



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ

ГИДРОГЕОЛОГИЯ. ЧАСТЬ 1

ГРИНЕВСКИЙ
СЕРГЕЙ ОЛЕГОВИЧ

ГЕОЛФАК МГУ

КОНСПЕКТ ПОДГОТОВЛЕН
СТУДЕНТАМИ, НЕ ПРОХОДИЛ
ПРОФ. РЕДАКТУРУ И МОЖЕТ
СОДЕРЖАТЬ ОШИБКИ.
СЛЕДИТЕ ЗА ОБНОВЛЕНИЯМИ
НА VK.COM/TEACHINMSU.

ЕСЛИ ВЫ ОБНАРУЖИЛИ
ОШИБКИ ИЛИ ОПЕЧАТКИ,
ТО СООБЩИТЕ ОБ ЭТОМ,
НАПИСАВ СООБЩЕСТВУ
VK.COM/TEACHINMSU.



БЛАГОДАРИМ ЗА ПОДГОТОВКУ КОНСПЕКТА
СТУДЕНТКУ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ
ГИРЕНКО ЕЛЕНУ ЮРЬЕВНУ

Содержание

Раздел I. Круговорот воды на Земле	5
Лекция 1. Введение. Подземная гидросфера	5
1.1. План курса	5
1.2. Состав и строение подземной гидросферы	6
1.3. Предмет гидрогеологии и ее связь с другими науками.....	13
1.4. Основные этапы развития гидрогеологии	14
1.5. Структура современной гидрогеологии	17
Лекция 2. Круговорот воды на Земле	18
2.1. Происхождение гидросферы	18
2.2. Круговорот воды на Земле и происхождение подземных вод	18
2.3. Уравнение водного баланса	22
Лекция 3. Водно-физические свойства горных пород	30
3.1. Пустотность.....	30
3.2. Емкостные свойства	36
3.3. Проницаемость.....	41
Лекция 4. Характеристика проницаемости основных типов горных пород	43
4.1. Классификация горных пород по водопроницаемости	43
4.2. Основные типы водовмещающих пород и слабопроницаемых отложений.....	43
Раздел II. Физические свойства и химический состав подземных вод	57
Лекция 5. Строение молекулы и структура воды	57
5.1. Строение молекулы воды.....	57
5.2. Физические свойства воды	59
5.3. Органолептические свойства воды	63
5.4. Бальнеологические (лечебные) свойства воды	65
5.5. Изотопный состав воды.....	65
Лекция 6. Химический состав подземных вод	69
6.1. Химический состав подземных вод	69
6.2. Растворенные минеральные и органические вещества, газы	69
6.3. Обобщенные показатели состояния водного раствора	75
6.4. Основные процессы формирования химического состава подземных вод.....	78
6.5. Живое вещество в подземных водах.....	82
Раздел III. Основы динамики подземных вод	84
Лекция 7. Фильтрация подземных вод и ее энергетические характеристики.	
Напор подземных вод	84

Лекция 8. Основы динамики движения подземных вод	91
8.1. Напоры в гидрогеологическом разрезе.....	91
8.2. Грунтовые и межпластовые воды	91
8.3. Элементы гидрологического разреза	95
8.4. Типы подземных вод	99
Лекция 9. Закон Дарси.....	100
9.1. Фильтрационный поток.....	100
9.2. Закон Дарси	101
Лекция 10. Поток подземный вод	111
10.1. Разбор задачи контрольной работы по теме «Напор».....	111
10.2. Режим потока	112
10.3. Пространственная структура и гидрогеодинамическая сетка потока	113
10.4. Преломление линий тока на границе сред с различной проницаемостью	119
10.5. Характеристики планового потока.....	121
10.6. Перетекание через слабопроницаемые отложения.....	123
Лекция 11. Граничные условия потока подземных вод.....	126
11.1. Границы и граничные условия потока подземных вод.....	126
11.2. Физические природные границы потока	126
11.3. «Виртуальные» границы потока.....	131
Лекция 12. Зона аэрации	133
12.1. Энергетические характеристики влаги в зоне аэрации (ЗА)	133
12.2. Движение влаги (влагоперенос) в зоне аэрации	135
12.3. Строение зоны аэрации	137

Раздел I. Круговорот воды на Земле

Лекция 1. Введение. Подземная гидросфера

1.1. План курса

Курс «Гидрогеология» предполагает знакомство с общими понятиями и идеологией этого направления. Кроме того, настоящий курс является первым курсом по специализации для студентов направлений инженерной геологии, геокриологии и гидрогеологии.

Предмет изучения гидрогеологии – это подземные воды, которые являются чрезвычайно сложным природным объектом. Во многом, понимание и знание гидрогеологии строится на системе условных и абстрактных понятий.

По схеме проведения курс разбит на два семестра (таблица 1.1.). Итогом прохождения первой части курса в весеннем семестре является зачет. Итогом прохождения второй части курса в осеннем семестре является экзамен. Для получения зачета необходимо сдать все задачи практикума и написать на положительную оценку все контрольные работы. В случае получении оценки «неудовлетворительно» контрольную работу необходимо переписать. В весеннем семестре будут рассматриваться 3 раздела, по итогам каждого раздела будет проведена контрольная работа (всего: 3).

Таблица 1.1. Содержание и объем курса по семестрам

Семестр	Раздел курса	Часы
Весна	Введение	1
	Состав и строение подземной гидросферы	5
	Физические свойства и химический состав подземных вод	8
	Основы динамики подземных вод	10
	Химический практикум	12
	Фильтрационный практикум	12
ИТОГО		48
Осень	Режим и баланс подземных вод	10
	Региональные закономерности формирования потоков подземных вод	22
	Методы полевых гидрогеологических исследований	12
	Практические задачи современной гидрогеологии	7
	Заключение	1
	Практикум «Карты и расчеты»	12*
ИТОГО		64

Учебные материалы

Курс «Гидрогеология» основан на классическом учебнике, изданном на кафедре гидрогеологии ведущим профессором В.А. Всеволожским: «Основы гидрогеологии», учебник – 2-е изд., М.: изд-во МГУ, 2007 (Всеволожский В.А.).

В настоящее время курс имеет изменения, введенные лектором (Гриневским С.О.): некоторые темы рассмотрены более подробно, некоторые темы – менее подробно.

Еще один учебник, выпущенный на кафедре гидрогеологии: «Гидрогеология. Под ред. В.М. Шестакова и М.С. Орлова», М.: Изд-во МГУ, 1984.

Материалы курса (программа, список литературы, презентации (обновляющиеся) можно получить через дисплейный класс кафедры гидрогеологии, каб. 702:

- ✓ Пароль: student
- ✓ Папка: S:\Documents\Гидрогеология_306_7_8

1.2. Состав и строение подземной гидросферы

В переводе с греческого языка слово «гидрогеология» переводится как «гидро» – вода, «геос» – земля. Таким образом, гидрогеология – это наука, изучающая воду Земли, вода на Земле повсюду.

Рассмотрим оболочки Земли, которые выделяются в строении (рис. 1.1):

- внутренние оболочки;
- внешние оболочки.

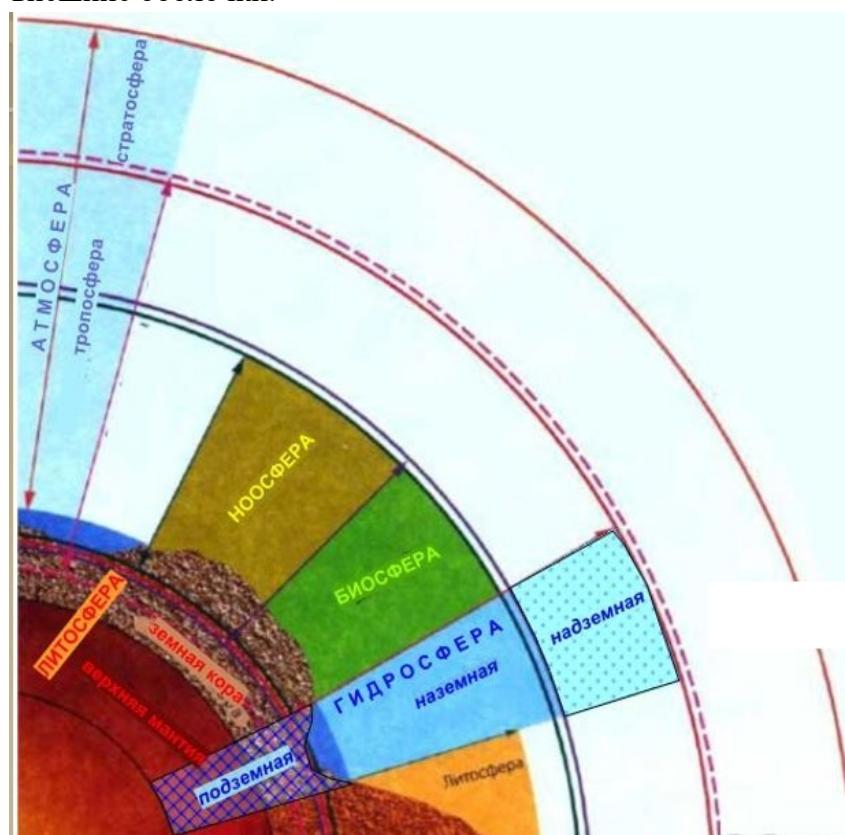


Рис. 1.1. Оболочки Земли

Гидросфера захватывает все оболочки Земли, как внутреннюю, так и внешнюю. По этой причине гидросфера разделяется на три части (табл. 1.2):

- надземная;
- наземная;
- подземная.

Границы надземной гидросферы – это границы между тропосферой и стратосферой. Верхняя граница соответствует тому уровню, где вода находится в виде молекул и не диссоциирована на ионы, нижняя граница – поверхность Земли. Вода в надземной гидросфере обладает большой подвижностью и может находиться в разных фазовых состояниях (жидком, твердом и парообразном) и содержит малое количество растворенных в ней веществ. В таблице 1.2 представлены объемы воды в разных элементах гидросферы.

Таблица 1.2. Объем гидросферы (по Р.К. Клиге и др., 1998)

Элементы гидросферы	Объем, тыс км ³	Доля, %
Надземная гидросфера		
Воды атмосферы	14	<0.001
Наземная гидросфера		
Мировой океан	1 476 000	94.6
Ледники	24 000	1.5
Озера, болота	290	0.02
Реки	2	≈0
Воды биосферы (растительный и животный мир, почвы)	56	0.004
Подземная гидросфера		
Гравитационная и капиллярная вода	60 000	3.8
ВСЕГО	1 560 000	100

Обратим внимание на долю воды в общем объеме воды планеты (в %). В надземной гидросфере количество воды – незначительно по отношению к общему объему воды и составляет <0.001%.

Основной объем воды содержится в наземной гидросфере, а именно в водах Мирового океана (почти 95% воды). Далее, по количеству воды идут: ледники (1.5%), озера и болота (0.02%), реки (близко к 0). Отметим, что в реках значение близко к 0, так как в настоящее время речь идет об объеме воды и для воды в реках не является корректной характеристика в объеме. Кроме того, большое количество воды содержится и в биосфере, включая воду в растениях, почвах.

Подземная гидросфера (или, гидрогеосфера) – наиболее сложно-построенная часть гидросферы. Вода в подземной гидросфере может находиться как в жидким / парообразном виде, так и в виде отдельных молекул H_2O , которые могут входить в состав горных пород и минералов. Т.е. подземная гидросфера объединяет все внутриземные молекулы H_2O . Эта вода в составе горных пород может быть как в свободном

состоянии, так и в химически или физически-связанном виде, быть в разных фазовых состояниях и переходить из одного состояния в другое. Верхняя граница подземной гидросферы – поверхность Земли, нижняя граница подземной гидросферы является условной. В настоящее время до конца не ясно, где находится нижняя граница – включает земную кору и часть верхней мантии.

Объем воды подземной гидросферы оценивается приблизительно и составляет $\approx 1\ 000\ 000$ тыс. км³ (*В.Ф. Дергольц, 1965*). Для сравнения, человечество потребляет 3 тысячи км³/год $\approx 1 - 1.5$ м³/сутки на 1 человека.

Подземная гидросфера (гидрогеосфера) – все внутриземные молекулы H_2O . Состоит из воды свободной и связанной (физически и химически), находящейся в жидким, парообразном и твердом состояниях, которая при изменении термодинамических условий способна переходить из одного состояния в другое. (Е.В. Пинеккер и др.)

Рассмотрим подробнее, в какой форме может содержаться вода в подземной гидросфере. Существует множество классификаций видов воды в горных породах. Гидрогеологи используют свою типизацию воды в горных породах, которая основана на основном свойстве воды – способности ее перемещаться и двигаться.

Подземная вода, как особый геологический объект, отличается от всех других геологических тел тем, что она способна перемещаться и изменять свои физические свойства и состав в реальном режиме времени.

Исходя из этого уникального свойства воды гидрогеологи типизируют виды воды в подземной гидросфере по способности к самостоятельному перемещению:

- вода свободная;
- вода в переходном состоянии;
- вода связанная.

Связанная вода

Связанная вода удерживается в горных породах и на поверхности горных пород разными силами. По видам сил, которые удерживают воду и не дают ей перемещаться выделяют следующие типы воды:

1. Химически-связанная вода

Химически-связанная вода – вода, которая входит в состав горных пород и минералов. Она может входить в разных формах:

- *конституционная вода* – вода, которая входит в кристаллическую решетку не в виде полных молекул, а в виде ионов H^+ , OH^- ;
- *кристаллизационная вода* – вода, которая входит в кристаллическую решетку в виде полных молекул H_2O (гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$);
- *цеолитная вода* (опал $SiO_2 \cdot nH_2O$).

В кристаллизационной воде количество молекул H_2O определено и закреплено в кристаллической решетке. Цеолитная вода может содержать несколько молекул H_2O в зависимости от гидрохимических условий.

Таким образом, химически-связанная вода входит как химическое соединение в кристаллическую решетку минералов.

Эти молекулы могут перейти в свободное состояние и образовать жидкие молекулы при изменении термо-барических условий. В частности, конституционная вода освобождается из кристаллической решетки минералов при нагреве выше 400°C, кристаллизационная вода освобождается при температурах выше 100°C и высоких давлениях.

Освобождение химически-связанной воды происходит при разрушении кристаллической решетки минералов. Эти процессы могут происходить в геологической истории в процессе метаморфизма горных пород, при дегидратации, при переходе одних минералов в другие.

2. Физически-связанная вода

Физически-связанная вода может быть нескольких типов:

- *адсорбционная* (прочносвязанная, гигроскопическая) вода – вода, которая образует тонкий мономолекулярный слой на поверхности частиц горной породы, которые удерживаются электро=химическими силами; это особая вода по свойствам: повышенная плотность, низкая температура замерзания и удаляется с поверхности частиц только при очень высоких температурах и давлениях;
- *иммобилизованная* (вакуольная) вода – вода, которая может находиться в отдельных пустотах внутри кристаллов; например, при остывании (дегазации) магмы или при изменении термо-барических условий может удаляться часть паров воздушной смеси из кристаллов – внутри кристаллов отдельных минералов могут образовываться отдельные пустоты, где находится закрытая со всех сторон вода; такая вода может освободиться только при механическом разрушении кристалла;
- *твердая* (лёд, газогидраты) вода (рис. 1.2) – вода при отрицательных температурах может находиться в пустотах горных пород (в пространстве между отдельными частицами горных пород или в трещинном пространстве).

Твердая форма воды характерна для областей криолитозоны и в сезонно-мерзлом слое при сезонном промерзании. В свободное состояние твердая вода может перейти при повышении температуры или при снижении давления (для газогидратов).

3. Биологически-связанная вода – вода, которая находится в составе микроорганизмов, которые живут ниже поверхности земли.

Свободная вода

Свободная вода может находиться в трех фазовых состояниях:

- парообразная вода;
- гравитационная (капельно-жидкая) вода;
- вода в надкритическом состоянии.

Вода в свободном состоянии находится в пустотном пространстве горных пород. Пустотное пространство горных пород представлено порами / трещинами.

В парообразной форме вода может находиться в самой верхней части гидрогеосферы (вблизи поверхности Земли, где пустотное пространство заполнено воздухом) и в самой глубокой части гидрогеосферы (при высоких температурах: выше 100°C).

В основном разрезе толщи горных пород вода находится в привычном гравитационно-капельно-жидком состоянии. Эта вода заполняет пустотное пространство горных пород.

В самых нижних частях подземной гидросферы, на границе с верхней мантией, при высоких температурах и давлениях ($T>370-450^{\circ}\text{C}$, $P>218$ атм.), вода может находиться в особом надкритическом состоянии. Рассмотрим диаграмму фазового состояния воды (рис. 1.3): кривая показывает изменение фазового состояния воды при изменении температуры и давления, точки перехода из твердого в жидкое и парообразное состояние. Существует особая критическая точка, которой отвечает температура в 374°C и давление в 218 атм, где вода имеет особое состояние – не жидкость и не пар, а флюид сложного состава.



Рис. 1.2. Твердая вода

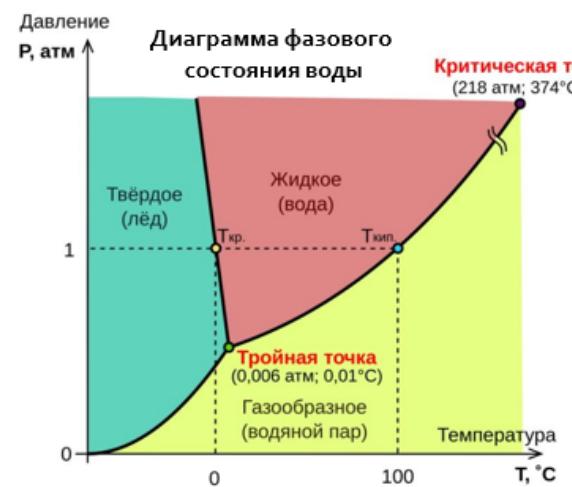


Рис. 1.3. Диаграмма фазового состояния воды

Вода в переходном состоянии

Вода в переходном состоянии – промежуточное состояние между свободной водой и связанной. Переходная вода удерживается некоторыми силами, но при внешнем воздействии большем, чем удерживающие силы, вода сможет перемещаться.

К воде в переходном состоянии относится *осмотическая вода (рыхлосвязанная)* – вода удерживается осмотическими силами на поверхности частиц горной породы и образует второй полимолекулярный слой на поверхности частиц горных пород. Осмотические силы гораздо слабее удерживают слой воды.

Вода может удерживаться в пространстве между частицами горной породы *капиллярными силами*. Чем меньше радиус капилляра, чем меньше пустотное

пространство, тем сильнее действуют капиллярные силы поверхностного натяжения, которые удерживают воду в самых тонких порах и трещинах.

Отметим, что вода в свободном и в переходном состоянии способна передавать внешнее давление, т.е. она воспринимает внешнее давление на воду. Под действием этого внешнего давления вода способна перемещаться. В переходном состоянии вода начнет двигаться, если внешнее давление превышает удерживающие капиллярные / осмотические силы. Связанная вода не передает внешнее давление, поэтому эта вода не способна перемещаться ни при каких условиях изменения внешнего давления.

Принципиальное строение подземной гидросферы

Рассмотрим принципиальное строение подземной гидросферы (рис. 1.4).

Строение подземной гидросферы можно разделить на три зоны:

- зона аэрации;
- зона полного водонасыщения;
- зона воды в надкритическом состоянии.

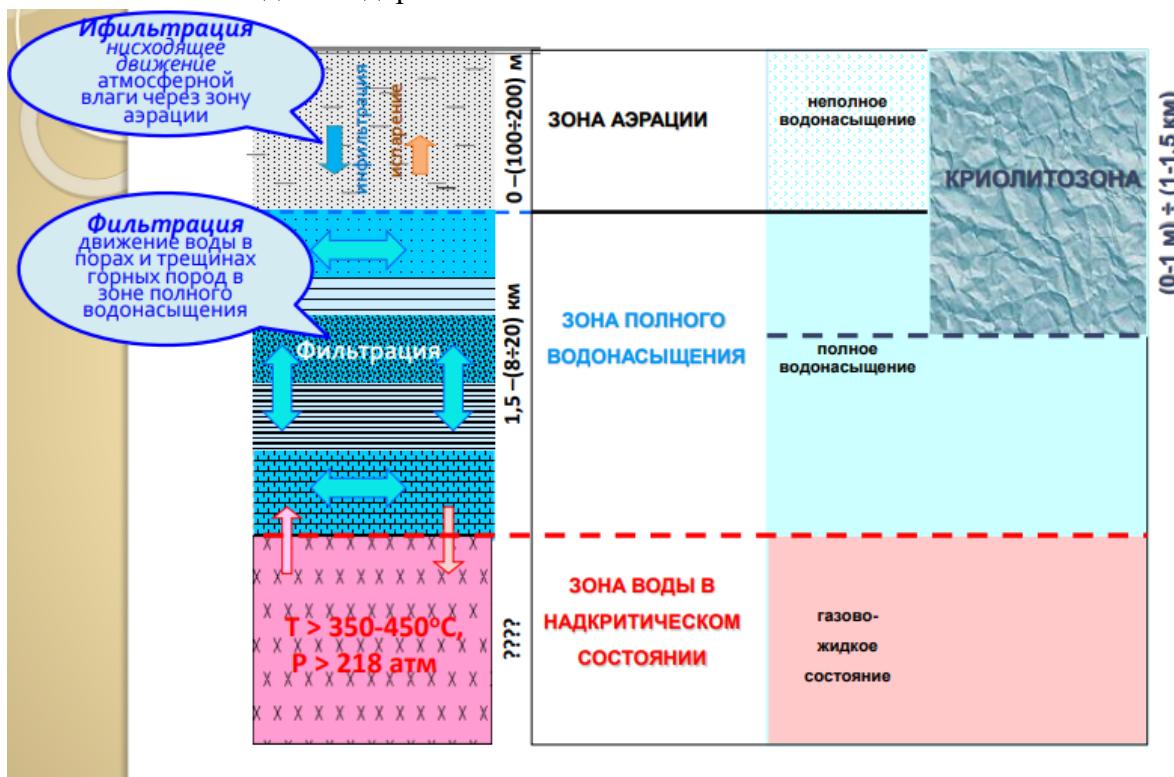


Рис. 1.4. Принципиальное строение подземной гидросферы

Зона аэрации – зона неполного водонасыщения. В этой части гидросферы (от поверхности земли до первых сотен метров) вода заполняет не все пустотное пространство горных пород. Мощность этой зоны может быть различна: от 0 м (под дном водных объектов) до 100-200 м (аридные районы, горные условия с расчлененным рельефом; пустынные условия). Чаще всего, мощность этой зоны исчисляется первыми десятками метров. Для нашей климатической зоны мощность зоны аэрации составляет от 5 до 20 м.

