режим; санитарный контроль; санитарный надзор.
7. Расскажите об охране поверхностных вод.
8. С чем связано истощение подземных вод?
9. Перечислите мероприятия, предохраняющие подземные воды от истощения.
10. Какой государственный орган занимается координацией и охраной природных ресурсов?
11. Что входит в задачи МПР?
12. Перечислите основные законодательные и нормативные акты, регламентирующие охрану водных ресурсов.
13. Каким документом руководствуется Мировое сообщество в области охраны природы?
14. Что такое ЮНЕП?
15. Какое важное событие мирового уровня происходило в 1992 г.?

### Литература

1. *Алекин О. А.* Основы гидрохимии. – М.: Гидрометеиздат, 1970. – 444 с.
2. *Альтовский М. Е.* Методические указания по составлению гидрогеологических карт масштабов 1 : 1 000 000 – 1 : 500 000 и 1 : 200 000 – 1:100 000. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. – 52 с.
3. *Ананьев В. П., Потапов А. А.* Инженерная геология. – М.: Высш. шк., 2000. – 511 с.
4. *Арустамов Э. А.* Безопасность жизнедеятельности. – М.: Дашков и К<sup>0</sup>, 2000. – 678 с.
5. *Биндеман Н. Н., Язвин Л. С.* Оценка эксплуатационных запасов подземных вод. – М.: Недра, 1970. – 216 с.
6. *Блох А. М.* Структура воды и геологические процессы. – М.: Недра, 1969. – 216 с.
7. *Богданов Г. Я., Кононов В. М.* Некоторые вопросы гидрогеологической стратификации // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1975. – № 2. – С. 99–104.
8. *Богданов Ю. А.* Гидротермальные рудопроявления рифтов Срединно-Атлантического хребта. – М.: Недра, 1997. – 126 с.
9. *Богомолов Г. В.* Основы гидрогеологии. – М.: Госгеолтехиздат, 1965. – 189 с.
10. Диссоциация воды под действием СВЧ-излучения / В. Л. Вакс, Г. А. Домрачев, Ю. А. Родыгин и др. // Изв. вузов. Радиофизика. – 1994. – Т. 37. – № 1.

11. *Вернадский В. И.* Избр. соч.: Т. 4. Кн. 2: История природных вод. – М.: АН СССР, 1960. – 651 с.
12. *Виноградов А. П.* Химическая эволюция Земли. – М.: АН СССР, 1959. – 44 с.
13. *Виноградов А. П.* Введение в геохимию океана. – М.: Наука, 1967. – 216 с.
14. *Виссемен-мл. У., Харбаф Т. И., Кнепп Д. У.* Введение в гидрологию. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 470 с.
15. *Войков В. А.* Благотворная роль активных форм кислорода // Гастроэнтерология, гематология и колопроктология. – 2001. – Т. 11. – № 4.
16. *Войков В. А., Колдунов В. В., Конов Д. С.* Длительные колебания хемолюминесценции в ходе амино-карбонатной реакции в водных растворах // Физ. химия. – 2001. – Т. 75. – № 9.
17. *Всеволожский В. А.* Основы гидрогеологии. – М.: МГУ, 1991. – 351 с.
18. *Гаврилов В. П.* Общая и историческая геология и геология СССР. – М.: Недра, 1989. – 492 с.
19. *Гаврилов В. П.* Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. – М.: Недра, 1990. – 520 с.
20. *Гордеев П. В., Шемелин В. А., Шулякова О. К.* Гидрогеология. – М.: Высш. шк., 1990. – 471 с.
21. *Давыдов Л. К., Дмитриева А. А., Конкина Н. Г.* Общая гидрология. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 462 с.
22. *Девис С., Де-Уист Р.* Гидрогеология. Т. 2. – М.: Мир, 1970. – 255 с.
23. *Добровольский В. В.* Геология. – М.: Владос, 2001. – 320 с.
24. *Ершов Э. Д.* Криолитогенез. – М.: Недра, 1982. – 212 с.
25. *Зонненишайн Л. П. и др.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. – М.: Недра, 1976. – 198 с.
26. *Зонненишайн Л. П., Кузьмин М. И.* Палеогеодинамика. – М.: Недра, 1992. – 268 с.
27. *Иванов В. В., Невраев Г. А.* Классификация подземных минеральных вод. – М.: Недра, 1964. – 297 с.
28. Инженерная геология СССР / Отв. ред. Е. М. Сергеев. – М.: Изд-во МГУ, 1978. – 346 с.
29. *Кеннет Дж.* Морская геология. Т. 1, 2. – М.: Недра, 1987. – С. 384, 397.
30. *Кирюхин В. А., Толстихин Н. И.* Региональная гидрогеология. – М.: Недра, 1987. – 279 с.
31. *Климентов П. П., Кононов В. М.* Динамика подземных вод. – М.: Высш. шк., 1973. – 440 с.
32. *Климентов П. П., Богданов Г. Я.* Общая гидрогеология. – М.: Недра, 1977. – 357 с.
33. *Конов В. И., Ильин В. А.* О состоянии подземной воды в земных недрах в связи с процессами метаморфизма // Значение структурных особенностей воды и водных растворов для геологических интерпретаций. –