Основная толща горных пород относится к зоне полного водонасыщения: ниже зоны аэрации все пустотное пространство полностью насыщено водой.

Третья зона – зона воды в надкритическом состоянии – вода находится в слабоизученном газово-жидком состоянии, так как нет возможности изучить воду при таких температурах и давлениях.

Свободная вода подземной гидросфера способна к самостоятельному перемещению. Введем несколько общих терминов:

- *инфилтрация* – нисходящее движение атмосферной влаги через зону аэрации;
- *фильтрация* – движение воды в порах и трещинах горных пород в зоне полного водонасыщения.

Инфильтрация – преимущественно вертикальное движение. При фильтрации вода может двигаться в любом направлении. Причиной этого движения является формирование в воде различного давления, которое появляется в толще горных пород.

Все горные породы ниже самой верхней части полностью насыщены водой. При бурении скважин / создании колодцев ниже определенной глубины появляется вода.

Из этого следует, что подземную воду необходимо рассматривать как неотъемлемую часть горной породы. Это значит, что вода, находясь в пустотном пространстве горной породы, влияет на все ее свойства.

Особое строение подземная гидросфера имеет в области криолитозоны – трехступенчатое строение может нарушаться, так как в зоне мерзлоты верхняя часть геологического разреза полностью проморожена, значит вся вода находится в твердом состоянии. Криолитозона может охватывать как всю зону неполного водонасыщения, так и верхнюю часть зоны полного водонасыщения.

Отметим особые свойства воды, так как она является уникальным природным объектом:

- «всюдность» на Земле (вода находится и в атмосфере, и на поверхности земли, и в подземном пространстве);
- разные фазовые состояния (и также и переходить из одного состояния в другое);
- химическая активность, разнообразие состава (вода – универсальный растворитель, и она растворяет абсолютно всё, различие заключается только во времени процесса);
- аномальность физико-химических свойств (аналога такого химического соединения нет);
- исключительная подвижность, способность перехода из одного состояния в другое;
- круговорот воды на Земле (переход из одной сферы в другую).

В силу своей подвижности, вода оказывает активное влияние на ход всех геологических процессов.

1.3. Предмет гидрогеологии и ее связь с другими науками

Гидрогеология – наука о подземных водах.

Подземные воды – основной элемент подземной гидросферы; представляют собой природные водные растворы, находящиеся ниже поверхности земли в подвижном состоянии (капельно-жидкая фаза) и взаимодействующие с горными породами, подземными газами и подземной частью биосфера (растениями и микроорганизмами). (В. И. Вернадский, Ф.П. Саваренский)

Предметом изучения гидрогеологии является дискуссионным вопросом, так как у гидрогеологов нет единого мнения. Некоторые ученые придерживаются мнения, что предметом изучения должна быть вся вода подземной гидросферы, но тогда где граница между предметом изучения гидрогеологии и минералогии, гидрогеологии и литологии. По этой причине, другая часть ученых считают, что гидрогеология – наука о подземных водах.

Подземная гидросфера – все внутриземные молекулы H_2O . Состоит из воды свободной и связанной (физически и химически), находящейся в жидким, парообразном и твердом состояниях, способной переходить из одного состояния в другое. (Е.В. Пинеккер и др.)

Отметим, что нельзя полностью исключать связанную воду, так как при определенных условиях связанная вода может перейти в свободное состояние.

Связь гидрогеологии с другими науками

Во многом, гидрогеология – пограничная наука, которая находится на стыке многих наук естественного направления:

1) Гидрогеология – геология

Самые близкие связи у гидрогеологии с науками геологического цикла (геохимия, минералогия, литология, тектоника, геокриология и др.).

2) Гидрогеология – география (гидрология суши, метеорология, ландшафтovedение) – почвоведение

3) Гидрогеология – химия

Вода и в том числе подземная вода – это сложное химическое соединение разнообразного сложного химического состава, который может меняться и в реальном времени и в масштабе изменения геологического времени

4) Гидрогеология – физика (гидравлика, термодинамика, механика)

5) Гидрогеология – математика (вычислительная, математическая физика)

Изучение движения подземных вод и анализ перемещения на основе физико-математических моделей. Моделирование, как инструмент изучения, используется в гидрогеологии.

6) Гидрогеология – биология (ботаника, микробиология)

В составе подземной воды могут жить различные микроорганизмы, которые могут существенным образом влиять на химический состав воды, которая под воздействием их деятельности может изменяться.

7) Гидрогеология – экология

Состояние подземных вод сильно влияет на экологию и природную среду в целом. Изменение содержания и химического состава подземной воды может существенно влиять на природные ландшафты, произрастание различных видов растений. Изменение природной обстановки / экологической ситуации на поверхности Земли может оказывать существенное влияние на подземные воды, которые находятся в верхней части гидрогеосферы.

8) *Гидрогеология – социология и медицина*

Подземные воды являются самым ценным полезным ископаемым. Они используются человеком как источник водоснабжения, теплоэнергии, минеральные воды и как сырье для изучения ценных химических элементов. Среди этого наиболее существенным является использование подземных вод с целью водоснабжения. Большинство развитых стран переходит на подземное водоснабжение, что более безопасно, так как поверхностные воды загрязнены.

Считается, что уровень развития экономики и цивилизации тесно коррелирует с потреблением подземной воды: чем больше потребление подземной воды, тем выше уровень цивилизации.

Такая тенденция будет наращиваться.

На 90% здоровье человека состоит из воды, которую он выпивает.

1.4. Основные этапы развития гидрогеологии

Рассмотрим основные пункты истории развития гидрогеологии, как науки (табл. 1.3, 1.4).

Гидрогеология зародилась одновременно с человечеством. Человечество зародилось в теплых засушливых климатических условиях (ближний Восток, Китай, Индия). Первые колодцы и пр. встречены за много веков до н.э.

Первые теории происхождения подземных вод волновали умы греческих философов и мыслителей. Аристотель выдвинул базовую фундаментальную идею, что подземные воды и их состав во многом зависит от тех горных пород, в которых они находятся.

В средние века произошло открытие артезианских вод (вод, которые фонтанируют самостоятельно).

В России первые гидрогеологические изыскания были связаны с бурением скважин на рассолы. В пермских отложениях и добывались рассолы, из которых получали соль. Многие труды по гидрогеологии были сделаны М.В. Ломоносовым. Первое мощное использование подземных вод для водоснабжения в России было в 18 веке.

Впервые термин гидрогеология был введен в начале 19 века Жан-Батист Ламарком. Тогда под термином гидрогеология понималась водная эрозия.

Таблица 1.3. I. Этап зарождения

Период	Основные события	Ученые
--------	------------------	--------

2-3 тыс. до н.э.	Строительство глубоких колодцев и подземных галерей	древние цивилизации Ближнего Востока, Индии, Китая
IV-VI вв. до н.э.	Теории происхождения ПВ за счет проникновения морских и конденсации из воздуха. «Воды суть такого качества, какого земли, через которые они текут» (Аристотель)	Фалес Милетский, Платон, Аристотель, Сенека и др
I в до. н.э.	Происхождение ПВ за счет атмосферной влаги	Марк Витрувий Полио
IX -X вв н.э.	Труды по формированию и поискам подземных вод	аль Бируни, Каради
XII век	Открытие артезианских вод (Франция, провинция Артуа). Бурение рассоловодобывающих скважин на Руси	
XVI-XVII века	Первые количественные оценки и расчеты баланса ПВ в бассейне р. Сена. Доказательство инфильтрационной теории происхождения ПВ (Франция)	П.Перро, Э.Мариотт
XVIII век	Различие водопроницаемости горных пород, процессы взаимодействия ПВ с горными породами Строительство 1-го в России водопровода (Екатерининский акведука) – родники г. Мытищи	М.В.Ломоносов Ф.В. Бауэр
начало XIX века	Теории происхождения ПВ из магмы Термин «гидрогеология» – процессы разрушения и образования горных пород за счет воды (1802 г)	Жан-Батист Ламарк

Математическое описание законов движения воды связано с именем французского инженера-гидравлика Анри Дарси. На его законе базируется вся современная гидрогеодинамика.

Первое образование гидрогеологов началось в московской горной академии.

Таблица 1.4. II. Этап становления (вторая половина XIX в – середина XX в)

Период	Основные события	Ученые
начало XIX в	Гидрогеология – учение о подземных водах	

1856 г.	Математическое описание закона движения ПВ на основе физических экспериментов	Анри Дарси
вторая половина XIX в	Развитие теории движения подземных вод Дифференциальное уравнение фильтрации Первые систематические гидрогеологические работы Российской АН и Геологического комитета	Ж.Дюпюи, А.Тим, Ф.Форхгеймер, Ч.Слихтер Ж.Буссинеск С.Н. Никитин, Г.Е.Щуровский, А.Ф.Лебедев и др.
начало XX в	Теории происхождения ПВ: «ювенильная», «седиментогенная» Развитие теории движения подземных вод	Э.Зюсс Н.И.Андрусов Ч.Тейс, М.Маскет, Н.Е.Жуковский, Н.Н.Павловский
Советское время, первая половина XX в	Развитие и систематизация знаний по гидрогеологии Подготовка гидрогеологов – 1920 г, Московская Горная академия Первый учебник по гидрогеологии (1922 г) Единство природных вод Земли, роль воды в геологических и геохимических процессах	Ф.П. Саваренский, Г.Н. Каменский Н.И. Толстыхин, О.К. Ланге и др. П.Н. Чирвинский В.И.Вернадский

Кафедра гидрогеологии МГУ имени М.В. Ломоносова

На геологическом факультете кафедра гидрогеологии образовалась в 1953 году и выделилась как самостоятельная единица из кафедры динамической геологии.

Заведующие кафедрой гидрогеологии:

- 1953 – 1064 гг. – Октавий Константинович Ланге (известный специалист по подземным водам средней Азии);
- 1964 – 1972 гг. – Борис Иванович Куделин (специалист по оценке ресурсов подземных вод);
- 1973 – 1988 гг. – Всеволод Михайлович Шестаков (активно развивал направление гидро-геодинамики и направление моделирования в гидрогеологии);
- 1988 – 2009 гг. – Владимир Алексеевич Всеволожский (автор курса «гидрогеология» и учебника);
- 2009 г. – наст. время – Сергей Павлович Поздняков.

1.5. Структура современной гидрогеологии

В современной гидрогеологии выделяют 4 теоретических раздела и 7 прикладных разделов.

Теоретические разделы:

- *гидрогеодинамика* – раздел гидрогеологии, который изучает закономерности движения подземных вод, их формирование, условия питания;
- *гидрогеохимия* – раздел гидрогеологии, который изучает химический состав подземных вод, процессы взаимодействия подземной воды с горными породами, изменение химического состава;
- *гидрогеотермия* – раздел гидрогеологии, который изучает изменение температуры подземных вод;
- *региональная гидрогеология и палеогидрогеология* – изучают закономерности распространения подземных вод в разных геологических структурах в разные периоды времени.

Прикладные разделы:

- поиски и разведка подземных вод:
 - пресных (хозяйственно-питьевое водообеспечение);
 - минеральных (бальнеологическое применение);
 - промышленных (химическое сырье);
 - термальных (теплоэнергетика);
- горнопромышленная гидрогеология (расчеты водопритоков и дренаж горных выработок);
- нефтепромысловая гидрогеология (законтурное обводнение нефтеносных пластов);
- мелиоративная гидрогеология (осушение и обводнение с/х. земель);
- инженерная гидрогеология (гидротехническое, гражданское, линейное строительство);
- экологическая гидрогеология («гидрогеологическое» воздействие сооружений на ОС);
- городская гидрогеология.

Востребованность гидрогеологии и ее практическое применение постоянно развивается, появляются новые направления.

Подземные воды могут быть как чрезвычайно полезными для человека, так и вредными. Иногда подземные воды выступают в качестве негативного фактора, который во многом осложняет деятельность человека при строительстве и освоении подземного пространства.

Лекция 2. Круговорот воды на Земле

2.1. Происхождение гидросфера

В основном, гидрогеология – наука, которая изучает характеристики подземных вод.

Подземные воды, как и вся вода на Земле, участвуют в мощном процессе, который называется круговорот воды на Земле, благодаря которому существует наша планета. Участие в круговороте влияет на все свойства, характеристики, состав и движение подземных вод.

Гидросфера начала формироваться приблизительно одновременно с формированием Земли, как планеты. Существует теория, что образование воды на Земле связано с веществом Земли: первичное космическое вещество, образовавшее нашу планету содержало воду. Ее образование связано с уплотнением космического вещества. В ходе гравитационного уплотнения и радиоактивного распада элементов происходил разогрев уплотняющегося космического тела. В процессе разогрева происходила гравитационная дифференциация вещества: разогретые части поднимались выше поверхности и образовывали кору / верхнюю мантию. В ходе этого подъема легкоплавкого вещества, по мере его остывания и снижения давления происходило выделение воды как в молекулярном виде, так и в диссоцииированном виде (ионы водорода и гидроксила). Выделение / дегидратация вещества привела к образованию гидросферы планеты. Та вода, которая образовывается первично из космического вещества, носит название *ювенильной* (первой) воды.

Формирование гидросферы Земли как оболочки планеты завершилось к началу протерозоя. Первоначально образовался Мировой океан, который сплошным покровом покрывал всю Землю и был достаточно мелким, выровненным относительно поверхности планеты. После образования Мирового океана (синхронно с ним) стала образовываться атмосфера Земли. Ювенильная вода была не только на поверхности Земли, но и заполняла все пустотные пространства горных пород.

Некоторые ученые считают, что основной привнос воды на планету произошел не с первоначальным космическим веществом, а привносился после образования тела, как планеты. Эта теория мало поддерживается.

Кроме того, существует теория, что часть воды образуется в верхних слоях атмосферы, происходит синтез водорода и кислорода. Большинство ученых сходится во мнении, что эти процессы не могут быть столь существенными и не могут являться причиной всеобщего нахождения воды на планете.

Таким образом, круговорот воды начался, когда образовались атмосфера и гидросфера.

Круговорот воды на Земле является причиной существования жизни.

2.2. Круговорот воды на Земле и происхождение подземных вод

Рассмотрим основные элементы круговорота воды на Земле (рис. 2.1). Прежде всего, выделяется большой гидрологический цикл, который захватывает и сушу (континент), и Мировой океан.

Общий объем воды, который постоянно циркулирует на нашей планете составляет $5.2 \cdot 10^5$ км³/год.

Круговорот включает следующие процессы:

- испарение над поверхностью Мирового океана;
- перенос влаги на континенты;
- выпадение осадков на континентах, их частичное просачивание ниже поверхности Земли;
- стекание влаги по поверхности в реки;
- с реками вода выносится в Мировой океан.

Инфильтрация – процесс просачивания атмосферной влаги ниже поверхности Земли.

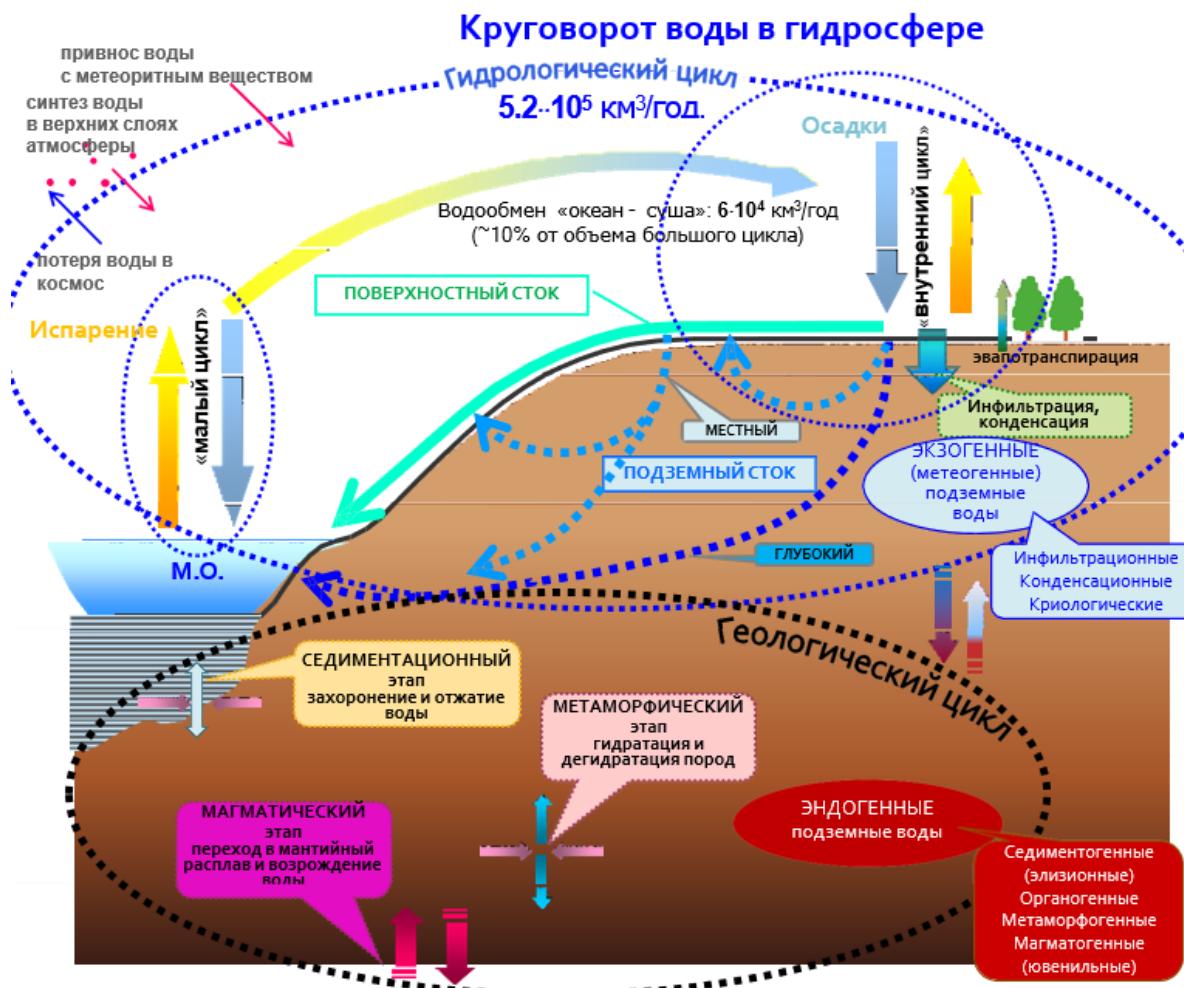


Рис. 2.1. Круговорот воды в гидросфере

Подземные воды (подземный сток) образуют два уровня потоков:

- местный подземный сток (движение воды происходит в границах речных бассейнов до глубин первых сотен метров; поступившая с поверхности

влага движется в пустотах горных пород и поступает в речную сеть / озерные понижения и далее, в Мировой океан);

- глубокий подземный сток (часть атмосферной влаги может уйти в более глубокие части гидрогеологического / геологического разреза, движение происходит до глубин первых километров; направление движения подземных вод: в сторону к наиболее пониженным участкам (чаши, котловины Мирового океана, континентальных морей), т.е. движение в границах морских и океанических бассейнов).

В целом, можно считать, что в цикле, в котором постоянно крутится $5.2 \cdot 10^5$ км³/год воды, количество воды не изменяется, так как поступление свежей воды из верхних слоев атмосферы за счет синтеза кислорода и водорода незначительно в сравнении с тем, что уже есть. Кроме того, одновременно с привносом воды существует и обратный процесс: диссоциация молекул обратно на ионы. Эти процессы приблизительно равнозначны.

В составе общего цикла можно выделить *малый цикл*, который происходит только над поверхностью Мирового океана. Испарившаяся влага над поверхность океана практически сразу превращается в осадки.

На континентах выделяют *континентальный (внутренний) цикл*. Испарение влаги происходит в пределах континентов и поступает в виде осадков.

Гидрогеологов в большей степени интересует движение воды в пределах континентального цикла. Воды, которые участвуют в гидрологическом круговороте, называются *экзогенными (метеогенными)*, поскольку они формируются за счет поступления атмосферных (метеогенных) вод. Существуют отдельные подтипы вод:

- инфильтрационные (воды, формирующиеся за счет просачивания атмосферных осадков);
- конденсационные (образуются за счет конденсации воды из паров атмосферы);
- криологические воды (формируются за счет оттаивания вечной мерзлоты).

Не все осадки, выпавшие на поверхность Земли, образуют подземные воды. Это зависит от ландшафтных, климатических условий.

Конденсационные воды по своей значимости для большей части климатических условий имеют второстепенное значение, так как процессы конденсации воды из паров воздуха возможны только в особых климатических условиях (например, при резких перепадах температур (аридный климат)).

Вместе с гидрологическим круговоротом воды, который происходит на поверхности (затрагивает атмосферу, биосферу, поверхностную гидросферу, часть подземной гидросферы), существует *геологический цикл*. В верхнем гидрологическом цикле движение воды происходит в реальном масштабе времени. Геологический круговорот воды происходит в ходе геологических процессов и в геологическом масштабе времени. В составе внутреннего цикла, который охватывает нижние части подземной гидросферы, выделяются следующие процессы и соответствующие воды:

1) Седиментационный этап

В ходе осадконакопления, который происходит под дном морей и океанов, формируются свежие осадки. Вместе со свежими осадками захоранивается океаническая вода. Первичный осадок – неплотный ил, смесь тонких частиц вещества, минералов и морской воды. В процессе седиментации (по мере осадконакопления, когда сверху ложатся новые толщи осадков) происходит уплотнение осадков и отжатие первичной поровой воды из одних осадков в другие: в отдельные слои, которые обладают большей прочностью и способны принять в себя отжатую воду. Первичная вода может составлять больше 50-70% от объема первичного осадка, в процессе уплотнения около 50-60% воды отжимается.

Воды, которые являются океаническими, захороненными, отжимаясь из порового пространства и находясь в переходном / полусвязном состоянии (образуя плёнки), переходят в свободное состояние и называются *седиментогенными / элизионными*.

В зависимости от геологических движений земной коры в данном месте, после этапа седиментации, может происходить этап поднятия территории, захороненные осадки могут оказаться близко к поверхности земли и воды могут включиться в общий гидрологический круг. Может быть и наоборот: вода, которая вращалась в гидрологическом круговороте, при условии погружения территории погрузится глубже и будет происходить отжатие.

2) Метаморфический этап (гидратация и дегидратация пород)

Если захороненные отложения, отдавшие часть воды, погружаются на большие глубины при больших температурах и давлениях, тогда с горными породами происходит метаморфизм (преобразование первичных минералов). На этой стадии происходит освобождение химически-связанной и прочно-связанной воды (дегидратация воды). Метаморфизм может проходить в двух направлениях:

- дегидратация (освобождение воды из кристаллической решетки);
- гидратация (образование минералов в процессе метаморфизма может происходить с поглощением воды и включением ее в кристаллическую решетку).

Воды, которые образуются в результате метаморфического этапа, называются *метаморфогенными водами*.

3) Магматический этап

Если территория погружается глубже, то осадки могут перейти в мантийный расплав. Вода, которая содержалась в пустотах в свободном и связанном виде, может перейти в ионное состояние.

Поступление новой воды из мантийного расплава происходит по вулканически-активным разломным рифтовым зонам.

Все процессы имеют направленность в обе стороны, в чем и заключается смысл геологического круговорота: в ходе истории вода может переходить из одного состояния в другое (из связанного в свободное).

Воды, которые формируются в процессе геологических историй, называются **эндогенными водами**.

Среди седиментогенных и метаморфогенных вод отдельно выделяются **органогенные воды**, которые формируются в ходе осадконакопления и метаморфизма и образуются при разложении органического вещества. Источник: не минеральное вещество, а органическое.

Масштабы / скорости движения / объемы двух циклов (гидрологического и геологического) не соизмеримы. Сложно охарактеризовать интенсивность геологического круговорота.

Однако, два цикла нельзя рассматривать как отдельно существующие. В процессе геологического развития может происходить водообмен между циклами: часть экзогенной воды может попасть в нижние глубокие слои земной коры и находиться в пределах геологического цикла. И наоборот: первичные воды, которые формируются в ходе геологически процессов, могут по разным причинам оказаться ближе к поверхности и начать участвовать в общем гидрологическом круговороте.

Из того, что количество воды в геологическом круговороте существенно меньше, это не влияет на замкнутость верхнего гидрологического цикла.

2.3. Уравнение водного баланса

Рассмотрим уравнение баланса воды для представления соотношения движений и перемещений воды в ходе гидрологического цикла.

Уравнение водного баланса – соотношение поступления и расходования влаги определенного элемента гидросферы за определенный период времени.

Уравнение баланса в общем виде:

Поступление – Расходование = ± Накопление

Примечание: говоря о балансе нельзя не определить строго для какого элемента составляется баланс (т.е. четкое определение границ) и за какой момент времени.

Размерность

Уравнение баланса правильно составлять не в объемах воды, а в расходах воды:

- расход воды характеризует объем воды за определенное время:

$$Q = \frac{V}{\Delta t} \left[\frac{\text{см}^3, \text{м}^3, \text{км}^3}{\text{сек, сут, год}} \right]$$

В зависимости от периода (времени) и от объемов можно использовать различные размерности. Тогда уравнение баланса:

$$\sum Q^+ - \sum Q^- = \pm \frac{\Delta V}{\Delta t},$$

где Q^+ – суммарный расход поступления, Q^- – суммарный расход оттока, $\frac{\Delta V}{\Delta t}$ – изменение объема воды за время Δt .

- слой воды – отношение расхода к площади элемента:

$$L = \frac{Q}{F} = \frac{V}{F\Delta t} \left[\frac{\text{м}}{\text{сут}}, \frac{\text{мм}}{\text{год}} \right]$$

$$\sum L^+ - \sum L^- = \pm \frac{\Delta V}{F\Delta t}$$

Важно представить, что уравнение водного баланса можно свести к уравнению среднемноголетнего водного баланса:

- если $\Delta V = 0$ или $\Delta t \rightarrow \infty$ (среднемноголетний баланс);
- Поступление = Расходование:

$$\begin{aligned}\sum Q^+ &= \sum Q^- \\ \sum L^+ &= \sum L^-\end{aligned}$$

Если бы это было не так, тогда:

- при постоянном поступлении воды произошел бы всемирный потоп;
- при постоянном оттоке воды из элемента произошла бы засуха.

Возможные причины не наступления гармонии: глобальные климатические изменения или неразумная деятельность человека.

Водный баланс гидрологического цикла

Рассмотрим уравнение водного баланса для различных элементов (рис. 2.2). Для всего гидрологического цикла уравнение баланса получается простым:

$$O = E,$$

где O – суммарные осадки, E – суммарное испарение. Примем количество поступления влаги (табл. 2.1) и расходование ее в атмосферу в виде испарения за 100%. Далее, различные элементы цикла будут характеризоваться долей от общего водного баланса.

Уравнение баланса для малого цикла:

$$O + R + U_G = E$$

В цикл добавляется поступление воды с речного стока R и поступление воды с глубоким подземным стоком U_G , который циркулирует в нижних частях подземной гидросфера, где движение направлено в чаши мирового океана и континентальные моря.

Еще более сложно выглядит уравнение баланса для внутреннего континентального цикла:

$$O = E + R + U_G$$

В качестве источника поступления воды только атмосферные осадки O . Расходование воды в виде:

- испарения, которое может происходить в различных формах;
- речного стока;
- глубокого стока.

Величину суммарного речного стока можно разделить на две составляющие:

$$R = S + U_M.$$

где S – вода, попавшая через поверхность, U_M – вода, которая попала в реку пройдя некоторый путь под землей и сформировав местный подземный сток.

Тогда:

$$O = E + S + U_M + U_G.$$

Рассмотрим процентные соотношения. Если сравнить малый цикл над океанами и внутренний цикл над континентами: у малого цикла испарение превышает осадки, на континентах осадки превышают суммарное испарение. В целом, увлажненность территории на континентах выше за счет того, что часть испарившейся воды переносится через атмосферу с океана на сушу. Если сравнить в абсолютных цифрах, то видно, что объем воды, который «крутился» над океанами существенно больше, чем количество воды, которое перемещается в ходе континентального круговорота.

Рассмотрим роль подземных вод. Соотношение подземного стока в реки и общего расхода – 1/3 всей воды в реках формируется за счет поступления подземных вод в ходе движения в пределах местного подземного стока.

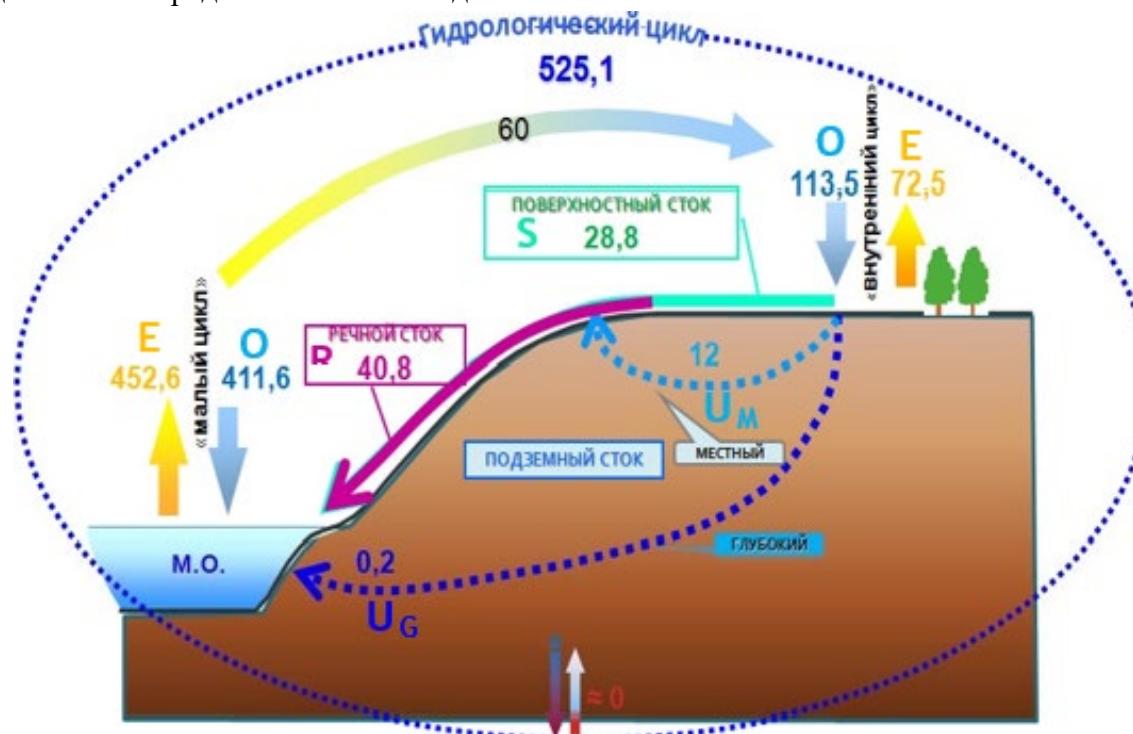


Рис. 2.2. Водный баланс гидрологического цикла

Таблица 2.1. Водный баланс гидрологического цикла

Элемент водного баланса	Расход, тыс км³/год	Доля от осадков, %
Земля в целом		
Осадки (O)	525,1	100
Испарение (E)	525,1	100

Мировой Океан (малый цикл)		
Осадки (O)	411,6	78,4
Приток речных вод (R)	40,8	7,8
Приток подземных вод (U_G)	0,2	0,04
Испарение (E)	452,6	86,2
Суша (внутренний цикл)		
Осадки (O)	113,5	21,6
Испарение (E)	72,5	13,8
Речной сток (R)	40,8	7,8
в том числе:		
поверхностный сток (S)	28,8	5,5
местный подземный сток (U_M)	12	2,3
глубокий подземный сток (U_G)	0,2	0,04
Суша – Мировой Океан		
Водообмен	60	11,4

Если рассматривать водный баланс конкретной территории, уравнение баланса становится более сложным.

Водный баланс участка суши

Перейдем с планетарного уровня на конкретный масштаб территории. Представим формирование водного баланса для участка суши площадью F . Уравнение баланса в размерностях слоя воды:

$$L = \frac{Q}{F} = \frac{V}{F\Delta t} \left[\frac{\text{мм}}{\text{год}} \right].$$

Участок суши включает ландшафт, растительность и подземную составляющую (верхнюю часть земной коры).

Поступление воды на элемент суши:

- атмосферные осадки;
- конденсация водяного пара (при определенных климатических условиях; для аридных территорий может быть больше);
- речной сток;
- глубокий подземный приток.

Расходование:

- речной сток;
- эвапотранспирация;
- глубокий подземный приток.

Изменение объема воды:

- на поверхности;
- в зоне аэрации;
- в зоне полного водонасыщения.

Осадки

Осадки – неравномерная и случайная величина. Случайны: сам факт наличия осадков, их интенсивность, длительность, фаза их поступления.

Для количественной характеристики существует широкая Мировая сеть метеостанций. На регрессии имеющихся данных строятся прогнозы на будущее.

Помимо сезонной /суточной неравномерности, количество осадков сильно различается и в многолетнем размере (многолетняя изменчивость, маловодные и многоводные годы). Для примера рассмотрим график годовой суммы осадков по метеостанции г. Можайск (рис. 2.3). Различия составляют более 30%. Закономерности практически не существует. Для конкретной точки / территории стабильна норма осадков.

Норма – среднемноголетняя величина. Норма имеет четко выраженную широтную и высотную изменчивость (рис. 2.4).

Поступивший речной сток может быть не равен речному оттоку.



Рис. 2.3. Годовые суммы осадков за период 1965 – 2012 гг.

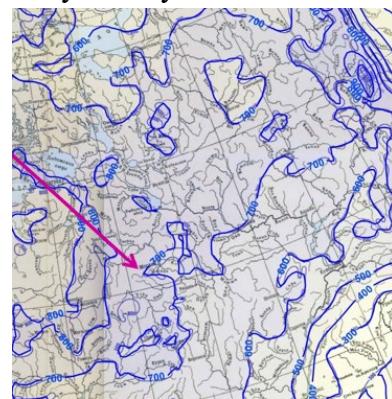


Рис. 2.4. Годовая норма осадков ЕЧРФ

Речной сток

Расход речного стока характеризуется объемом воды, проходящим через поперечное сечение реки:

$$Q = \frac{V}{\Delta t} \left[\frac{\text{м}^3}{\text{сек}} \right].$$

Эта величина характеризует суммарное поступление воды в реку на всей площади водосбора реки выше по течению (рис. 2.5).

Рассмотрим типовой гидрограф речного стока (рис. 2.6) и выделим три типа источников питания воды в реку:

- подземное;

- снеговое;
- дождевое.

Подземное питание реки – постоянное. Все другие формы питания могут быть эпизодическими (временными).

Для характеристики речного стока помимо расхода используются слой стока и коэффициент стока.

Слой стока:

$$R = \frac{Q}{F} \left[\frac{\text{мм}}{\text{год}} \right].$$

Коэффициент стока (доля от осадков):

$$K_R = \frac{R}{Q} \cdot 100\%$$

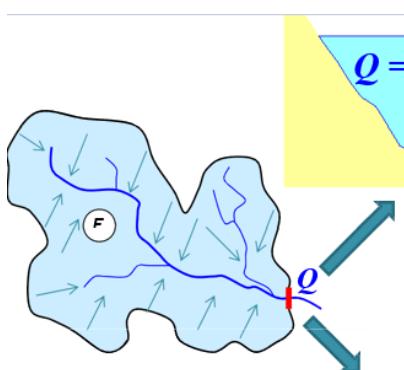


Рис. 2.5. Речной сток

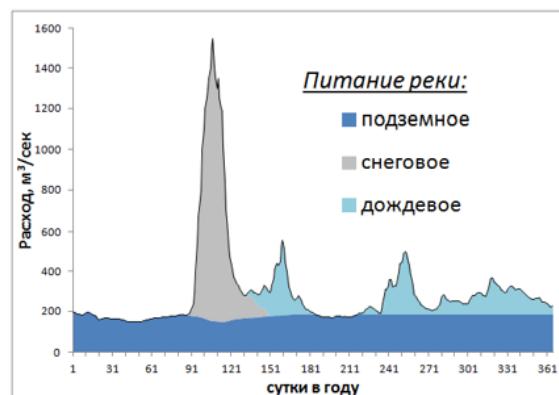


Рис. 2.6. Гидрограф речного стока и его генетические составляющие

Часть речной воды при определенных условиях может просачиваться под землю, сток уменьшается, часть стока может испариться (знак $+ΔR$). Обратный процесс: сток больше уходит, чем приходит, тогда в реку приходит больше подземных вод (знак $-ΔR$).

Эвапотранспирация

Потенциальная эвапотранспирация ET_0 – количество влаги, которое может испариться и транспирироваться с единицы площади суши за определенный период времени при данных климатических условиях и неограниченном количестве влаги [мм/год].

Потенциальная эвапотранспирация характеризует энергетический потенциал поверхности – количество энергии на площади, которое может уйти на отвод влаги в атмосферу.

Испаряемость E_0 – количество влаги, которое может испаряться с единицы площади открытой водной поверхности за определенный период времени при данных климатических условиях [мм/год].

Величина потенциальной эвапотранспирации больше величины испаряемости:

$$ET_0 > \approx E_0.$$

Эти характеристики не привязаны к текущему состоянию увлажненности территории являются *климатическими*.

Климатические характеристики территории:

- коэффициент увлажнения $K = \frac{O}{ET_0}$ (отношение среднемноголетней величины осадков к среднемноголетней величине потенциальной эвапотранспирации);
- индекс сухости: $I = \frac{ET_0}{O}$ (обратное соотношение коэффициенту увлажнения).

Коэффициент увлажнения и индекс сухости характеризуют климат территории с точки зрения увлажненности. Параметры показывают соотношение между осадками (между суммарным поступлением воды) и максимально возможным отводом воды в атмосферу. Тогда:

- гумидный климат: $K > 1, I < 1$;
- аридный климат: $K < 1, I > 1$.

Глубокий подземный сток

В уравнение баланса включается разница между поступлением глубокого подземного стока и уходом его с территории: $\pm\Delta U_G$.

Знак определяется за счет того, что происходит больше: приток или отток. Приток может быть больше за счет того, что часть поступившей атмосферной влаги, которая сформировала местный подземный сток, перешла в глубокий сток. Обратный процесс: часть глубокого стока по определенным причинам может устремиться к поверхности (в этом случае разница между приходом / уходом будет иметь другой знак).

Изменение объема воды

В правую часть рассматриваемого уравнения необходимо внести изменение объема воды за время Δt . Это изменение объема воды может иметь разный знак. Если суммарное поступление превышает суммарный отток, тогда количество воды во всем элементе увеличится.

Изменение объема воды может происходить на поверхности, в зоне аэрации, в зоне полного водонасыщения.

Таким образом, уравнение баланса (рис. 2.7):

$$O + K \pm \Delta R - ET \pm \Delta U_G = \pm \frac{\Delta V}{F \Delta t},$$

где

O – атмосферные осадки;

K – конденсация;

$\pm\Delta R$ – изменение речного стока;

ET – эвапотранспирация;

$\pm\Delta U_G$ – изменение глубокого подземного стока;

$\pm \frac{\Delta V}{F \Delta t}$ – изменение запасов воды.



Рис. 2.7. Водный баланс участка суши

Как для общего цикла круговорота воды в целом, так и для участка суши площади F , уравнение средне-многолетнего водного баланса в правой части станет равным 0 (природная сбалансированность за длительный период времени общего уравнения баланса).

К нарушению общей природной сбалансированности могут привести:

- 1) Глобальные климатические условия, которые могут изменить количество атмосферных осадков.
- 2) Деятельность человека (отбор воды для водоснабжения).

Кроме того, в уравнении баланса не рассматривается возможный водообмен с геологическим циклом.

Подземные воды в общем водном балансе участвуют как самостоятельные ветви движения глубокого и местного подземного стока. Подземные воды – это и часть эвапотранспирации, и базовая составляющая речного стока.

Лекция 3. Водно-физические свойства горных пород

Основной предмет изучения гидрогеологии – это подземные воды – та часть внутристеменных молекул H_2O , которые способны к самостоятельному перемещению.

Свободная вода заполняет некие пустоты горных пород. Рассмотрим более подробно пустотное пространство.

С точки зрения гидрогеолога любая горная порода – это прежде всего коллектор, способный содержать в себе воду и в котором вода способна перемещаться. С этой стороны любая горная порода характеризуется тремя важнейшими свойствами:

- 1) свойство емкости – свойство содержать в себе определенное количество свободной воды;
- 2) свойство проницаемости – свойство пропускать через себя свободную воду;
- 3) свойство химически взаимодействовать.

Первые два свойства характеризуют водно-физические свойства горных пород.

3.1. Пустотность

Количественно любая горная порода состоит из минеральной части (скелет) и определенного типа пустот. Общая пустотность (скважность) горной породы характеризуется относительным объемом этих пустот к общему объему горной породы:

$$n = \frac{V_0}{V_{\Pi}},$$

где V_0 – объем пустот, V_{Π} – объем горной породы.

Величина $n < 1$, так как пустоты всегда часть горной породы.

В зависимости от генезиса (происхождения) различают три типа пустотности:

- 1) Пористость (рыхлые, обломочные, дисперсные породы).
- 2) Трещиноватость.
- 3) Кавернозность.

Пористость

Представим макет реальной обломочной горной породы (рис. 3.1): она состоит из частиц разного размера. Существует классификация обломков / частиц дисперсной породы в зависимости от их размера (табл. 3.1). Наиболее крупные частицы называются валунами, если они окатаны, либо камнями, если нет.

Любая обломочная горная порода всегда является смесью частиц разного размера. Практически не встречается обломочных пород, состоящих из относительно однородных частиц. В 99.9% случае обломочная горная порода – это порода, которая содержит в себе практически весь набор частиц разного размера. В зависимости от преобладающих частиц в составе породы дается название породы.

Гранулометрический состав – процентное содержание частиц разного размера (фракций) в породе.

Таблица 3.1. Классификация пород по гранулометрическому составу (по В.А. Приклонскому)

Фракции	Размер частиц, мм
---------	-------------------

Валуны и камни	200 – 800
Галька и щебень	20 – 200
Гравий и дресва	2 – 20
Песок	0.05 – 1.0
Пыль	0.005 – 0.05
Глина	<0.005

Пористость / пустотность такой породы, которая представлена сочетанием обломков разного размера зависит от множества факторов.

Пористость как тип пустотности характерен для осадочных пород. Пористость формируется в процессе осадконакопления, т.е. зависит от примыкания частиц разного размера. Такая пористость называется пористостью «сложения».

Однако пористостью могут обладать и другие типы горных пород, в частности:

- метаморфические породы – эпигенетическая пористость (разуплотнение, перекристаллизация)
- магматические породы – пористость «остывания» (формируется в процессе остывания горной породы, ее дегазации магмы).

Отметим, что для этих типов пород (кристаллических / метаморфических) пористость является далеко не главным видом их пустотности; для осадочных пород пористость – основной и единственный тип пустотности.

Факторы, влияющие на величину общей пористости:

- плотность;
- размер (диаметр) частиц;
- гранулометрическая неоднородность;
- форма частиц;
- эпигенетические процессы (уплотнение, цементация порового пространства).

Рассмотрим макет осадочной горной породы в виде схемы из отдельных шариков одинакового размера (рис. 3.2). На таком макете геометрически легко показать, что пустотность / пористость породы будет сильно зависеть от упаковки / степени уплотнения частиц. При наиболее рыхлой упаковке макета порода будет обладать максимальной пустотностью, которая может достигать порядка 48%:

$$n = \left(1 - \frac{\pi}{6}\right) \cdot 100 = 47.6\%$$

Для наиболее плотной ромбической упаковки минимальная пустотность составляет порядка 26%. Отметим, что размер частиц никак не влияет на величину общей пористости / пустотности. Главным образом, на это влияет их гранулометрическая неоднородность – неоднородность частиц, слагающих горную породу. В этом случае частицы мелкого размера заполняют пространство между более крупными частицами, тем самым уменьшая общее пустотное пространство. Из этого следует, что чем более гранулометрически неоднородна осадочная порода, тем у нее меньшая пустотность.

Еще одним фактором, влияющим на общую пустотность осадочной горной породы, является форма частиц: чем более изометричны и не упорядочены частицы, тем менее плотно они прилегают друг к другу и будет пустотность выше.

На пористость влияют и эпигенетические процессы, которые происходят с горной породой в процессе ее геологической эволюцией: уплотнение, если порода погружается под более свежие осадки; цементация пустотного пространства.