М.: ВИМС, 1971. – Вып. 2. – С. 35–65.

34. *Константинов В. М.* Охрана природы. – М.: Академия, 2000. – 240 с.

35. *Конюхов А. И.* Геология океана. – М.: Наука, 1989. – 208 с.

36. *Короновский Н. В., Якушева А. Ф.* Основы геологии. – М.: Высш. шк., 1991. – 416 с.

37. *Крайнов С. Р., Швец В. М.* Основы геохимии подземных вод. – М.: Недра, 1980. – 315 с.

38. *Ларина Н. И.* Горы Тихого океана // *Океанология*. – 1975. – № 1.

39. *Лебедев А. Ф.* Почвенные и грунтовые воды. – 4-е изд. – М.: АН СССР, 1936. – 316 с.

40. *Лисицын А. П.* Рудная лаборатория в океане // *Наука и жизнь*. – 1987. – № 11. – С. 42–47.

41. *Лисицын А. П.* Рудообразование за дугами островов // *Природа*. – 1991. – № 7.

42. *Лисицын А. П., Крук К.* Гидротермальное поле рифтовой зоны бассейна Манус // *Изв. РАН. Сер. Геология*. – 1992. – № 10.

43. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород. – М.: Высш. шк., 1984. – 354 с.

44. *Ломтадзе В. Д.* Инженерная геология. Инженерная геодинамика. – Л.: Недра, 1977. – 202 с.

45. *Лялько В. И.* Тепло- и массоперенос в подземных водах юго-запада Русской платформы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. – Киев, 1971. – 70 с.

46. *Малыгин В. А., Кузьмина В. П.* Геология и гидрогеология. – М.: Недра, 1977. – 237 с.

47. *Михайлов А. Е.* Структурная геология и геокартирование. – М.: Недра, 1984. – 315 с.

48. *Морской атлас: В 2 т. Т. 2.* – М.; Л.: Главный штаб ВМС, 1953. – 341 с.

49. *Назаренко О. В.* Геоэкологическое состояние родников Ростова-на-Дону // *Геоэкология*. – 2002. – № 4. – С. 347–352.

50. *Овчинников А. М.* Минеральные воды. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 376 с.

51. *Овчинников А. М.* Гидрохимия. – М.: Недра, 1970. – 200 с.

52. *Основы гидрогеологии: Геохимия* // Отв. ред. С. Л. Шварцев. – Новосибирск: Наука, 1982. – 198 с.

53. *Основы гидрогеологии: Общая гидрогеология* / Под ред. Е. В. Пиннекера. – Новосибирск: Наука, 1980. – 215 с.