«Реальная» горная порода

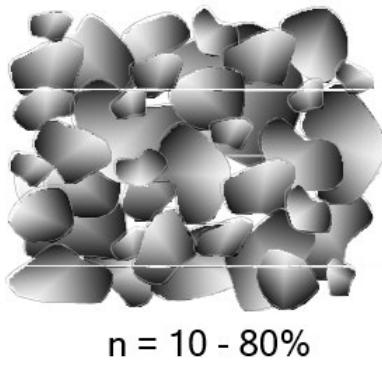


Рис. 3.1. «Реальная» горная порода

«Идеальная» горная порода

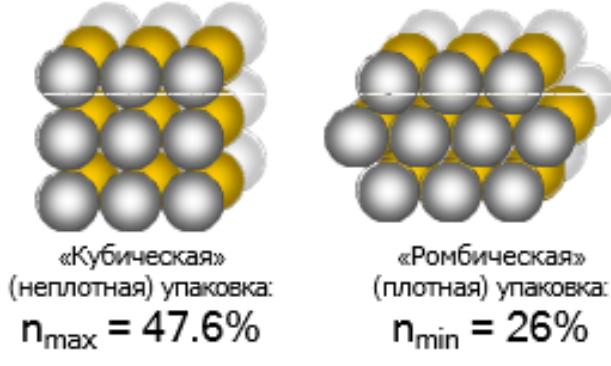


Рис. 3.2. «Идеальная» горная порода

В таблице 3.2 приведена относительная шкала пористости для разных типов горных пород. Из этой таблицы видно, что наибольшей пустотностью обладают самые свежие (молодые) осадки: породы почвенного слоя, различного вида илы, которые откладываясь на дне водоемов, торфяные отложения. Общая пустотность за счет такого рыхлого, неуплотненного сложения может достигать более 50%.

В сформировавшихся осадочных отложениях наблюдается четкая зависимость, что более дисперсные горные породы (т.е. состоит из более тонких частиц) обладают максимальной пустотностью. Породы с более крупными частицами обладают меньшей пустотностью. Сцементированные осадочные горные породы имеют еще более низкую общую пустотность, так как пустотное пространство заполнено цементом, которое связывает отдельные частицы. У кристаллических пород пустотность связанная с пористостью составляет первые проценты.

Таблица 3.2. Относительная шкала пористости

Породы		n, %
Свежие осадки	Торф	80
	Почвы	55
	Илы	50
Осадочные породы	Лёсс, лёссовидные суглинки	45
	Суглинки, глины	20 – 40
	Опока	35
	Пески	25 – 35
	Мел	30

	Песчаники	10 – 20
	Известняки, доломиты	5
	Гипс	1
Метаморфические породы	Сланцы	4
	Кварциты, гнейсы, мрамор	2
Магматические породы	Порфириты, эфузивы	2
	Граниты, интрузивы	1

Пример: представим песчаную породу, сложенную из относительно крупных песчаных зерен, в пространство между ними помещаются тонкие пылеватые частицы; если порода преимущественно состоит из тонких частиц, тогда промежутки между ними нечем заполнять и пространство не может быть закрыто.

Трециноватость

Трециноватость – тип пустотности, который характерен для скальных или кристаллических горных пород: магматических, метаморфических, осадочных горных пород с твердыми связями, монолитной средой. Пустоты в горной породе образованы только в результате наличия в ней трещин.

Трециноватость может быть по своей природе различна и образовываться за счет разных процессов:

- сингенетическая: при остывании лавы и интрузивов;
- диагенетическая: при литификации первичного осадка;
- тектоническая: в зонах разломов, складкообразования;
- экзогенная: выветривание, разуплотнение в эрозионных врезах.

трещиноватый массив

геометрическая модель

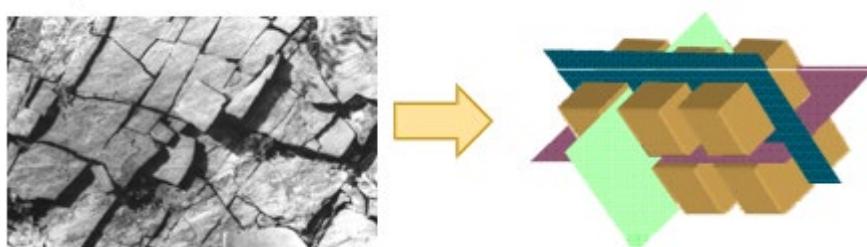


Рис. 3.3. Трециноватость в породе (слева) и в модели (справа)

В количественном выражении общая пустотность за счет трециноватости как правило находится в диапазоне до 10%, что существенно меньше диапазона общей пористости. Она зависит от:

- количества и размеров трещин;
- пластового давления (смыкание, закрытие и раскрытие трещин);
- вторичные процессы – кольматация, цементация, минералообразование, «промытость».

Кавернозность

Кавернозность характерна для кристаллических растворимых горных породах (рис. 3.4). Это карбонатные (известняки, доломиты), сульфатные (гипсы, ангидриты)

породы и каменные соли. Они представлены хорошо растворимыми минералами, по которым развиваются процессы растворения горной породы по трещинам. В результате растворения отдельных минералов первично трещиноватая горная порода увеличивает свою пустотность за счет того, что по существующим трещинам развиваются каверны, карстовые пустоты. За счет карстовых процессов могут образовываться каверны, размеры которых находятся в диапазоне: $10^{-1} - 10^2$ м.

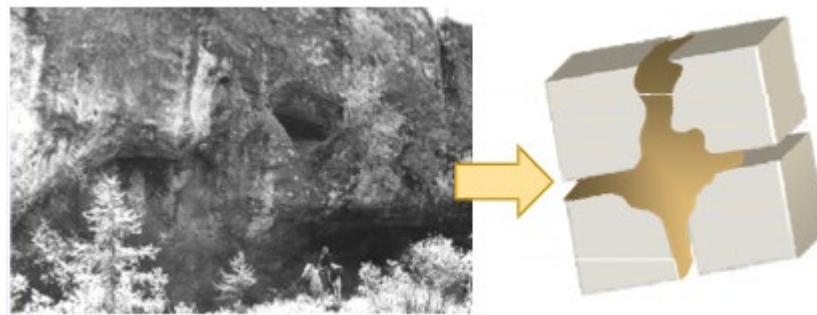


Рис. 3.4. Кавернозность в горном массиве и в модели

Примерами таких пустот являются известные карстовые пещеры.

Представим общую пустотность горной породы, состоящую из отдельных пор или отдельных трещин как некую совокупность трубок капиллярного размера. В отдельных порах / трещинах в зависимости от их размера могут действовать разные по своему размеру капиллярные силы, которые удерживают свободную воду. Вода переходного типа может удерживаться осмотическими / капиллярными силами, препятствующими ее движению. По степени развития в трещинах капиллярных удерживающих сил разделяют поры и трещины на сверхкапиллярные, капиллярные и субкапиллярные (таблица 3.3).

Таблица 3.3. Размеры капиллярных сил в трещинах и порах

Тип пор и трещин	Размеры (мм)	
	Поры	трещины
Сверхкапиллярные	> 0.5	> 0.25
Капиллярные	0.002 – 0.5	0.0001 – 0.25
Субкапиллярные	< 0.002	< 0.0001

Тип пустотности горной породы характеризует тип проницаемости горной породы для воды.

Тип проницаемости горных пород (фильтрационной среды):

- поровый;
- трещинный;
- каверновый (карстовый);
- трещинно-карстовый;
- порово-трещинный.

Еще раз рассмотрим количественную характеристику: величина пористости n всегда меньше 1. Общая пустотность / общая пористость определяется как отношение объема пустот к объему горной породы:

$$n = \frac{V_0}{V_\Pi}.$$

Существует еще одна характеристика пустотности / пористости, которая чаще используется в грунтоведении. Она называется *коэффициентом пористости* ε и определяется как отношение объема пустот V_0 к объему скелета горной породы (только минеральной части) V_C :

$$\varepsilon = \frac{V_0}{V_C}.$$

Покажем, что две величины связаны между собой:

$$\varepsilon = \frac{V_0}{V_\Pi - V_0} = \frac{\frac{V_0}{V_\Pi}}{1 - \frac{V_0}{V_\Pi}} = \frac{V_0/V_\Pi}{1 - V_0/V_\Pi} = \frac{n}{1 - n}.$$

Количественно ε и n – разные характеристики. Общая пустотность всегда меньше 1 ($n < 1$), коэффициент пористости может быть больше 1 ($\varepsilon > 1$).

Гидрогеологи изучают не общую пустотность горной породы, а активную пористость, т.е. изучается только та пористость, в которой может передвигаться свободная вода. Исключаются: поры, которые замкнуты и не связаны между собой и та часть пустотного пространства, которая заполнена физически-связанной водой.

Активная пористость n_a – часть общей пористости, в которой содержится и передвигается свободная (гравитационная) вода. Активная пористость характеризует относительно крупные, связанные между собой поры и трещины:

$$n_a = \frac{V_a}{V_\Pi},$$

где n_a – активная пористость, V_a – объем «активных» пустот, V_Π – общий объем горной породы. Величина активной пористости всегда меньше общей пористости:

$$n_a < n.$$

Пример. Представим дисперсную горную породу, состоящую из частиц разного размера: чем более тонкодисперсная порода, тем она будет иметь большую пустотность. Тогда глинистые породы будут иметь большую общую пустотность, чем пески. С точки зрения активной пустотности соотношение сохраняться не будет – соотношение будет обратным: у глин общая пустотность очень большая, но размеры пор настолько маленькие, что они в большей степени заполнены прочносвязанной водой, которая удерживается капиллярными силами, молекулярными силами. Если порода песчаная, то она имеет меньшую общую пустотность, но пустоты больше по размеру и меньшее их пространство занимает связанная вода и больше места остается для движения связанной воды. Таким образом, общая пустотность больше у тонкодисперсных горных пород, а активной пустотность выше в породах, которые представлены более крупными обломками.

3.2. Емкостные свойства

Пустоты – это не полная характеристика содержания воды в горной породе. Содержание воды в пустотах горной породы (рис. 3.5) характеризуют:

- 1) *Влажность* – показатель текущего увлажнения горной породы, содержания воды в пустотах горной породы в данный момент времени. Количество объемная влажность определяется как отношение объема воды к объему породы:

$$\omega = \frac{V_{\text{воды}}}{V_{\text{породы}}}.$$

Величина объемной влажности – безразмерная и исчисляется в долях единиц / процентах.

Содержание воды в горной породе можно охарактеризовать в объемах, а можно охарактеризовать в виде отношения массы воды к массе горной породы:

$$\omega_{\text{в}} = \frac{m_{\text{воды}}}{m_{\text{породы}}}.$$

Весовая и объемная влажность – физически разные характеристики и будут отличаться количественно. Они связаны между собой через отношение плотности воды и плотности породы:

$$\omega = \omega_{\text{в}} \frac{\rho_{\text{породы}}}{\rho_{\text{воды}}} \approx \omega_{\text{в}} \rho_{\text{породы}}.$$

- 2) *Влагоемкость* – константа горной породы – максимально возможное содержание разных видов воды. В зависимости от того, какой тип воды в горной породе характеризуется, различают разные типы влагоемкости:

- свободная вода;
- капиллярная вода (удерживаются капиллярные силы);
- рыхлосвязанная вода (удерживаются осмотические силы);
- прочносвязанная вода (удерживаются адсорбционные силы).

Максимальное содержание каждого вида воды в горной породе характеризует свою влагоемкость:

- гигроскопическая влагоемкость ω_g – максимальное содержание прочносвязанной воды в горной породе;
- молекулярная влагоемкость ω_m – максимальное содержание рыхлосвязанной и прочносвязанной (пленочной) воды в горной породе;
- капиллярная влагоемкость ω_k – максимальное содержание всей воды, которая удерживается любыми силами в горной породе;
- полная влагоемкость ω_0 – максимальное содержание всех видов воды в горной породе, в количественном выражении полная влагоемкость равна общей пустотности: $\omega_0 \approx n$.

Степень водонасыщения горной породы характеризует такой показатель, который называется недостаток насыщения.

Недостаток (дефицит) насыщения – разность между полной влагоемкостью и естественной влажностью породы:

$$\mu_H = \omega_0 - \omega_e.$$

В зависимости от текущего состояния горной породы недостаток насыщения находится в диапазоне:

$$0 \leq \mu_H \leq \omega_0.$$

Если $\mu_H = 0$ – порода полностью водонасыщена, если $\mu_H = \omega_0$, тогда порода полностью сухая.

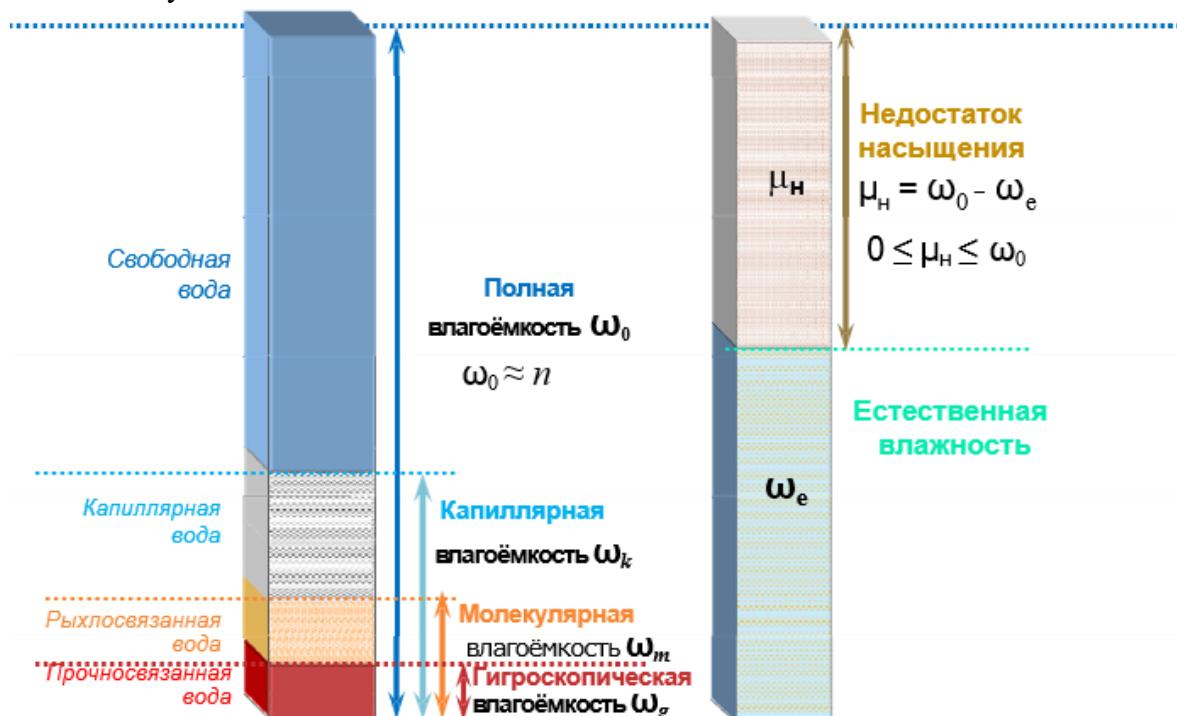


Рис. 3.5. Емкостные свойства горных пород

Влагоемкость горной породы является константой горной породы и характеризуется типом горной породы, ее сложением и генезисом. Рассмотрим характерный график (рис. 3.6), показывающий зависимость изменения максимальной молекулярной влагоемкости от дисперсности горной породы. Максимальная молекулярная влагоемкость характеризует содержание воды, которое удерживается молекулярными силами на поверхности частиц горной породы. Чем более мелкодисперсная порода, тем молекулярная влагоемкость становится выше и достигает максимальных значений для илов и глин, которые представлены пылеватыми и глинистыми частицами. По объему порядка 50% горной породы занято водой, которая удерживается молекулярными силами. У крупнозернистых пород доля прочно- и рыхлосвязанной воды существенно меньше.

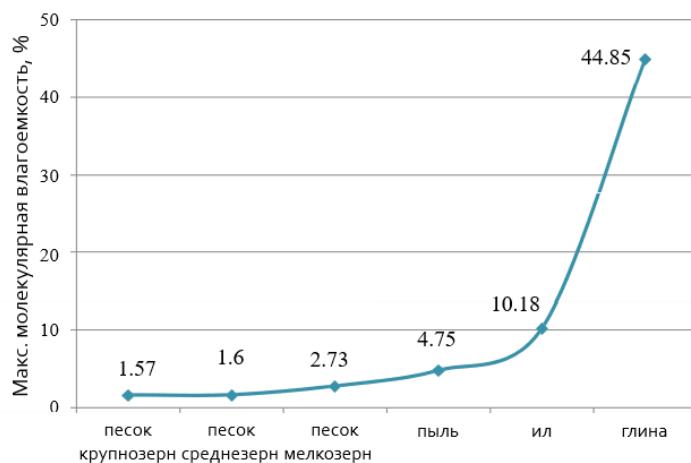


Рис. 3.6. Зависимость максимальной молекулярной влагоемкости от дисперсности осадочных горных пород

3) Водоотдача

Водоотдача – отношение объёма воды, свободно (гравитационно) вытекающей из полностью водонасыщенной породы, к общему объёму породы:

$$\mu = \frac{V_{\text{грав.ст}}}{V_{\text{породы}}} [-].$$

Если порода отдаст всю свободную воду, которая может перемещаться только под действием силы тяжести, тогда в горной породе останется вся вода, которая удерживается молекулярными силами и часть капиллярной воды в наиболее тонких капиллярах, где капиллярные силы превышают силу тяжести.

Максимальное содержание воды в горной породе, которое в ней остается после гравитационного осушения характеризуется еще одним типом влагоемкости (рис. 3.7) – *наименьшей (полевой) влагоемкостью*. Величина характеризует максимальное содержание всех видов воды в горной породе после осушения.

Из этого следует балансовый (физический) смысл параметра водоотдачи. Балансовое определение водоотдачи – это разность между полной влагоемкостью и наименьшей влагоемкостью:

$$\begin{aligned} \mu &= \omega_0 - \omega_n, \\ \omega_0 - \omega_k &\geq \mu \geq \omega_0 - \omega_m, \\ \mu &\approx n_a. \end{aligned}$$

Процесс гравитационного осушения / насыщения горных пород происходит в естественном режиме в верхних частях на границе зоны полного водонасыщения и зоны аэрации. Эта граница со временем меняет свое положение (процесс происходит естественным природным путем).

При таком естественном осушении / заполнении горных пород практически никогда не происходит их полного осушения. Если провести опыт по полному осушению горной породы в лаборатории, тогда величина водоотдачи будет сильно

меняться со временем. Режим и время, в течение которого горная порода полностью отдаст всю свободную воду может быть значительным и зависит от степени дисперсности и степени удерживающих сил. Крупнозернистая порода отдаст свою воду быстрее, чем мелкодисперсная. Из этого следует, что у параметра водоотдачи предельное значение сильно зависит от времени.

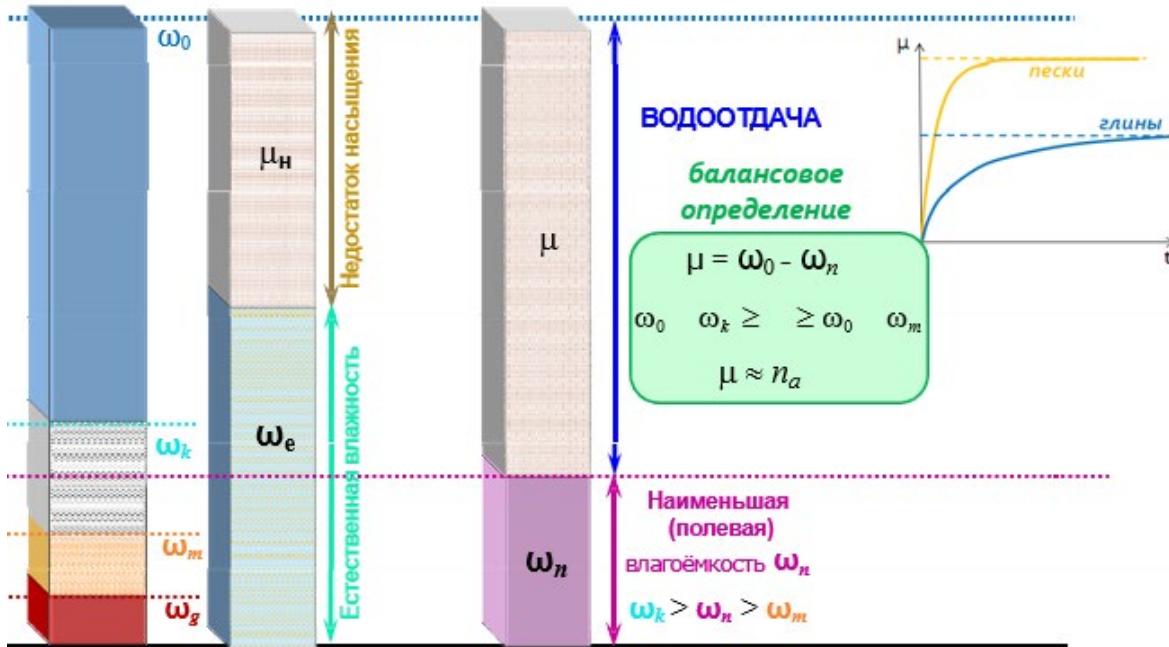


Рис. 3.7. Гравитационная емкость

Для количественной характеристики гравитационной водоотдачи горных пород используется третье количественное определение, которое характеризует ее динамический смысл.

Рассмотрим схему (рис. 3.8): представим образец горной породы, который насыщен водой до определенной высоты и количество воды характеризуется некоторым объемом V_0 . Уровень полного водонасыщения этого образца характеризуется некоторой высотой h . При этом будем рассматривать, что образец имеет единичную площадь. Пусть часть воды из образца горной породы вытекла, тогда изменится уровень полного водонасыщения на величину h^* , т.е. произойдет снижение уровня на величину Δh и из породы уйдет объем воды ΔV_0 :

$$\Delta V_0 = V_0 - V_0^*, \\ \Delta h = h - h^*.$$

Т.е. ΔV_0 характеризует изменение объема воды в пустотном пространстве горной породы, а Δh характеризует изменение уровня водонасыщения горной породы. Физический смысл гравитационной водоотдачи – отношение объема воды, которая гравитационно стекла из горной породы, к общему объему горной породы:

$$\mu = \frac{V_{\text{грав.ст}}}{V_{\text{породы}}} = \frac{\Delta V_0}{F \Delta h}, \text{ при } F = 1.$$

Динамический смысл водоотдачи:

$$\mu = \frac{\Delta V_0}{\Delta h}.$$

Водоотдача – отношение изменения объема воды в единичном (по площади) элементе породы ΔV_0 к изменению уровня воды в ней Δh .

Практикум. Одна из первых задач практикума состоит из определения параметра водоотдачи лабораторным способом (рис. 3.9).

Задача: измерение Δh , $\Delta V_{\text{воды}}$, F .

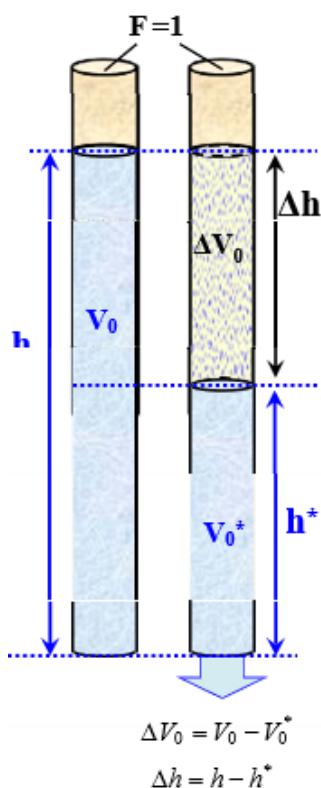


Рис. 3.8. Динамическое определение водоотдачи

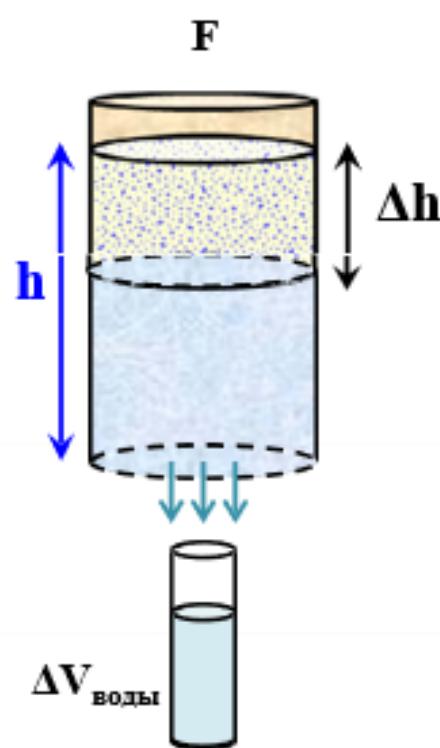


Рис. 3.9. Лабораторное определение водоотдачи в водонасыщенном образце

Рассмотрим характерные значения гравитационной водоотдачи для различных типов горных пород (таблица 3.4). Максимальными значениями отличаются крупнодисперсные осадочные горные породы, а наименьшими значениями характеризуются тонкодисперсные породы. Трещиноватые горные породы, где пустоты связаны с трещиноватостью, характеризуются незначительной гравитационной водоотдачей, так как общая пустотность у трещиноватых пород существенно меньше чем общая пористость.

Таблица 3.4. Значения гравитационной водоотдачи для различных типов горных пород

Порода	μ
Песок	0,15 – 0,35

Супесь	0,10 – 0,15
Суглинок	0,02 – 0,06
Песчаник	0,02 – 0,03
Известняк трещиноватый	0,01 – 0,10

3.3. Проницаемость

Проницаемость – способность горных пород пропускать воду и другие жидкости и газы под действием силы тяжести и градиента давления. Свойство проницаемости относится к фильтрационным свойствам.

Параметры:

- коэффициент фильтрации k [м/сут] – характеристика породы и жидкости (газа);
- коэффициент проницаемости k_{Π} [м^2], [D (Дарси, 10^{-12}м^2)] – характеристика только породы.

Между этими параметрами существует связь:

$$k = k_{\Pi} \frac{\rho g}{\eta},$$

где:

η – динамическая вязкость;

ρ – плотность,

g – ускорение свободного падения.

Пример. Для пресной воды, при $t = 20^\circ\text{C}$: $1 \text{ м/сут} \approx 1,2 \text{ D} \approx 1,2 \cdot 10^{-12} \text{ м}^2$ коэффициент фильтрации приблизительно равен коэффициенту проницаемости.

Воды, которые участвуют в гидрологическом круговороте, как правило, имеют небольшое количество растворенных веществ. Эта вода по свойствам имеет обычную температуру и вязкость. Но более глубокие воды, которые не участвуют в гидрологическом круговороте или участвуют опосредованно, имеют такие характеристики (плотность, вязкость), которые могут различаться в различных точках. В этом случае гидрогеологи не имеют права пользоваться коэффициентом фильтрации, и используют коэффициент проницаемости, который не связан со свойствами жидкости, которая через него двигается.

Поскольку основной практический интерес гидрогеологии лежит для большинства задач, связанных с верхней частью разреза, часто гидрогеологи используют коэффициент фильтрации. В таблице 3.5 показана сравнительная шкала проницаемости пород в зависимости от их коэффициента фильтрации. Это условная шкала (построена на качественном уровне). Отметим, что диапазон коэффициента фильтрации отличается на несколько порядков.

Проницаемость пород, сложенных крупнообломочными отложениями существенно выше, чем проницаемость тонкодисперсных пород. Практически не существует абсолютно водопроницаемых пород. Все породы на 99% в той или иной степени проницаемы для воды. Исключением являются два типа горных пород, которые обладают нулевой водопроницаемостью: водонасыщенные мерзлые породы,

каменная соль. Каменная соль обладает текучестью и аморфностью и за счет этого там практически отсутствуют пустоты.

Таблица 3.5. Классификация горных пород по водопроницаемости

Тип	Породы	k , м/сут
Очень хорошо проницаемые	Валунники, галечники, сильнотрещиноватые породы	100-1000
Хорошо проницаемые	Крупнозернистый песок, трещиноватые породы	10-100
Проницаемые	Средне и мелкозернистые пески, малотрещиноватые породы	1-10
Слабопроницаемые	Супеси, глинистые пески, слаботрещиноватые породы	0,1-1,0
Весьма слабопроницаемые	Суглинки, очень слаботрещиноватые породы	0,001-0,1
Почти непроницаемые	Глины, массивные породы	< 0.001
Абсолютно непроницаемые	Водонасыщенные мерзлые породы, каменная соль	0

Таким образом, породы могут сильно различаться по степени проницаемости и их условной характеристикой является коэффициент фильтрации. Связь между емкостными характеристиками и коэффициентом фильтрации и коэффициентом проницаемости существует, но не прямая (связь не линейная). И только для хорошо сортированных песков существует эмпирическая зависимость (формула П.А. Бецинского):

$$\mu \gg 0.117 \sqrt[7]{k}.$$

Лекция 4. Характеристика проницаемости основных типов горных пород

4.1. Классификация горных пород по водопроницаемости

С точки зрения гидрогеологии, горные породы – это коллекторы, способные вмещать определенное количество разных типов воды. Структура пустотного пространства, которая определяет содержание свободной воды и способность перемещаться в ней, во многом зависит от самой горной породы, ее истории развития, условий образования.

Ориентируясь на такой показатель, как коэффициент фильтрации, который характеризует проницаемость горной породы, показано, что горные породы имеют широкий диапазон этой количественной величины.

99% всех горных пород в той или иной степени являются проницаемыми для воды, за исключением пород в мерзлом состоянии и каменных солей, которые обладают пластичностью и текучестью, и поэтому практически не имеют пустотного пространства в своей структуре. По порядку величины коэффициента фильтрации они условно могут разделяться на:

- очень хорошо проницаемые;
- хорошо проницаемые;
- проницаемые;
- слабопроницаемые;
- весьма слабопроницаемые;
- почти непроницаемые;
- абсолютно непроницаемые.

Любой разрез горных пород в зависимости от типа пород, от условий ее осадконакопления, будет характеризоваться определенным типом проницаемости.

Таким образом, понимая условия образования горной породы, ее структуру, развитие в ходе геологических процессов, можно предварительно разделить разрез на хорошо проницаемые и относительно менее проницаемые породы. Это деление всегда относительное: исходя из того, что все породы в той или иной степени проницаемы. Одни и те же горные породы в разных ситуациях и условиях могут рассматриваться сначала как более проницаемые, если рядом есть породы с меньшей проницаемостью, затем как менее проницаемые, если рядом находятся породы с лучшей проницаемостью.

Рассмотрим основные типы горных пород и проанализируем их с точки зрения их проницаемости, т.е. наличия в них свободной воды и способности ее пропускать.

4.2. Основные типы водовмещающих пород и слабопроницаемых отложений

По условиям формирования все породы (табл. 4.1) разделяются на:

- осадочные породы:
 - дисперсные (рыхлые) породы;
 - с твердыми связями;

- магматические породы;
- метаморфические породы.

Таблица 4.1. Основные типы водовмещающих пород и слабопроницаемых отложений

Класс	Генетический тип		Литологический состав	Тип проницаемости	Гидрогеологическая принадлежность	k , м/сут
Осадочные дисперсные	Аллювий	равнинный	Галечники, пески, супеси	Поровый	водоносные	1 – 10
		горный	Валунники, галечники, пески		водоносные	10 – 100
	Делювий, пролювий	равнинный	Супеси, суглинки		слабопроницаемые	0.1 – 0.01
		горный	Валунники, галечники, пески		водоносные	10 – 100
	Озерные, озерно-ледниковые		Супеси, суглинки		слабопроницаемые	0.1 – 0.001
	Ледниковые (морена)		Суглинки		слабопроницаемые	0.01 – 0.001
	Водно-ледниковые (флювиогляциальные)		Разнозернистые пески		водоносные	1 – 100
	Эоловые		Мелкозернистые пески, лесссы		водоносные	1 – 10
	Морские		Глины		слабопроницаемые	< 0.001
Осадочные с твердыми связями	терригенные		Песчаники, конгломераты	Порово-трещинный	Водоносные или слабопроницаемые	0.1 – 1
			Аргиллиты, алевролиты		слабопроницаемые	0.001 – 0.1
	морские		Известняк, доломит, гипс	Трещинно-карстовый	водоносные	0.1 – 1000
			Мергели, опока, мел	Трещинный	Водоносные или слабопроницаемые	0.01 – 1.0
			Соли		непроницаемые	≈ 0

Магматические и метаморфические	В массиве		трещинный	слабопроницаемые	0.00001 – 0.1
	В зонах трещиноватости			водоносные	0.1 – 10
Вулканогенные и вулканогенно-осадочные	Внутри лавового покрова	Эффузивы, туфы, пепел	поровый и трещинный	водоносные	1 – 10
	В зонах оплавления			весьма слабопроницаемые	≈ 0

Осадочные дисперсные горные породы

Осадочные дисперсные горные породы представлены отдельными частицами и обломками. Для дисперсных пород основной тип проницаемости – это пористость.

Аллювиальные отложения

Аллювиальные отложения связаны с эрозионно-аккумулятивной деятельностью речных потоков. По условиям осадконакопления различают аллювиальные отложения, которые формировались в *равнинных* условиях и в *горных* условиях.

Равнинные реки характеризуются не очень высокими скоростями течения. В качестве материала, который может откладываться, могут выступать породы различной дисперсности: от относительно крупнообломочных (галечных, песчаных) до относительно мелко-дисперсных супесей / суглинков. Эти отложения распространены полосообразно, т.к. развиты в пределах долин рек и слагают террасы, широта их распространения зависит от масштаба реки: у крупных рек это могут быть несколько террас и долина может иметь распространенность в несколько километров; для маленьких рек долины и области распространения аллювиальных отложений небольшие. Мощность аллювиальных отложений равнинных рек не превышает десятков метров. Наиболее крупные речные долины имеют несколько разновозрастных террас. Общая закономерность: аллювий более древних террас имеет более грубый состав по сравнению с аллювиальными отложениями более молодых террас. Это связано с возрастом реки: древние террасы формировались, когда река была молодая и активно врезалась и прорезала отложения – имела большую энергию, следовательно, откладывался более грубоэзернистый материал. С течением времени река становилась менее активной и откладывался более тонкодисперсный материал. В целом, общая пустотность определяется, главным образом, составом галечных и песчаных отложений, которые в этой толще являются превалирующими. Крупнозернистые обломки обладают не самой большой общей пористостью, однако эти отложения

обладают большой активной пустотностью: за счет крупного размера пор в них содержится большое количество свободной воды. По этой причине чаще всего аллювиальные отложения по отношению к соседним отложениям разреза рассматриваются как относительно водоносные или хорошо проницаемые. Диапазон этой характеристики фильтрации варьирует в первых единицах (до 10 м/сут). Отметим, что вниз по течению реки состав аллювия становится тонко-дисперсным. В связи с этим ухудшается проницаемость этих отложений. Это связано с условиями осадконакопления: большей энергией обладает водный поток в начале, по мере движения по реке скорость водных потоков падает. Т.е. аллювиальные отложения представлены относительно крупнообломочными песчаными, галечными отложениями.

Таким образом, аллювий равнинных рек (рис. 4.1) имеет следующие особенности:

- полосообразное распространение ($n \cdot 100 - n \cdot 1000$) м;
- мощность $n = n \cdot 10$ м;
- «террасированность» отложений, более грубый состав древних террас;
- горизонтальная слоистость, увеличение зернистости и проницаемости с глубиной:
 - пойменная фация – супеси, суглинки;
 - русловая фация – пески;
 - базальный горизонт – галечники.
- увеличение дисперсности и уменьшение проницаемости отложений вниз по долине.

Отличие аллювиальных отложений горных рек от аллювиальных отложений равнинных рек определяется особенностями осадконакопления, которые связаны с тем, что горные реки обладают существенно большими скоростями водного потока: переносят и откладывают более грубозернистый материал.

Аллювиальные отложения в долинах горных рек распространены на меньшей площади, так как долины рек имеют узкую *V*-образную форму. В отличие от аллювиальных отложений равнинной реки мощность аллювия горной реки более существенная: суммарная мощность может достигать нескольких сотен. По составу аллювий горных рек представлен более грубым материалом. В этом случае отложения характеризуются большой пустотностью, поры большие – высокая проницаемость. Еще одно отличие от аллювиальных отложений равнинных рек: отсутствие структурированности отложений, вся толща горного аллювия имеет неупорядоченное строение.

Таким образом, аллювий горных рек (рис. 4.2) имеет следующие особенности:

- ограниченное распространение ($n \cdot 10 - n \cdot 100$) м;
- большая мощность до $n = n \cdot 100$ м;
- крупнообломочные отложения: валуны, галька, крупнозернистые пески – высокая проницаемость;
- неупорядоченное строение, несортированность отложений.



Рис. 4.1. Аллювий равнинных рек



Рис. 4.2. Аллювиальные отложения горных рек

Делювиально-пролювиальные отложения

Делювиально-пролювиальные отложения – отложения непостоянных водных потоков (склоновый смыв). Отложения развиты ограничено, образуют шлейфы у подножий склонов. Для них характерно изменение дисперсности от подножия склона к равнине – это связано с изменением скорости водных потоков, которые откладывают эти отложения. При большой скорости оседают более крупные частицы. Различают делювиально-пролювиальные отложения равнинных и горных условий.

Отложения равнинных условий развиты очень локально, склоны характеризуются небольшой крутизной, рельеф – полого-волнистый, с небольшими уклонами, следовательно, скорости водных потоков – небольшие. Отложения характеризуются небольшой мощностью в пределах первых метров. Исходя из того, что на равнине водные потоки обладают небольшой энергией, откладывается тонкодисперсный материал (супеси, суглинки). С увеличением общей дисперсности увеличивается общее пространство, но активное пустотное пространство для нахождения свободной воды – сокращается. Делювиально-пролювиальные отложения равнинных условий характеризуются относительно небольшими коэффициентами фильтрации, и часто рассматриваются как *слабопроницаемые*.

Делювиально-пролювиальные отложения горных условий (рис. 4.3) образуют большие по площади шлейфы в предгорных областях. Их площадь может характеризоваться десятками / сотнями / тысячами квадратных километров. Часто шлейфы от разных потоков сливаются в единую структуру. Мощность таких отложений может достигать десятков / сотен метров. Отложения характеризуются четкой сортировкой: четкое изменение зернистости отложений (у подножия откладываются крупнозернистые, крупнообломочные материалы: как правило, валунники, крупная галька; по мере падения скорости потока валуны и галечники сменяются крупнозернистыми песками и т.д.). В основной массе отложений находится крупнообломочный материал, который характеризуется высокой проницаемостью (высокие коэффициенты фильтрации).

Таким образом, делювиально-пролювиальные отложения имеют следующие особенности:

- шлейфы у подножий склонов;
- увеличение дисперсности от подножья к равнине;
- равнинные условия:
 - локальное распространение, небольшая мощность (менее 1-2 м);
 - тонкодисперсный супесчано-суглинистый состав;
- горные условия:
 - обширные предгорные шлейфы и конуса выноса, $n \cdot (10 - 100) \text{ км}^2$;
 - большая мощность, $n \cdot (10 - 100) \text{ м}$;
 - грубообломочный состав и хорошая сортированность: валуны → галечники → пески → песчано-глинистые отложения;
 - высокая проницаемость.

Озерные, озерно-ледниковые отложения

Наиболее тонкий, илистый материал откладывается в спокойных условиях. Тонкие пылеватые частицы по мере уплотнения осадка переходят в алевриты / суглинки / глины. Отложения распространены достаточно локально: на площади акваторий озер, и обладают не очень большой мощностью (в пределах первых метров). Чаще всего отложения характеризуются невысокими значениями коэффициента фильтрации и рассматриваются как относительно слабопроницаемые, так как они содержат преимущественно связанную воду и воду в переходном состоянии, которая удерживается молекулярными силами.

Таким образом, озерные и озерно-ледниковые отложения имеют следующие особенности:

- локальное распространение;
- небольшая мощность $< 10 \text{ м}$;
- тонкодисперсный пылеватый, глинистый материал - жилы, алевриты, глины;
- низкая проницаемость.

Ледниковые отложения

На территории России широко развиты ледниковые отложения. Вся северная часть территории нашей страны испытывала неоднократные период оледенений и межледниковых. Ледниковые отложения – моренные отложения (рис. 4.4), мощность которых может достигать нескольких десятков метров. По составу эти отложения представлены преимущественно суглинистыми отложениями, которые могут включать отдельные прослои наиболее крупнозернистых песков и иногда включения валунов / гальки.

Из-за того, что было несколько периодов оледенений, часто в разрезе проявляются несколько разновозрастных морен, которые могут залегать на разных глубинах и чередуются с межледниковыми отложениями. Для территории России для морен характерен рыжеватый / красноватый цвет. Если морена оказалась близко к

поверхности, отложения могут быть выветрелыми (у самой поверхности за счет экзогенного выветривания глины иссушаются и растрескиваются).

В основной толще пород морены характеризуются крайне-низкой проницаемость, так как отложения представлены преимущественно суглинками и глинами.

Таким образом, ледниковые отложения имеют следующие особенности:

- широкое распространение $n \cdot (10 - 100) \text{ км}^2$;
- большая мощность $n \cdot 10 \text{ м}$;
- суглинки, глины с прослойями песков и включениями валунов, гальки;
- несколько разновозрастных морен в разрезе;
- низкая проницаемость.



*Рис. 4.3. Делювиально-
пролювиальные отложения горных
условий*



Рис. 4.4. Ледниковые отложения (морена)

Водно-ледниковые (флювиогляциальные) отложения

Водно-ледниковые (флювиогляциальные) отложения (рис. 4.5) образовываются водными потоками в периоды резкого потепления (межледниковые периоды), когда происходило отступание / таяние ледников и водные потоки выносили весь материал, который был в леднике. Отложения такого типа имеют широкое распространение и представлены преимущественно песчаным материалом (разнозернистые пески), мощность которого может быть значительной. Отложения могут образовывать целые зандровые равнины. В отличие от аллювиальных отложений эти пески не обладают сортированностью: закономерности в изменениях зернистости – нет, характерна косая слоистость, связанная с турбулентностью / изменчивостью водно-ледниковых потоков, которые их образовывали.

В результате смены периодов ледникового и межледникового водоно-ледниковые отложения вместе с мореной сформировали переслаивание в разрезе. Таких серий (пачек) может быть несколько в разрезе в зависимости от циклов оледенений, которые испытывала данная территория.

Отложения характеризуются существенно большей проницаемостью, чем моренные суглинки, а следовательно, и более высокими коэффициентами фильтрации.

Таким образом, водно-ледниковые отложения имеют следующие особенности:

- широкое распространение (зандровые равнины);
- значительная мощность $n \cdot 10$ м;
- разнозернистые пески;
- слабая сортированность, косая слоистость.
- несколько разновозрастных отложений в разрезе, переслаивание с мореной.

Эоловые отложения

Эоловые отложения (рис. 4.6) – отложения, образованные деятельностью ветра.

Их проницаемость существенно изменяется при увлажнении.

Водно-ледниковые отложения имеют следующие особенности:

- широкое распространение в аридных районах, пустынях;
- значительная мощность $n \cdot 10$ м;
- состав: однородные мелкозернистые пылеватые пески, лёссы;
- часто неполностью водонасыщены (находятся в зоне аэрации), что связано с недостаточным увлажнением территории;
- высокая проницаемость в сухом состоянии и низкая в водонасыщенном (набухание – захват свободной воды пылеватыми частицами);
- коэффициенты проницаемости составляют 1 – 10 м/сутки.



Рис. 4.5. Водно-ледниковые (флювиогляциальные) отложения



Рис. 4.6. Эоловые отложения

Морские отложения

Морские осадочные отложения формируются под акваториями океанов и занимают огромные площади. Основное осадконакопление происходит в морских условиях. Наиболее мощные отложения являются продуктом отложений в морских условиях. Состав преимущественно представлен тонкозернистым материалом и существенно зависит от условий осадконакопления / осадочного бассейна, у которого

может изменяться глубина (трансгрессии / регрессии). Для мелководных условий характерны более крупно-зернистые отложения, которые сносятся с ближайшей суши. Наряду с глинистыми пылеватыми частицами происходит накопление песчаных частиц. Типичный пример – отложения юрских глин (рис. 4.7). В глубоководных условиях образовываются более плотные пластичные глины (рис. 4.8) с примесью мелких ракушек и органических остатков. Глубоководные морские глины чаще всего используются для гончарного дела.



Рис. 4.7. Песчанистые глины



Рис. 4.8. Глубоководные глины

Состав морских глин резко контрастирует с составом других осадочных пород, которые могут находиться рядом с ними. Отложения рассматриваются как очень слабопроницаемые с низкими коэффициентами фильтрации. Увеличение их проницаемости может происходить за счет вторичных процессов уплотнения глин.

Таким образом, морские отложения имеют следующие особенности:

- широкое распространение;
- значительная мощность $n \cdot 10$ м;
- состав и проницаемость – условия осадконакопления;
- мелководные условия – песчанистые глины;
- глубоководные условия – однородные плотные пластичные глины;
- низкая проницаемость;
- увеличение проницаемости за счет трещиноватости при уплотнении и литификации.

Осадочные горные породы с твердыми связями

Осадочные породы могут быть литифицированными, т.е. иметь твердые связи (сцепментированные обломки). Следует различать то, в каких условиях происходило осадконакопление:

- терригенные осадочные породы;
- морские осадочные породы.