54. *Основы гидрогеологии: Использование и охрана подземных вод* / Отв. ред. Н. А. Маринов, Е. В. Пиннекер. – Новосибирск: Наука, 1983. – 231 с.

55. *Пособие к лабораторным занятиям по общей геологии*. – М.: Наука, 1988. – 192 с.

56. *Практикум по геологии*. – М.: Высш. шк., 1966. – 227 с.

57. *Сагалевиц А. М.* Океанология и подводные обитаемые аппараты (методы исследований). – М.: Наука, 1987. – 256 с.

58. *Седенко М. В.* Основы гидрогеологии и инженерной геологии. – М.: Недра, 1979. – 200 с.
59. *Силин-Бекчурин А. И.* Динамика подземных вод. – М.: Изд-во МГУ, 1965. – 380 с.
60. Справочное руководство гидрогеолога: В 2 т. Т. 2. – 2-е изд. – Л.: Недра, 1967. – 360.
61. Справочное руководство гидрогеолога // Под ред. В. И. Максимова. – М.: Недра, 1979. – 354 с.
62. Тепловой режим недр СССР // Тр. ГИН АН СССР. – Вып. 218. – М., 1970. – 224 с.
63. *Толстой М. П., Малыгин В. А.* Геология и гидрогеология. – М.: Недра, 1988. – 318 с.
64. *Тугаринов А. И.* Общая геохимия. – М.: Атомиздат, 1973. – 288 с.
65. *Хасанов В. Д., Балабанов Ю. П., Винокуров В. М.* Основы геологии. – Казань: КГУ, 2002. – 200 с.
66. *Хлебович В. В.* Адаптации особи и клона: механизмы и роли в эволюции // Успехи современной биологии. – 2002. – Т. 122. – № 1.
67. *Ходьков А. Е., Валуконис Г. Ю.* Формирование и геологическая роль подземных вод. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1968. – 216 с.
68. *Чаповский Е. Г.* Лабораторные работы по грунтоведению и механике грунтов. – 4-е изд. – М.: Недра, 1975. – 304 с.
69. *Чечкин С. А.* Основы геофизики. – Л.: Гидрометеоиздат, 1990. – 284 с.
70. *Чубаров В. Н.* Питание грунтовых вод песчаной пустыни через зону аэрации. – М.: Недра, 1972. – 136 с.
71. *Швец В. М.* Органические вещества подземных вод. – М.: Недра, 1973. – 192 с.
72. *Шестаков В. М.* Динамика подземных вод. – М.: Изд-во МГУ, 1975. – 270 с.
73. *Щербаков А. В.* Геохимия термальных вод. – М.: Наука, 1968. – 236 с.
74. *Ясманов Н. А.* Современная геология. – М.: Недра, 1987. – 192 с.