Терригенные осадочные породы

Терригенные осадочные породы имеют порово-трещинный тип пустотности. Породы сложены из отдельных обломков горных пород, между которыми есть

отдельное пространство между частицами (поры). Все обломки скементированы, поэтому породы могут растрескиваться. По дисперсности пород, которые слагают эти осадочные горные породы можно выделить песчаники и конгломераты (скементированные породы, представленные горными породами) (рис. 4.9). Так как породы могут иметь и поры и трещины, их проницаемость сильно зависит не только от типа породы, но и от степени ее трещиноватости и от скементированности отложений. По этой причине осадочные терригенные породы с твердыми связями относят (в зависимости от ситуации) либо к водоносным (если рядом расположены глины), либо слабопроницаемым породам (если рядом лежат нескементированные галечники), а коэффициент фильтрации варьируется от 0.1 до 1.0 м/сутки.

Терригенные отложения сложенные более тонкозернистыми частицами – это аргиллиты, алевролиты (скементированные, уплотненные, пылеватые, глинистые частицы) (рис. 4.10). Эти терригенные отложения слагают флишевые толщи: в разрезе чередуются песчаники, алевриты, аргиллиты. Вся толща может иметь широкое распространение и занимать большую мощность. Прослои аргиллитов и алевролитов, так как они скомированы более тонкозернистыми частицами, относительно слабопроницаемые, слабо водоносные, либо могут иметь относительно повышенную проницаемость только в зонах экзогенной трещиноватости (где породы растрескиваются вблизи поверхности за счет выветривания; в осьях складок; в зонах тектонических нарушений).

В целом разрез характеризуется тонким послойным различием проницаемости отдельных прослоев. Мощность отдельных прослоев алевролитов / аргиллитов / песчаников может составлять первые сантиметры. Эта проницаемость может изменяться у всей толщи по отдельным прослоям.

Анизотропия проницаемости – различие проницаемости в разных направлениях. Проницаемость по слою, представленному песчаниками, будет существенно выше, чем проницаемость вертикальная. В вертикальном разрезе резко меняется пустотное пространство. В целом, аргиллиты и алевролиты характеризуются слабой проницаемостью.



Рис. 4.9. Терригенные отложения
(конгломераты, песчаники)



Рис. 4.10. Терригенные отложения
(аргиллиты, алевролиты)

Морские осадочные отложения с твердыми связями: известняки, доломиты, гипсы (рис. 4.11), которые объединяются в одну группу, потому что они представлены в своем составе хорошо растворимыми минералами (кальцит, гипс). Это и характеризует основные гидрогеологические свойства этих осадочных отложений.

Отложения развиты на огромных площадях. Например, большая часть Восточно-Европейской платформы сложена толщей известняков разного возраста, мощность которых может достигать нескольких сотен метров. Отложения характеризуются большим содержанием органики и невысокой прочностью. По этой причине они становятся высоко-трещиноватыми по мере уплотнения. По этим трещинам за счет высокой растворимости начинают развиваться карстовые процессы (образование каверн). Породы имеют двойной тип пустотного пространства: трещины и каверны. Их проницаемость зависит от степени трещиноватости / условий залегания / содержания хорошо растворимых минералов.

Карстовые процессы в породах развиваются по первичным трещинам. Массив пород между трещинными зонами остается относительно плотным, ненарушенным, слабо-трещиноватым. Для всего массива известняков характерно послойное различие проницаемости по отдельным слоям известняков, которые характеризуются различным минеральным составом, различной прочностью, различной степенью закарстованности: один слой может быть более трещиноватым, другой – менее трещиноватый и т.д. В целом для массива известняков закарстованность уменьшается сверху вниз, поскольку карстовый процесс связан с поступлением метеогенных инфильтрационных вод, которые способствуют растворению. В эрозионных понижениях (в долинах рек) степень закарстованности увеличивается, что связано со снятием нагрузки от веса вышележащих пород. На водоразделе породы перекрываются более мощной толщей, чем в долине реки, где за счет эрозионного вреза нагрузка от вышележащей толщи снята эрозией.

Для пород характерно резкое различие проницаемости в разных частях массива – неоднородность проницаемости по площади и в разрезе. Характеризовать ее количественно не представляется возможным. Чаще всего весь массив известняков характеризуется как водоносный. Если известняки высоко-трещиноватые и закарстованные – тогда отложения в целом высокопроницаемые.

Таким образом, морские отложения осадочных пород с твердыми связями (известняки, доломиты, гипсы) имеют следующие особенности:

- широкое распространение (тыс. км²);
- значительная мощность $n \cdot 100$ м;
- проницаемость зависит от трещиноватости и закарстованности;
- послойное (зонное) различие проницаемости, анизотропия;
- уменьшение проницаемости с глубиной, увеличение – в эрозионных понижениях;
- резкое различие (неоднородность) проницаемости по площади и в разрезе – от слабоводоносных до высокопроницаемых.

Морские осадочные отложения с твердыми связями: мергели, опоки, мел (рис. 4.12). Первичный осадок: более тонкозернистый материал, отложения более плотные, более пластичные и менее хрупкие. Отложения не подвержены карсту. В силу своей пластичности отложения характеризуются невысокой трещиноватостью, которая может быть повышенна на локальных участках. Отложения рассматриваются, как правило, как слабоводоносные или слабопроницаемые.

Таким образом, морские отложения осадочных пород с твердыми связями (мергели, опоки, мел) имеют следующие особенности:

- не подвержены карстованию;
- невысокая (локальная) трещиноватость;
- слабоводоносные или слабопроницаемые.



Рис. 4.11. Известняк, доломит, гипс



Рис. 4.12. Мергели, опока

Морские осадочные отложения с твердыми связями: каменные соли (рис. 4.13). Единственный тип отложений, который может рассматриваться как абсолютно непроницаемый для воды. Это связано с их аморфностью, текучестью, высокой пластичностью. Поэтому отложения практически не обладают пустотностью.



Рис. 4.13. Каменные соли

Кристаллические горные породы (магматические и метаморфические)

По гидрогеологическому облику магматические и метаморфические породы похожи тем, что они характеризуются трещинным типом проницаемости. Пустоты в этих горных породах на 99.9% представлены трещинами. Если породы залегают в массиве, на больших глубинах и далеко от поверхности, где они не подвержены экзогенному выветриванию, тогда они имеют слабую трещиноватость. Если породы залегают близко к поверхности и подвержены экзогенному выветриванию, тогда в них может развиваться разная степень трещиноватости. Такую же повышенную трещиноватость они могут иметь в зонах тектонических нарушений. В зависимости от условий их залегания они могут иметь очень низкую проницаемость и рассматриваться как очень слабо проницаемые, либо в других условиях залегания за счет повышенной трещиноватости могут рассматриваться как водоносные.

Интересно, что скальные тектонические породы по отдельным зонам тектонических нарушений, где они имеют повышенную водоносность, являются серьезным вопросом при проведении горных работ: скрытые зоны повышенной трещиноватости дают аварийные притоки в горные выработки.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные горные породы

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные горные породы – породы, которые образовывались вблизи действующих когда-то / в настоящее время вулканических очагов. Они формируют лавовые покровы в зонах излияния древних / современных вулканов. Лавовые покровы нескольких циклов излияния могут образовывать огромную слоистую толщу мощностью в несколько сотен метров. По составу это эффузивные породы (породы излившейся магмы, остывшей и растрескавшейся), туфы, пепел – продукты выброса вулкана.

Отложения, которые слагают каждый цикл излияния, будут существенно отличаться по глубине. Покровы, которые представлены эффузивами и перекрыты сверху вулканогенно-осадочными породами, представляют собой относительно водоносную и проницаемую толщу, так как они обладают пустотностью связанную с пористостью. На подошве каждого цикла излияния образуется зона плавления, где породы имеют крайне низкую проницаемость, близкую к 0.



Рис. 4.14. Магматические и метаморфические породы

Заключение

Таким образом, условия осадконакопления горной породы, ее геологическая история развития определяют структуру и тип пустотного пространства, которые резко различаются для разных типов горных пород.

Все значения, характеризующие проницаемость, пустотное пространство оцениваются количественно специальными методами. Однако, еще без таких оценок показано, что вся толща горных пород (с точки зрения гидрогеолога) так или иначе будет представлять последовательность пород, которые будут сильно различаться по своим свойствам пустотности / проницаемости / разному содержанию свободной воды в составе. Практически вся толща горных пород в той или иной степени насыщена водой: в одних горных породах с большим активным пустотным пространством воды будет много, а в других будет мало. Важно понимать, деление пород на водоносные и слабопроницаемые – условное.

Раздел II. Физические свойства и химический состав подземных вод

Лекция 5. Строение молекулы и структура воды

Гидрогеохимия – раздел гидрологии, изучающий химический состав подземных вод и процессы его формирования. Абсолютно чистой воды в природе не существует. Любая природная вода – это сложная геохимическая система, в составе которой находятся как растворенные минеральные вещества, органические вещества, газы. Кроме того, любая природная вода обладает особыми физическими свойствами.

Подземные воды – сложная геохимическая система, состояние которой зависит от:

- свойств воды;
- свойств растворенных веществ и их химического взаимодействия;
- химического взаимодействия с горными породами.

Вода H_2O (оксид водорода или гидрид кислорода) – уникальное химическое соединение с аномальными свойствами. В таблице 5.1 представлены расчетные значения температур кипения /плавления. Вода является самой легкой по своему составу в ряду гидридов: расчетные ожидаемые температуры должны быть низкими. На самом деле, эти температуры не являются низкими, а, наоборот, аномально высокие. Таких уникальных свойств у воды много.

Таблица 5.1. Температуры кипения и замерзания воды и ее химических аналогов

Вещество	t, °C	
	кипения	замерзания
H_2O	+100 (-70 теоретически)	0 (-90 теоретически)
H_2S	-61	-82
H_2Se	-42	-64
H_2Te	-4	-51

5.1. Строение молекулы воды

Причиной аномальных свойств воды является строение молекулы. Молекула воды состоит из двух атомов водорода и атома кислорода (рис. 5.1), которые образуют равносторонний треугольник. Такое полярное расположение атомов в молекуле воды приводит к тому, что у молекулы воды формируется электронное облако (рис. 5.2). Концентрация этого электронного облака создает определенный электрический заряд молекулы.

Молекула воды – диполь; имеет внутренний заряд, который формируется за счет концентрации отрицательного заряда вблизи атома кислорода и концентрации положительных зарядов вблизи атомов водорода. Такая концентрация электрического заряда приводит к тому, что молекулы воды имеют способность образовывать между собой водородные связи, которые образуются между положительными атомами водорода и атомами кислорода. Каждая молекула воды может образовывать три связи с соседними молекулами. Способностью воды образовывать водородные связи объясняется большинство её аномальных свойств. Это приводит к тому, что вода

имеет определенную структуру, которая может быть различна в разных фазовых состояниях. Структура может изменяться под влиянием внешнего воздействия.

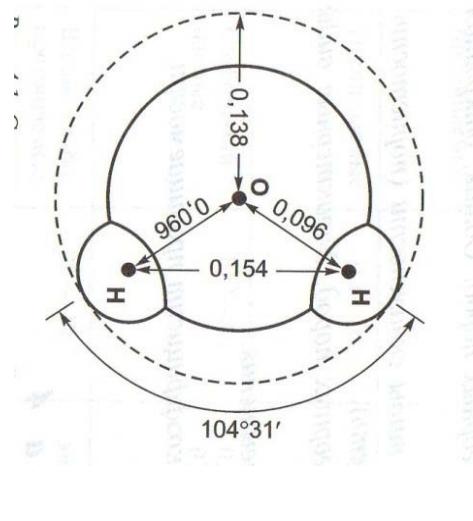


Рис. 5.1. Строение молекулы воды

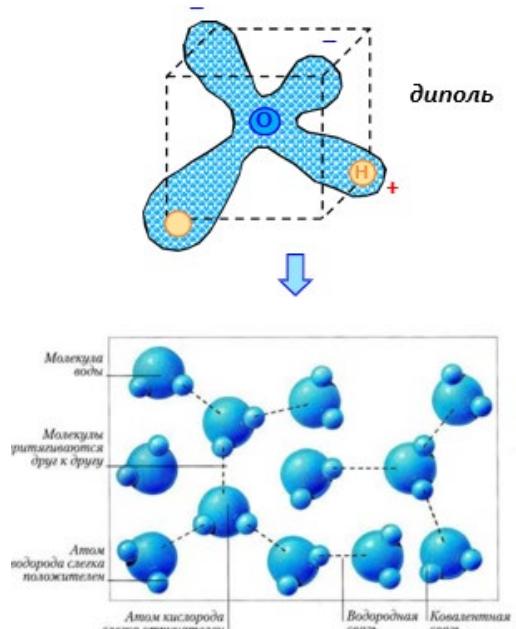


Рис. 5.2. Электронное «облако» молекулы воды (сверху). Водородные связи между молекулами воды (снизу)

Структура воды (рис. 5.3):

- формируется за счет водородных связей;
- различна в разных агрегатных состояниях.

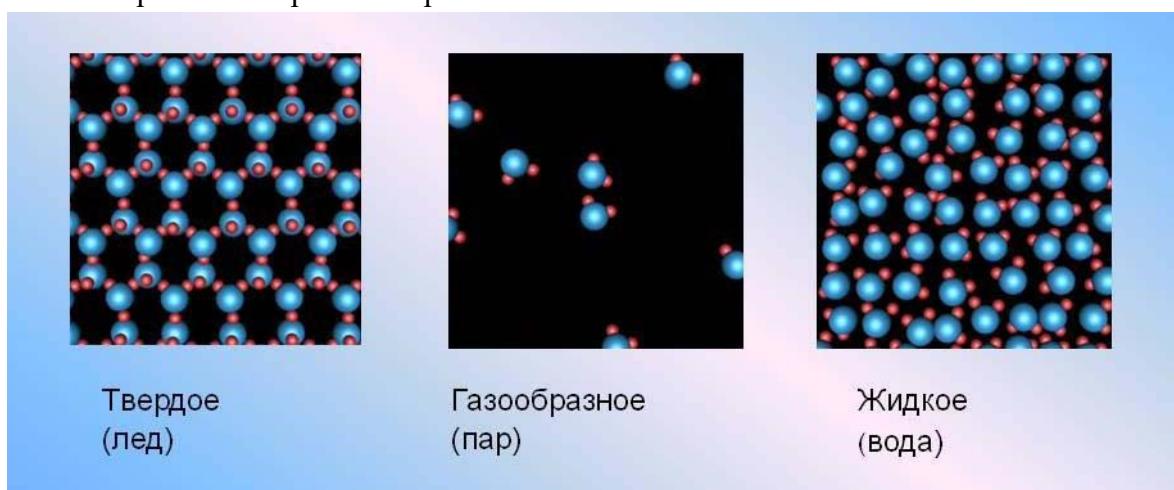


Рис. 5.3. Структуры воды

В твердом состоянии (лёд) структура воды образует тетраэдрическую кристаллическую решётку, которая достаточно неплотная / рыхлая. Структура воды может существенно изменяться под внешними воздействиями.

Известный японский естествоиспытатель Масару Эмото утверждает, что структура воды может реагировать на внешние воздействия. Например, он имеет публикации на тему изменения структуры воды в твердом состоянии (рис. 5.4). В том числе, есть исследования воздействия музыки и голоса человека. Такое влияние можно объяснить тем, что музыка и голос человека – это некоторое электромагнитное воздействие на воду.

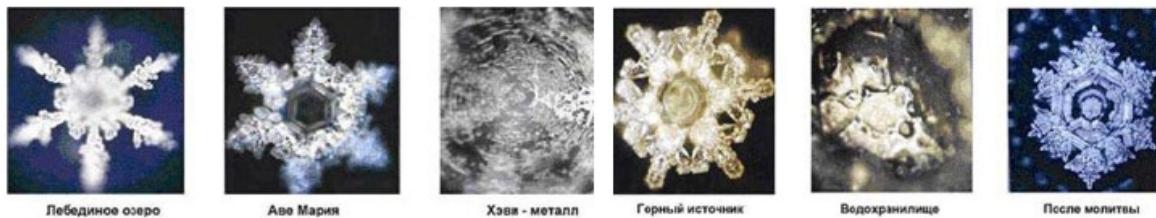


Рис. 5.4. Кристаллы льда, формирующиеся при разном воздействии на воду (фото из книги Масару Эмото)

В газообразном состоянии вода представлена отдельными не связанными друг с другом молекулами. Наиболее сложной и малоизученной структурой воды является жидкая структура. В жидком состоянии вода не состоит из отдельных молекул, а представлена связанными агрегатами, которые не строго упорядочены, а агрегатные связи между отдельными молекулами могут существенно меняться.

Отметим, что наиболее корректная запись формулы воды – это nH_2O . Известно, что свойства и структура воды в жидком состоянии также реагирует на внешнее воздействие (магнитное поле, высокочастотное излучение).

5.2. Физические свойства воды

Способность воды образовывать водородные связи между молекулами является причиной основных ее аномальных свойств:

- плотность;
- сжимаемость;
- диэлектрическая проницаемость;
- теплофизические свойства;
- поверхностное натяжение;
- электропроводность и электрическое сопротивление;
- температура;
- радиоактивность.

Плотность

Плотность воды не закономерно достигает максимального значения не при переходе в твердое состояние, а при 4°C (рис. 5.5). Это во многом связано со структурой воды. При плавлении воды освобождающиеся их кристаллической ледяной решетки молекулы заполняют пустоты в оставшейся кристаллической ледяной решетке. Когда все вакансии в кристаллической решетке заполнены, увеличение плотности не

происходит и вода начинает иметь свойства, как у всех других веществ: с увеличением температуры ее плотность уменьшается.

Экологическое свойство воды: твердая фаза легче жидкой:

- лёд – 0,92 г/см³;
- «чистая» вода ~ 1 г/см³.

При замерзании водоемов лёд как более легкая фаза поднимает наверх, а более плотная вода опускается вниз, что не приводит к моментному промерзанию всей толщи воды и сохраняет относительно теплую температуру.

Увеличение плотности происходит с увеличением:

- давления;
- количества растворенных веществ (минерализацией).

Суммарное количество растворенных веществ в воде называется *общей минерализацией*.

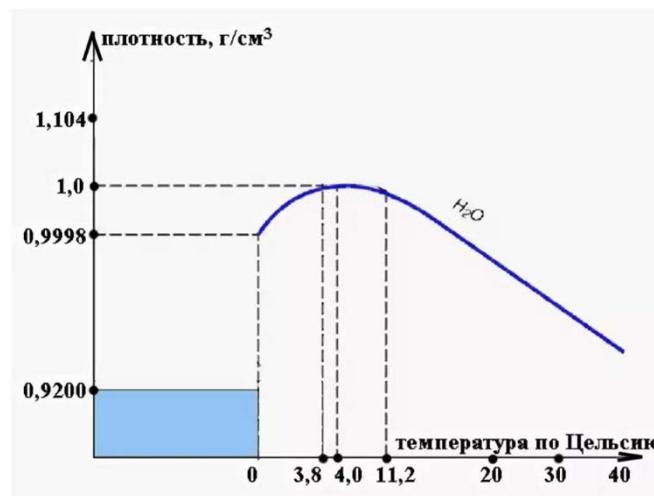


Рис. 5.5. График изменения плотности воды с изменением температуры

Сжимаемость

Вода является плотным упругим телом, но сжимаема пропорционально приложенному к ней давлению.

Сжимаемость зависит от:

- температуры;
- количества растворенных веществ и газов.

Коэффициент сжимаемости подземных вод характеризует линейную зависимость изменения объема воды пропорционально давлению:

$$\beta = \frac{\Delta V}{V} \Delta P \approx (4 - 5) \cdot 10^{-10} \text{ 1/Па}$$

Диэлектрическая проницаемость воды

Диэлектрическая проницаемость воды – величина, показывающая во сколько раз силы взаимодействия электрических зарядов уменьшаются в воде по сравнению с силами их взаимодействия в вакууме.

Диэлектрическая проницаемость веществ:

- вода $\approx 80\text{-}81$ (высокая растворяющая способность);
- нефть $\approx 2\text{-}2,2$;
- др. жидкости $\approx 10\text{-}15$;
- газы ≈ 1 .

Силы взаимодействия между молекулами вещества сильно уменьшаются в воде. Аномальные цифры диэлектрической проницаемости воды объясняют ее аномально высокую растворяющую способность. Вода является универсальным растворителем и растворяет практически все вещества.

Теплофизические свойства

Теплофизические свойства воды также являются аномальными. Для разрыва водородных связей, которые существуют между молекулами воды, при переходе из одного фазового состояния в другое эти связи должны разрываться – требуется значительная энергия. Этим объясняются аномально высокие значения:

- теплоты плавления и парообразования;
- теплоемкости (способность поглощать / отдавать тепло при воздействии температур).

Поверхностное натяжение

Поверхностное натяжение также является аномально высоким. Высокая смачивающая способность формирует большие капиллярные силы, которые формируются на разделе фаз: вода – воздух – твердое вещество. Благодаря этому происходит значительное капиллярное поднятие воды, что обеспечивает подачу воды из подземных вод ближе к поверхности (необходимое питание водой растительности, которая произрастает на поверхности).

Поверхностное натяжение:

- максимальное (исключая ртуть);
- большие капиллярные силы;
- большая высота капиллярного поднятия.

Электропроводность и электрическое сопротивление

Электропроводность зависит от количества растворенных солей (минерализации M). Электрическое сопротивление в зависимости от растворенных веществ может изменяться на несколько порядков:

- пресная вода ($M < 1 \text{ г/л}$) $\approx 10^5 \text{ Ом/м}$;
- морская вода ($M = 35 \text{ г/л}$) $\approx 0,3 \text{ Ом/м}$.

Солемеры – приборы для определения минерализации воды.

Вязкость

Вязкость характеризует внутреннее трение в воде.

Коэффициент динамической вязкости η – это вязкость такой среды, в которой при давлении сдвига 1 Па разность скоростей ламинарного движения жидкости на

расстоянии 1 м составляет 1 м/с [Па с]; 1 сантипуаз [$1\text{cП} = 10^{-3}$ Па с] – вязкость чистой воды при 20°C.

Вязкость воды:

- уменьшается с увеличением температуры;
- увеличивается с ростом минерализации;
- влияет на фильтрационные свойства пород.

Связь коэффициента фильтрации k и коэффициента проницаемости k_{Π} :

$$k = k_{\Pi} \frac{\rho g}{\eta}$$

где η – динамическая вязкость; ρ – плотность, g – ускорение свободного падения.