## Оглавление

Глава 1. Общие сведения .....	3
1.1. Распространение воды на земном шаре.....	3
1.2. Океаносфера.....	6
1.2.1. Рельеф материков и дна Мирового океана .....	7
1.2.2. Гипсографическая кривая .....	11
1.2.3. Температура .....	13
1.2.4. Химический состав морской воды и других частей гидросферы .....	17
1.2.5. Содержание газов в морской воде .....	22
1.2.6. Геофизическая роль Мирового океана .....	26
1.2.7. Практическое значение океаносферы .....	29
1.2.8. Исследование океана .....	30
1.2.9. «Черные» и «белые» курильщики .....	36
Глава 2. Гидрогеология и гидрология, их подразделения и связь с другими науками .....	44
2.1. Система наук: гидрогеология и гидрология .....	44
2.2. Гидрогеология: ее направления и задачи .....	46
2.3. Значение гидрогеологии .....	47
2.4. Из истории гидрологии и гидрогеологии .....	49
2.5. Методы исследований .....	52
Глава 3. Вода в природе .....	53
3.1. Круговорот воды .....	53
3.2. Виды воды в горных породах и минералах .....	59
Глава 4. Физические свойства и химический состав подземных вод ...	64
4.1. Строение молекулы и особенности жидкой воды .....	64
4.2. Физические свойства подземных вод .....	67
4.3. Химический состав подземных вод .....	72
4.4. Водородный показатель (рН) .....	87
4.5. Жесткость воды .....	88
4.6. Агрессивность воды. Оценка вод при строительстве .....	89
4.7. Классификация подземных вод по химическому составу .....	91
4.8. Изображение химического состава подземных вод .....	92
4.9. Оценка подземных вод для питьевых и хозяйственных целей .....	96
Глава 5. Некоторые физические и водные свойства горных пород .....	99
5.1. Трещиноватость .....	99
5.2. Сквозность и пористость .....	99
5.3. Влажность .....	101
5.4. Влагоемкость .....	103
5.5. Водоотдача .....	105
5.6. Водопроницаемость .....	105
5.7. Понятие о породах-коллекторах .....	106

Глава 6. Происхождение и генетическая классификация подземных вод .....	108
6.1. Происхождение подземных вод .....	108
6.2. Генетическая классификация подземных вод .....	114
6.3. Формирование подземных вод .....	115
6.4. Формирование химического состава природных вод .....	119
Глава 7. Строение подземной гидросферы .....	122
7.1. Подземная гидросфера .....	122
7.2. Понятие о водоносных и водоупорных породах .....	125
7.3. Основные элементы гидрогеологической стратификации .....	125
7.4. Классификация подземных вод по условиям залегания .....	128
7.5. Геологическая деятельность подземных вод .....	140
Глава 8. Динамика подземных вод .....	146
8.1. Движение воды в зоне аэрации .....	146
8.2. Движение воды в зоне насыщения .....	149
8.3. Пределы применимости основного закона фильтрации .....	152
8.4. Другие виды движения подземных вод .....	153
8.5. Методы определения коэффициента фильтрации .....	154
Глава 9. Источники .....	158
Глава 10. Минеральные воды .....	166
10.1. Понятие о минеральных водах .....	166
10.2. Распространение минеральных вод .....	167
10.3. Лечебные минеральные воды .....	169
10.4. Термальные (теплоэнергетические) воды .....	174
10.5. Промышленные воды .....	177
Глава 11. Режим и баланс подземных вод .....	179
11.1. Общая характеристика режимов .....	180
11.2. Баланс подземных вод .....	182
Глава 12. Запасы и ресурсы подземных вод .....	185
Глава 13. Охрана подземных вод .....	188
13.1. Загрязнение подземных вод .....	188
13.2. Охрана подземных вод .....	190
13.3. Контроль качества и охрана поверхностных вод .....	192
13.1. Правовые основы охраны водных ресурсов .....	193
Литература .....	196

**Озорнина Светлана Петровна**

**УЧЕНИЕ О ГИДРОСФЕРЕ И ГИДРОГЕОЛОГИЯ**

В авторской редакции  
Технический редактор Е.Е. Бабух  
Набор текста С.П. Озорнина  
Верстка, оригинал-макет О.С. Лунёва

Лицензия ИД № 02187 от 30.06.00 г. Подписано в печать 20.06.2005 г.  
Формат 61\*86/16. Печать офсетная. Гарнитура Times New Roman  
Авт. л. 13,77. Уч.-изд. л. 14,04. Усл. печ. л. 12,97  
Тираж 2 экз. Заказ № 442

Редакционно-издательский отдел  
Камчатского государственного технического университета

Отпечатано полиграфическим участком РИО КамчатГТУ  
683003, г. Петропавловск-Камчатский, ул. Ключевская, 35

*Рис. 5. Схема рельефа дна Тихого океана*

*Рис. 4. Схема рельефа дна Атлантического океана*