Коэффициент фильтрации зависит не только от свойств среды, но и характеризует свойства жидкости, которая движется через пустотное пространство. Коэффициент проницаемости зависит только от структуры пустотного пространства горной породы. Связь между этими характеристиками устанавливается в зависимости от плотности воды и вязкости: проницаемость среды будет больше по отношению к воде, обладающей меньшей вязкостью.

Температура подземных вод

Температура подземных вод может изменяться в широком диапазоне. На рисунке 5.6 показана шкала, показывающая природный разброс температур подземных вод.



Рис. 5.6. Температура подземных вод

Минимальными (отрицательными температурами) подземные воды могут обладать в области криолитозоны. Такие воды называются *криогалинными водами* (*криопэгами*). Их нахождение в жидким состоянии обусловлено высокой минерализацией. За счет этого уменьшается температура замерзания подземных вод и они могут находиться в переохлажденном состоянии.

В верхних частях гидрогоесферы (в зоне неполного водонасыщения) температура подземных вод определяется во многом температурой на поверхности. Возможный

диапазон отвечает среднегодовым температурам, которые могут быть различны в разных климатических зонах. Температура может варьировать от 0 до 7-15°C. максимальными температурами обладают подземные воды в верхней части гидросферы в аридных, теплых и засушливых климатических условиях. В условиях гумидного климата обычно температура подземных вод составляет около 5 – 7 °C, что близко к среднемноголетней температуре воздуха.

Температура подземных вод увеличивается с глубиной. Температура подземных вод равномерно возрастает с глубиной в горных породах платформенных областей осадочных бассейнов, где геологический разрез представлен мощными толщами осадочных горных пород. В этих зонах на больших глубинах (в несколько километров) температура подземных вод может достигать 70-90 °C. Это плавное увеличение температуры с глубиной связано с увеличением геотемпературного градиента Земли.

Аномально высокие температуры подземные воды приобретают в областях вулканически-активных и тектонически-активных зон., где температура зависит от глубинного очага. Температура может достигать 100 градусов. Пример: гейзеры, вблизи действующих вулканов – выходы перегретых подземных вод с температурой около 100 °C и выше.

Самую высокую температуру подземная вода в надкритическом состоянии может иметь в нижних частях земной коры / мантии, где вода находится под высоким давлением и температурами.

Радиоактивность

Подземные воды могут обладать радиоактивностью за счет содержания в них растворенных соединений урана, радия, гелия, радона и др. Количественный показатель радиоактивности подземных вод: беккерель [Бк] – активность 1 распад/сек; содержание в воде [Бк/л].

Максимальная радиоактивность – воды кислых магматических пород, минимальной радиоактивностью обладают воды осадочных отложений. Отдельные радиоактивные элементы которые могут содержаться в воде являются достаточно существенными:

- наличие растворенного радона в подземных водах обуславливает некоторые бальнеологические (лечебные) свойства воды;
- содержание гелия в подземных водах используется для определения возраста подземных вод.

5.3. Органолептические свойства воды

Органолептические свойства воды характеризуют способность воды воздействовать на органы чувств человека и связаны с содержанием и составом растворенных и взвешенных в воде веществ.

Мутность и прозрачность

Мутность воды обусловлена наличием взвешенных частиц величиной более 100 нм (10^{-7} м) и выражается их массой на единицу объема воды (мг/л) или в единицах ЕМФ (мутность по формазину).

Мутность определяется визуально по специальной шкале (табл. 5.2): высота столба воды, при которой виден шрифт определенного размера.

Таблица 5.2. Шкала мутности

Прозрачность	Высота столба воды, см
прозрачная	> 30
маломутная	25-30
средней мутности	20-25
мутная	10-20
очень мутная	< 10

Мутность не характерна для подземных вод, чаще опалесцирующие воды, содержащие коллоидные частицы (коллоиды кремнекислоты, гидроокислов алюминия и железа, органических веществ).

Цветность

Цветность зависит от содержания растворимых соединений и микроорганизмов. Цветность измеряется по специальной шкале (рис. 5.7). Цвет образца сравнивается с эталонными в шкале (табл. 5.3).



Рис. 5.7. Шкала цветности

Табл. 5.3. Шкала цветности

Цветность	Единицы измерения, градус платино-кобальтовой шкалы
Очень малая	До 25
Малая	Более 25 до 50
Средняя	Более 50 до 80
Высокая	Более 80 до 120
Очень высокая	Более 120

простым определением цветности можно судить о наличии в воде определенных химических соединений. Цветность подземных вод:

- от желтоватой до бурой – продукты разложения органики – гуминовые и фульвовые кислоты;
- зеленоватая или красноватая – водоросли и микроорганизмы;
- зеленовато-голубая - содержание сероводорода и закисного железа (FeO).

Запах и вкус

Запах и вкус зависят от содержания газов, минеральных и органических веществ и измеряются в баллах (табл. 5.4).

Таблица 5.4. Таблица балльности запаха и вкуса

Характеристика	Интенсивность проявления	Баллы
Отсутствует	Не ощущается	0
Очень слабый	Не ощущается потребителем, но обнаруживается при лабораторном исследовании	1
Слабый	Замечается потребителем, если обратить на это его внимание	2
Заметный	Легко замечается потребителем и вызывает неодобрительный отзыв о воде	3
Отчетливый	Обращает внимание и заставляет воздержаться от питья	4
Очень сильный	Делает воду непригодной к употреблению	5

По вкусу воды и по запаху можно судить о наличии в ней растворенных веществ:

- сладковатый привкус $NaCl < 500$ мг/л;
- солоноватый $NaCl > 500$ мг/л;
- горьковатый: сульфаты > 500 мг/л;
- терпкий или чернильный: $Fe > 0,3$ мг/л;
- запах тухлых яиц: $H_2S > 1$ мг/л.

Органолептические свойства являются обязательным элементом химического анализа природных (и в том числе подземных) вод. Эти показатели являются регламентированными.

5.4. Бальнеологические (лечебные) свойства воды

Бальнеологические свойства воды связаны с повышенными концентрациями в воде биологически активных компонентов (CO_2 , H_2S , Fe^{2+} , As , Rn и т.д.).

Минеральные воды – воды, обладающие ярко выраженными бальнеологическими (лечебными) свойствами.

В зависимости от минерализации (M) минеральные воды согласно ГОСТ делятся на:

- питьевые столовые – $M < 1$ г/л;
- лечебно-столовые – $M \approx 1-10$ г/л;
- лечебные – $M \approx 10-15$ г/л.

5.5. Изотопный состав воды

Изотопы – это разновидности одного и того же химического элемента, различающиеся массой атомов.

Ядра атомов изотопов содержат одинаковое число протонов, но отличаются числом нейтронов. У изотопов одинаковое строение электронных оболочек, поэтому они имеют одинаковые химические свойства.

Изотопы:

- стабильные;
- радиоактивные (распадающиеся).

Изотопный состав воды определяют 3 изотопа водорода (рис. 5.8) и 3 изотопа кислорода (рис. 5.9). Три изотопа водорода:

- протий;
- дейтерий;
- тритий (радиоактивный).

Три изотопа кислорода:

- ^{16}O ;
- ^{17}O ;
- ^{18}O .

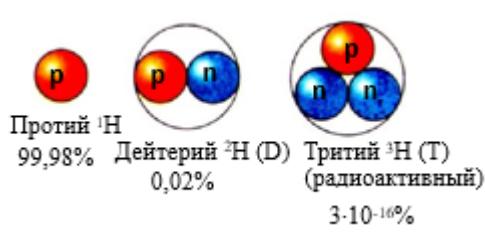


Рис. 5.8. Изотопы водорода

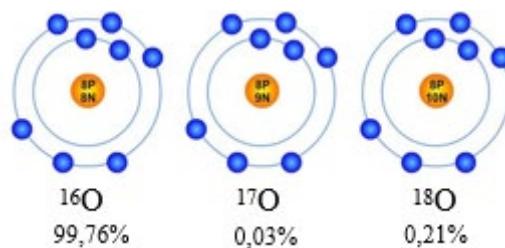


Рис. 5.9. Изотопы кислорода

Содержание изотопов в природе существенно различно. В природной воде превалирует изотоп водорода ^1H и изотоп кислорода ^{16}O . Наличие других изотопов – меньше, однако их существование даже в малых долях существенно. Например, тритий – радиоактивный изотоп, период его жизни небольшой, период его полураспада около 15 лет, он образуется только в верхних слоях атмосферы. Наличие трития в природной воде является маркером возраста воды и указывает на метеогенное происхождение воды. Иногда нахождение трития в относительно глубоких подземных водах является показателем быстрых путей фильтрации.

Различный изотопный состав в том числе влияет и на физические свойства воды. В таблице 5.5 показаны количественные характеристики: при разном изотопном составе природная вода имеет несколько различные физические свойства: может изменяться плотность воды в зависимости от преобладания в ней легких / тяжелых по весу изотопов; температура плавления; вязкость и т.д.

Таблица 5.5. Физические свойства воды при разном изотопном составе

Физические свойства	Изотопный состав		
	$^1\text{H}_2^{16}\text{O}$	$D_2^{16}\text{O}$	$^1\text{H}_2^{18}\text{O}$
Плотность при 20°C, г/см ³	0.9970	1.1051	1.1106
Температура максимальной плотности, °C	3.98	11.24	4.30

Температура плавления при 1 атм, °C	0	3.81	0.28
Температура кипения при 1 атм, °C	100	101.42	100.14
Вязкость при 20°C, сантипуз	1.002	1.247	1.056

Изотопный анализ широко используется для анализа происхождения подземных вод. Существует определенный стандарт, что вода океана на глубине свыше 500 м практически исключена из водообмена и имеет относительно стабильный изотопный состав, т.е. соотношение D и ^{18}O . Любая вода анализируется по относительному содержанию этих изотопов в морской воде.

Стандарт! Содержание D и ^{18}O в воде океана (на глубине 500 м) – мировой стандарт – *SMOW (standard mean ocean water)*.

Относительные содержания δD и $\delta^{18}O$:

$$\delta = \frac{R_{\text{обр}} - R_{\text{SMOW}}}{R_{\text{SMOW}}} \cdot 10^3 [\text{‰}]$$

$R_{\text{обр}}$ и R_{SMOW} – изотопные отношения (D/H и $^{18}O/^{16}O$) в исследуемой пробе воды и стандарте *SMOW*.

По этим показателям сравнивается природная вода с океанической водой. Для природных вод / метеогеновых вод было показано, что если вынести на график относительное содержание дейтерия и кислорода ^{18}O , тогда все точки метеогеновых вод, вне зависимости от того, где они были набраны, лягут на прямую линию, показывающую, что соотношение изотопов в природных водах по отношению к океанической воде изменяется, но существует некоторая константа и зависимость от метеорологических условий. Линия для поверхностных вод называется глобальной линией метеорных вод (линия Крейга).

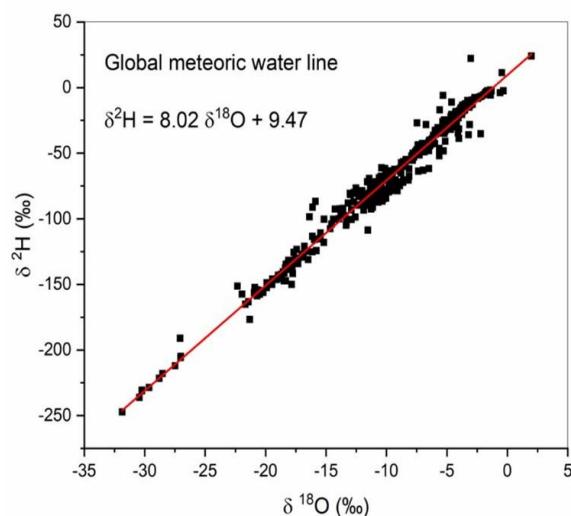


Рис. 5.10. Сопоставление с глобальной линией метеогенных (метеорных) вод – линией Крейга

В зависимости от растворенных в воде газов, не характерных для атмосферных вод, например, появление глубинного углеводорода (метана), который может поступать с глубины, изменяется изотопный состав, что говорит об изменении вод в ходе геологической истории.

В последние годы изотопный анализ получил мощное развитие и широко используется в гидрогеологии. Изотопный анализ помогает выяснить процессы, которые происходили с подземной водой: позволяет понять процессы изменения химического состава и процессы ее движения (через какие части подземной гидросфера она проходила).

Лекция 6. Химический состав подземных вод

6.1. Химический состав подземных вод

Химический состав подземных вод является сложным и разнообразным. Природная вода, как химическое соединение, характеризуется сложным химическим составом, который может сильно меняться как в реальном времени, так и в ходе геологической истории.

Химический состав подземных вод – это совокупность содержащихся растворенных минеральных и органических соединений за исключением тех, из которых состоит живое вещество.

Существует 3 компоненты химического состава:

- минеральное вещество;
- органическое вещество;
- газы.

В химический состав не входят: взвешенные вещества, бактерии и микроорганизмы.

6.2. Растворенные минеральные и органические вещества, газы

Растворенные минеральные вещества

В подземных водах содержание растворенных минеральных веществ строго регламентировано.

Основных компонент, которые определяют химический состав подземных вод, не так много. Содержаться в подземных водах могут те элементы, которые имеют:

- высокое содержание в земной коре (кларк);
- высокая растворимость.

Выделяют: макрокомпоненты и микрокомпоненты (таблица 6.1).

Таблица 6.1. Растворенные минеральные вещества (макро- и микрокомпоненты)

Макрокомпоненты	Микрокомпоненты
Всегда преобладают в составе природных вод и определяют гидрохимический тип воды	Малая растворимость (Si) Малое среднее содержание в природе (Li, Rb, Cs).
аионы: Cl ⁻ , SO ²⁻ , HCO ⁻ , CO ²⁻ катионы: Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , (Na ⁺ + K ⁺) H ₄ SiO ₄ (кремнекислота, молекулы)	Соединения азота (NH ⁺ , NO ⁻ , NO ²⁻), фосфора (H ₃ PO ₄), Fe, Al, B, Br, I, F, Sr, Mn, Ba, Co, Pb, Cu, Ni, Li, Rb, Cs и др
Содержание: 10 ⁻³ г/л (грунтовые воды) – 10 ² г/л (пластовые воды) Определение является обязательным при любых гидрохимических исследованиях	Содержание: 10 ⁻⁶ г/л – 10 ⁻³ г/л

Макрокомпонентный состав – те соединения (ионы), которые всегда превалируют в подземных водах строго регламентированы. Преобладающими ионами

являются: Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , $(\text{Na}^+ \text{ K}^+)$. Среди анионов и катионов, которые всегда преобладают в растворенной форме в составе подземных вод отсутствует кремний, который по кларкам является наиболее распространенным элементом в горных породах (кремний входит в состав минералов большинства горных пород). Но минералы, которые содержат кремний, обладают крайне низкой растворимостью, поэтому ион кремния не входит в преобладающих количествах в воде. Содержание основных ионов варьирует от 10^{-3}г/л до десятков / сотен г/л. Минимальное содержание ионов будет в подземных водах верхней части гидрогеосферы, с глубиной количество растворенных минеральных веществ в подземных водах увеличивается. Содержание ионов определяет тип подземных вод – название химического состава подземной воды дается по преобладающим катионам / анионам. Например: гидрокарбонат-кальциевая вода – в составе преобладает гидрокарбонат и кальций.

В воде в растворенной форме может находиться практически вся таблица Менделеева, но их количество будет значительно меньшим. Поэтому все другие компоненты состава называются *микрокомпонентами состава*.

Суммарные показатели содержания

Минерализация [г(мг)/дм^3 , г(мг)/л , г/кг] – это суммарная масса растворенных твердых минеральных веществ в единице объема или массы воды.

Существует связь между суммарной минерализацией и типом макрокомпонент (табл. 6.2). Например, если вода имеет малую минерализацию (небольшое количество растворенных веществ), тогда по преобладающему составу это будут кремнистые и натриевые воды. С увеличением минерализации изменяется и состав преобладающих макрокомпонент: в составе начинают превалировать карбонат или гидрокарбонат среди анионов, а среди катионов появляется кальций. При еще большей минерализации в составе начинает преобладать сульфат среди анионов, а среди катионов: натрий и кальций. Наиболее минерализованные воды, которые содержат в себе максимальное количество растворенных веществ, будут характеризоваться хлоридным и натриевым составом. Это связано с тем, что различные минералы обладают разной растворимостью. Наиболее растворимыми минералами являются хлориды: галиты, сильвина.

Таблица 6.2. Преобладающие ионы в зависимости от минерализации

Ионы	Минерализация, г/л
H_4SiO_4 и Na^+	0.01 – 0.05
HCO_3^- (CO_3^{2-}) и Ca^{2+}	0.05 – 0.6
SO_4^{2-} и $\text{Na}^+(\text{Ca}^{2+})$	0.6 – 3.3
Cl^- и $\text{Na}^+(\text{Ca}^{2+})$	> 3.3

В России существует шкала деления вод по минерализации (ГОСТ):

- пресные < 1 г/л;
- солоноватые 1-25 г/л;

- соленые 25-50 г/л;
- рассолы > 50 г/л.

Сухой остаток [г(мг)/дм³, г(мг)/л, г/кг] – это масса нелетучих минеральных и органических соединений, отнесенная к единице объема или массы воды.

Сухой остаток:

- определяется взвешиванием осадка после выпаривания определенного объема воды;
- обычно меньше величины минерализации за счет потерь при прокаливании летучих компонентов;
- используется для контроля химических анализов.

Происхождение в подземных водах

Источник поступления минеральных веществ – не только кристаллическая часть самой породы, но и весь ионно-солевой комплекс.

Ионно-солевой комплекс включает:

- минералы;
- рассеянные элементы;
- адсорбированные ионы;
- поровые растворы.

Минералы содержат элементы в составе кристаллической решетки и они попадают в раствор в результате растворения и выщелачивания. Растворимость природных минеральных соединений определяется энергией кристаллической решетки: чем выше энергия решетки, тем она менее растворима. Основные породообразующие минералы в порядке увеличения растворимости:

- силикаты (кристаллические породы, глины);
- карбонаты (известняки, доломиты);
- сульфаты (гипс, ангидрит);
- хлориды (галит).

Еще один источник поступления минеральных веществ – адсорбированные ионы (обменные катионы). Адсорбционная способность горных пород связана с наличием коллоидных частиц (максимальна у глинистых минералов). Степень удержания катионов на поверхности зависит от:

- величины заряда иона и его размера: $Ca^{2+} > Mg^{2+} > K^+ > Na^+$;
- концентрации ионов в воде:

Замещение $Na^+ \rightarrow Ca^{2+}$ при фильтрации рассола $NaCl$;
 $2NaCl$ (раствор) + Ca^{2+} (погл.) = $2Na^+$ (погл.) + $CaCl_2$ (раствор).

Наиболее крупные ионы удерживаются болееочно. При равных условиях ионы натрия должны замещать ионы кальция из воды.

Помимо перехода соединений из кристаллической решетки минералов, они могут переходить в раствор и, наоборот, уходить из раствора в процессе ионного обмена.

Рассеянные элементы – источник поступления минеральных веществ. Они не входят в кристаллическую решетку минералов и имеют низкие кларки (Rb , Cs , U , Pb , Ra и др.). Доказательством их существования является то, что абсолютно чистые минералы, как, например, кварц или флюорит при помещении в воду на длительное время выделяют элементы, которые отсутствуют в кристаллической структуре кварца. Как правило, эти элементы имеют низкие содержания в земной коре и редки (щелочноземельные элементы).

Поровые растворы – еще один компонент ионно-солевого комплекса горных пород. Поровые растворы:

- жидккая фаза ионно-солевого комплекса горных пород;
- состав – в процессе формирования породы:
 - на ранней стадии – «облик» морской воды, $MgCl_2$, Cl^- , I^- , Br^- ;
 - на поздней – процессы взаимодействия с породой «выход» связанной воды, $NaHCO_3$, уменьшение минерализации.

Макрокомпоненты состава, содержание которых является максимальным в подземных водах – это минеральная часть, адсорбированные ионы и поровые растворы (в меньшей степени).

Источником микрокомпонентов является минеральная часть горных пород, поровые растворы (на поздней стадии) и рассеянные элементы.

Растворенные органические вещества

Растворенные органические вещества присутствуют практически во всех природных водах. Их содержание в воде на порядок меньше, чем минеральных веществ, что связано с низкой растворимостью. Органические вещества в воде могут находиться как:

- водо-растворенные (ВРОВ) ионные и молекулярные;
- коллоиды;
- микроэмульсии.

Сравним различные природные воды по диапазону содержания органических веществ (табл. 6.3): подземные воды характеризуются максимальным содержанием органических веществ. Наиболее богатые органикой подземные воды – это подземные воды нефтяных и газовых месторождений.

Таблица 6.3. Содержание органических веществ в природных водах

Тип природных вод	Содержание ОВ, мг/л	
Атмосферные осадки	(0.1 – 1)n	
Поверхностные воды	(1 – 10)n	
Морские воды	n	
Почвенные растворы	(1 – 10)n	
Иловые воды	(1 – 10)n	
Подземные воды	грунтовые межпластовые	25 – 35 50 – 60

	нефтяных месторождения	110 – 370
	газовых месторождений	35
	газоконденсатных месторождений	800 – 1000

Значимость органических веществ в подземных водах определяется тем, что органическое вещество является потенциальным загрязнителем подземных вод. Содержание органики используется и как нефтепоисковый признак. Данные о высоком содержании органики в глубоких подземных водах, куда органическое вещество не может попасть с поверхности, являются свидетельством того, что органика глубинная (залежи углеводородов). Содержание некоторых органических веществ в подземных водах обуславливает их бальнеологические (лечебные) свойства.

Источники поступления – разложение органики:

- почвы;
- горных пород (образование органики происходит благодаря биохимическим процессам);
- нефтяных залежей.

Рассмотрим элементный состав водорастворимых органических веществ (табл. 6.4.). Основная доля органических соединений связана с тремя элементами: углерод, водород, кислород. Определение состава органических соединений, входящих в растворенной форме в подземные воды – сложная задача, так как видов органических соединений – много. Существует строгий регламент на химический состав подземной воды, которая может быть использована для водоснабжения, и, в частности, для подземной воды. Содержание любого компонента который может быть в составе подземной воды регламентировано в документе СанПиН: записаны предельно-допустимые концентрации всех элементов, которые могут содержаться в подземных водах.

Таблица 6.4. Элементный состав ВРОВ, %

Элементы	Содержание, %	
	min	max
C	44.5	87.5
H	5.5	13.7
O	9.1	49.3
N, S, P, металлы (Ca, Ni, V и др.)	1.0	10.0

Характеристики ВРОВ [г(мг)/дм^3 , г(мг)/л]

Часто для более приближенного анализа используют оценку – суммарное количество всех растворенных в воде органических веществ – *окисляемость*.

Окисляемость (химическое потребление кислорода ХПК) измеряется количеством кислорода в составе окислителя, требующегося на окисление всего органического вещества, содержащегося в воде:

- перманганатная $KMnO_4$;
- бихроматная KCr_2O_7 .

Так как в элементном составе органических веществ преобладает углерод, еще одним показателем является C_{org} – это весовое содержание углерода в составе ОВ в единице объема воды:

$$\sum(BPOB) \approx 2(C_{org}) \approx 0.75(\text{ХПК}).$$

Определение суммарного содержания органического углерода дает заниженную величину (приблизительно в 2 раза).

Растворенные газы

Растворенные в воде газы имеют большое значение.

По генезису (происхождению) разделяют газы:

- метеогенные (атмосферные): $N_2 > O_2 > CO_2$;
- хемогенные (химические) $CO_2 > H_2S > CH_4$;
- биогенные (деятельность организмов и растений) $O_2, H_2, CH_4, CO_2, H_2S$;
- радиогенные He, Ar (индикаторы глубинного происхождения подземных вод);
- техногенные CO_2, SO_2, H_2S (источники: человек и его деятельность).

Газонасыщенность [мл/л, см³/л, дм³/дм³] – объем газа, растворенный в единице объема воды – количественная характеристика содержания газа в воде. Закономерности растворения газов в подземных водах существенно отличаются от общих закономерностей растворения минеральных веществ.

Растворение газа зависит от:

- давления;
- температуры;
- минерализации воды и состава газа.

Растворимость газов линейно увеличивается с ростом давления – закон Генри:

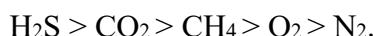
$$V = K_p P.$$

Давление насыщения (или упругость) газа – это давление, при котором весь газ находится в растворенном состоянии.

Коэффициент насыщения K_H характеризует способность газа выделяться ($K_H > 1$) из раствора или растворяться в нем ($K_H < 1$)

$$K_H = \frac{P_\Gamma}{P_{\text{воды}}}.$$

Растворимость газов снижается при увеличении температуры и минерализации. Это отличает свойство растворимости газов от растворимости минеральных соединений: растворимость минеральные соединения с ростом температуры увеличивается. Сравним растворимость газов, которые наиболее часто содержатся в подземных водах:



Состав и количество газов в гидрогеологическом разрезе

Состав и количество газов существенно различны в подземной гидросфере. Если проанализировать закономерность распространения газов в воде, тогда:

- верхняя часть разреза (первые сотни метров, где подземные воды активно участвуют в гидрологическом круговороте) – метеогенные газы (O_2 , CO_2 , N_2)
- глубокие пластовые воды (с глубиной состав газов существенно изменяется):
 - CH_4 , CO_2 , H_2S ;
 - газонасыщенность увеличивается, несмотря на рост температуры и минерализации за счет увеличения давления.

Значение растворенных газов:

- влияют на окислительную (O_2) или восстановительную (H_2S) обстановку в подземных водах;
- CO_2 и H_2S – компоненты важнейших для химического состава подземных вод систем карбонатного и сульфатного равновесия;
- аргон (Ar) – определение возраста вод и пород;
- гелий (He) – индикатор зон тектонических нарушений;
- CO_2 , H_2S , Rn – бальнеологические компоненты соответствующих типов минеральных вод;
- метан CH_4 – скопления промышленного газа.

6.3. Обобщенные показатели состояния водного раствора

Рассмотрим некоторые количественные характеристики, которые характеризуют состояние водного раствора.

Водородный показатель pH

Водородный показатель характеризует кислотное / щелочное состояние водного раствора. Вода является слабым электролитом и диссоциирует на ионы. Ионное произведение воды:

$$K_W = [H^+][OH^-] = 10^{-14} \text{ (моль/л)}^2$$

Произведение концентраций ионов водорода и гидроксила в воде при нормальных условиях – константа, которая характеризует ионное произведение воды. чистой вое (нейтральная среда), при отсутствии в ней растворенных веществ:

$$[H^+] = [OH^-] = 10^{-7} \text{ моль/л.}$$

Появление любых растворенных веществ в воде приводит к нарушению равновесия:

- в кислых растворах больше концентрация H^+ ,
- в щелочных – больше концентрация OH^- .

Показатель кислотно-щелочного состояния воды – концентрация водородных ионов:

$$pH = -\lg [H^+].$$

Если раствор нейтральный, тогда величина $pH = 7$ – в растворе равное количество ионов водорода и гидроксила (рис. 6.1). Если pH смещается в сторону уменьшения (меньше 7) – ионов водорода больше – кислая среда; если pH смещается в сторону увеличения (больше 7) – превалирует гидроксид – щелочная среда.

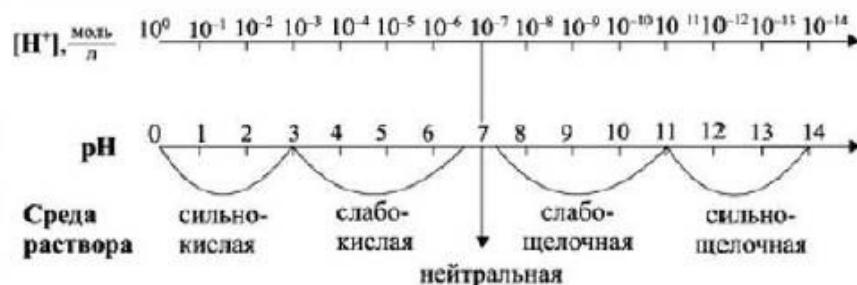


Рис. 6.1. Шкала pH

pH подземных вод:

- области современного вулканизма: pH < 2-3;
- содовые рассолы ультраосновных пород: pH до 9 – 12;
- грунтовые воды: pH = 6.4 – 7.5;
- межпластовые воды: pH = 7.3 – 8.5;
- питьевая вода (ГОСТ): pH = 6.0 – 9.0.

Показатель pH имеет большое значение, так как он показывает направление химических реакций, которые происходят в данный момент.

С глубиной значение pH подземных вод увеличивается. При высоких температурах и давлениях K_W резко увеличивается: в глубоких частях гидрогеосфера воды в виде ионов H^+ и OH^- .

Окислительно-восстановительный потенциал (ОВП), Eh воды

Окислительно-восстановительный потенциал (Eh) воды характеризует соотношение окисленных и восстановленных форм элементов с переменной валентностью, содержащихся в растворенном виде. Разделяют:

- окислители – это элементы, присоединяющие электроны;
- восстановители – элементы, отдающие электроны.

Процесс окисления – восстановления не происходит только в одном направлении. Он идет параллельно: одновременно электрон забирается у одного элемента, а другой элемент может электрон отдавать. Элементы с переменной валентностью в составе подземных вод:

- кислород (O_2 , O^{2-});
- сера (S^{2-} , S^{4+} , S^{6+});
- железо (Fe^{2+} , Fe^{3+});
- азот (N^{3-} , N^{3+} , N^{5+});
- марганец (Mn^{2+} , Mn^{3+} , Mn^{4+});
- фосфор (P^{3+} , P^{5+});
- водород (H_2 , H^+);
- углерод (C^{4-} , $C_{\text{орг}}$, C^{4+}).

Eh – разность потенциалов разных зарядов ионов в растворе [мВ] относительно стандарта:

$$H = 2H^+ + 2e.$$

Если потенциал имеет положительные значения – это свидетельствует об окислительных условиях. Если потенциал имеет отрицательные значения – это свидетельствует о восстановительных условиях. Диапазон возможных величин:

- природные воды:

$$+(700-800) \text{ мВ} > Eh > -(800-860) \text{ мВ};$$

- поверхностные и грунтовые воды:

$$+700 \text{ мВ} > Eh > +150 \text{ мВ};$$

- глубокие межпластовые воды:

$$0 \text{ мВ} > Eh > -(500-700) \text{ мВ}.$$

В подземных водах вблизи поверхности находится большое количество растворенного кислорода, что обуславливает положительный окислительно-восстановительный потенциал. Это значит, что в верхней части преобладают процессы окисления. В более глубоких водах, где кислорода практически нет, но появляются в составе водород и углерод, характерна восстановительная обстановка и отрицательные значения Eh .

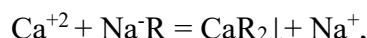
Показатель Eh может не только являться индикатором условий образования подземных вод, но и показать направления протекания химических реакций.

Жесткость воды

Жесткость воды обусловлена наличием растворенных солей кальция и магния $Ca(HCO_3)_2$, $CaCl_2$, $CaSO_4$, $Mg(HCO_3)_2$, $MgCl_2$, $MgSO_4$. Характеристика и анализ содержания солей кальция и магния в водах связано с практическим использованием подземных вод для нужд человека (в быту, для питья и теплоснабжения).

Жесткая вода:

- плохо мылится:



- образует накипь при кипячении (термическом разложении бикарбонатов кальция и магния):



Виды жесткости воды:

- карбонатная (устранимая) жесткость – содержание $Ca(HCO_3)_2$, $Mg(HCO_3)_2$;
- не карбонатная (неустранимая) жесткость – содержанием $CaCl_2$, $CaSO_4$, $MgCl_2$, $MgSO_4$.

Общая жесткость – суммарное содержание солей кальция и магния.

Количественная характеристика жесткости – сумма миллиграмм-эквивалентов (миллимоля) солей кальция и магния в единице объема воды [мг-экв/л, ммоль/дм³].

По величине общей жесткости воды подразделяются на:

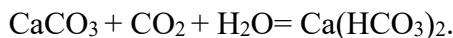
- мягкие (< 3 мг-экв/дм³) – дождевые, речные, грунтовые воды Севера, воды кристаллических пород;
- жесткие (>7-10 мг-экв/дм³) – воды карбонатных пород.

Критерий: для питьевых целей в России используют воды с жесткостью < 7 мг-экв/дм³.

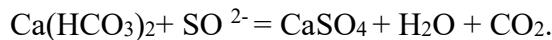
Агрессивность воды

Агрессивность – показатель способности воды к разрушению материалов строительных сооружений (цемента, бетона, металлов). Виды агрессивности:

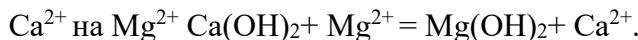
- углекислотная агрессивность проявляется в разрушении карбоната кальция, входящего в состав бетона. При контакте с водой происходит переход карбоната кальция в более растворимый гидрокарбонат, что приводит к уменьшению прочности бетонных конструкций:



- общекислотная агрессивность свойственна водам при низких значениях pH – растворение бетона;
- сульфатная агрессивность – воды с высоким содержанием иона SO²⁻. Происходит переход слаборастворимого гидрокарбоната кальция в более растворимый сульфат кальция:



- магнезиальная агрессивность (рис. 6.2) – высокое содержание магния вызывает катионный обмен:



- электрохимическая агрессивность связана с содержанием в водах растворенного кислорода, окисляющего металл (ржавчина, рис. 6.3.):



Рис. 6.2. Магнезиальная коррозия бетона



Рис. 6.3. Коррозия металлической трубы

6.4. Основные процессы формирования химического состава подземных вод

Рассмотрим, за счет каких основных процессов происходит формирование химического состава подземных вод.

Растворение и выщелачивание

Растворение, как химические процессы, предполагает полное разрушение кристаллической структуры. Для менее растворимых пород выделяют процесс

выщелачивания. *Выщелачивание* – избирательное растворение, без разрушения структуры.

Основная движущая сила процессов растворения и выщелачивания является разность концентраций растворяющегося компонента у поверхности породы и в растворе. Чем больше разность концентраций, тем интенсивнее происходят процессы растворения. При определенных условиях может наступить равновесие концентраций, при достижении этого равновесия процесс затухает и прекращается.

Растворимость вещества – предельная его концентрация в растворе. Растворимость зависит от множества факторов (Р, Т, физико-химических свойств) и определяется экспериментально.

Насыщенный раствор – раствор, находящийся в равновесии с растворяющимся веществом.

Макрокомпоненты состава, которые являются всегда преобладающими (их концентрация выше концентраций других веществ), определяются растворимостью основных породообразующих минералов (расставлены по увеличению степени растворимости):

- силикаты (наименее растворимые; характерны для магматических кристаллических пород и глинистых минералов);
- гидрокарбонаты (характерны для осадочных пород: известняков, доломитов);
- карбонаты;
- сульфаты;
- хлориды.

Катионы, входящие в состав: *Na, Ca, K, Mg*, обладают максимальными кларками. Этот набор катионов и анионов определяют макрокомпонентный состав подземных вод.

Рассмотрим величины растворимости соединений при определенных термодинамических условиях (табл. 6.5). Растворимость соединений существенно различается: наиболее растворимыми являются хлориды и сульфаты с предельными концентрациями до нескольких сотен г/л. С этим связано то, что наиболее минерализованные подземные воды имеют максимальную (рассольную) концентрацию. Маломинерализованные воды имеют преимущественно карбонатный / гидрокарбонатный состав.

Таблица 6.5. Значения растворимости в дистиллированной воде (температура 25°C, давление 0.1 МПа)

Степень растворимости	Соединение, в скобка – величина растворимости, г/л
Легкорастворимые (>2 г/л)	NaCl (360), Na ₂ SO ₄ (194), CaCl ₂ (745), MgSO ₄ (360), MgCl ₂ (545), Na ₂ CO ₃ (215)
Слаборастворимые (2 – 0.1 г/л)	CaSO ₄ (2.0)

	SrSO ₄ (0.11)
Труднорастворимые (2 – 0.1 г/л)	CaCO ₃ (0.006), SrCO ₃ (0.005), ZnCO ₃ (0.004), FeCO ₃ (0.003)
Практически нерастворимые (< 0.0001 г/л)	Силикаты, сульфиды (кроме щелочных металлов), самородные металлы

Рассмотрим закономерности процесса растворения:

1) Скорость движения подземных вод

С увеличением скорости движения подземных вод растворение происходит более активно. Причина: при высокой скорости движения подземных вод быстро происходит смена воды, при этом не происходит полного насыщения раствора, т.е. вода постоянно обновляется. При этом, с увеличением скорости движения уменьшается минерализация. Отметим:

- хорошо растворимые минералы (породы):
 - увеличивает скорость растворения;
 - снижает минерализацию раствора.
- плохо растворимые минералы (породы):
 - слабо влияет на растворение.

2) Температура:

- увеличивает растворимость и скорость растворения;
- снижает растворимость карбонатов (из-за уменьшения содержания CO₂).

3) Изменения ОВП-Eh – разная растворимость окисленных и восстановленных форм. Одни и те же соединения при переходе из окисленной формы в восстановленную могут приходить в равновесную концентрацию, что может приводить к снижению растворимости и к выпадению в осадок.

Гидролиз

Гидролиз – разложение водой слаборастворимых минералов. Процессы характерны для наиболее слабо растворимых соединений (силикатов и т.д.). В качестве примера такой реакции гидролиза можно привести реакцию разложения полевого шпата (Na, K)AlSi₃O₈, который является основной частью кристаллических пород, атмосферной водой с высоким содержанием растворенного CO₂:



В ходе реакции образуется относительно слабо растворимый осадок кремниевой кислоты и гидрослюды, вода насыщается растворенным гидро-карбонатом натрия. В этом случае формируются гидрокарбонат-натриевые воды небольшой минерализации и специфического состава.

Кристаллизация

Кристаллизация – процесс выделения (осаждения) твердой фазы из пересыщенного раствора.

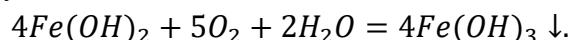
Причины кристаллизации:

- 1) Испарительное и криогенное концентрирование подземных вод. Испарительное концентрирование характерно для аридных территорий, где за

счет высокой температуры на поверхности происходит интенсивное испарение подземной воды из зоны полного водонасыщения и зоны аэрации. При этом происходит накопление солей. По мере увеличения концентрации солей в растворе может выпадать осадок. Закономерность: чем менее растворимое соединение, тем быстрее наступает пресыщении раствора этим компонентом. Осаждение слаборастворимых солей и накопление растворимых: $CO_3-SO_4(Cl)$ – $Ca-Na(K, Mg)$. На поздних стадиях могут выпадать сульфаты и хлориды.

В области криолитозоны происходит похожий, но контрастный процесс. При промерзании подземных вод в твердую фазу переходит чистая вода. В оставшемся растворе увеличивается концентрация всех соединений. За счет увеличения концентрации раствора при его вымораживании оставшийся раствор пресыщается наименее растворимыми соединениями (они будут выпадать в осадок), а в растворе будут накапливаться наиболее растворимые соединения, что будет вести к увеличению минерализации и смены состава воды.

- 2) Уменьшение температуры и давления (выход на поверхность высокотемпературных термальных вод): снижение растворимости и пресыщение раствора. В точках выхода термальных источников образовываются туфовые отложения разных соединений, которые окружают выходы источника на поверхность.
- 3) Изменения ОВП- Eh – разная растворимость окисленных и восстановленных форм – растворение или осаждение. Характерный пример: окисление Fe^{2+} , Mn^{2+} при искусственном извлечении подземных вод:



Соединение трехвалентного железа выпадает в осадок.

Параллельно с этим процессом происходит и неблагоприятный процесс: выпадение солей в виде бурого осадка происходит в естественных условиях, это может снижать проницаемость среды вблизи скважины (поровое пространство будет забиваться солями).

- 4) Смещение вод разного состава – поверхностных, приповерхностных происходит пресыщение смеси по определенным элементам / компонентам. В этом случае используется термин: «совместимость природных вод». Под совместимостью понимается, что при смешении вод разного состава, если воды плохо совместимы, это приводит к химическим реакциям осаждения твердой фазы за счет превышения растворимости по определенным компонентам.

Сорбция и ионный обмен

Сорбция – процесс поглощения одного вещества другим (сорбентом). Процесс характерен для всех твердых веществ за счет наличия на их поверхности определенного заряда. Формируется за счет разрыва связей на поверхности вещества. За счет внешнего

заряда вещества происходит процесс поглощения заряженных ионов из другого вещества.

Ионный обмен – поглощение одних ионов из раствора и эквивалентное выделение других.

Различные горные породы характеризуются существенно разной сорбционной емкостью. *Сорбционная емкость сорбента* [мг-экв/100г] – суммарное количество мг-экв катионов, которое сорбирует 100 г твердого вещества. *Сорбционная емкость* зависит от степени дисперсности горной породы (от удельной поверхности сорбента): чем больше удельная поверхность, тем больше контакта с жидкой фазой. Максимальная сорбционная емкость характерна для глины и глинистых минералов.

Все процессы формирования химического состава подземных вод могут протекать с разной интенсивностью и в разных направлениях. Это зависит от внешних условий, от состояния подземных вод как раствора.

6.5. Живое вещество в подземных водах

В подземных водах может находиться живое вещество, которое не является элементом химического состава вод, но его значимость существенна.

К живому веществу в подземных водах относят микроорганизмы животного и растительного происхождения размером < 1 мкм.

Направления изучения микроорганизмов (бактерий):

- биохимическое – роль микроорганизмов в формировании состава подземных вод;
- санитарное – выявление и изучение болезнетворных микроорганизмов, которые не влияют на состав и свойства подземных вод.

Показатели

Общее микробное число – количество колоний, которые образуют микроорганизмы из 1 мл воды на питательном субстрате через определенный срок при заданной температуре.

Наличие индикаторных микроорганизмов:

- кишечной палочки (*E. coli*).
 - коли-титр – объем воды (в мл), который приходится на одну кишечную палочку;
 - коли-индекс – количество кишечных палочек в 1 л воды.

Питьевые воды не должны иметь коли-титр < 300 мл или коли-индекс > 3.

Выделяют несколько групп микроорганизмов (бактерий):

- по используемой энергии:
 - фототрофные – используют солнечную энергию;
 - хемотрофные – используют энергию химических реакций;
- по отношению к кислороду:
 - аэробные – при наличии кислорода в воде;
 - анаэробные – при отсутствии кислорода;
 - факультативные – независимо от кислорода;

- по характеру обмена веществ:
 - гетеротрофы – нуждаются в готовых органических соединениях;
 - автотрофы – используют неорганические компоненты для образования органических соединений.

Их геохимическая роль – это изменение химического и газового состава вод:

- окисляющие соединения серы – серобактерии;
- восстанавливающие соединения серы – сульфатредуцирующие;
- гетеротрофная реакция: $2SO_4^{2-} + 5C_{\text{опр}} + 2H_2O = 2HS + 5CO_2$;
- автотрофная реакция: $SO_4^{2-} + 4H_2 = H_2S + 4H_2O$;
- метанобразующие: $CO_2 + 4H_2 = CH_4 + 2H_2O$;
- нитрифицирующие: $4NO_3^- + 5C_{\text{опр}} = CO_3^{2-} + 3CO_2 + 2N_2$;
- железобактерии: $Fe(OH)_2 + O_2 \rightarrow Fe(OH)_3 \downarrow$.

Раздел III. Основы динамики подземных вод

Лекция 7. Фильтрация подземных вод и ее энергетические характеристики. Напор подземных вод

Подземные воды, как элемент геологической среды, имеют нестабильный сложно-формирующийся состав и способны перемещаться в реальном времени.

Фильтрация (геофильтрация) – движение капельно-жидких (свободных, гравитационных) подземных вод в зоне полного водонасыщения вмещающих пород под действием силы тяжести и градиента давления. Из этого движения исключается вся связанная вода. Движение воды происходит и в зоне аэрации.

Движение подземных вод требует затрат энергии и происходит под действием разницы энергий вещества в двух точках. Для воды мерой энергии является напор.

Напор (H [м]) – характеристика (мера) энергии движущейся жидкости (в т.ч. и подземных вод). Напор характеризует энергию жидкости в каждой точке.

Любое физическое тело обладает потенциальной и кинетической энергией. Напор аналогично имеет две составляющие:

$$H = H_{\text{ст}} + H_{\text{дин}},$$

где H – полная энергия;

$H_{\text{ст}}$ – потенциальная энергия;

$H_{\text{дин}}$ – кинетическая энергия.

Потенциальная энергия $H_{\text{ст}}$

Гидростатический напор характеризует потенциальную энергию жидкости в каждой точке и имеет две составляющие:

$$H_{\text{ст}} = h_p + Z$$

Z – высота положения;

h_p – высота давления – пьезометрическая высота.

Потенциальная энергия зависит от положения точки в гравитационном поле, которое характеризуется высотой положения Z , и от внешнего давления, которое испытывает жидкость. Мера внешнего давления рассматривается по отношению к атмосферному давлению:

$$P = P_0 - P_{\text{атм}}$$

Высота давления характеризует не полное давление, а избыточное давление.

Пьезометрическая высота h_p

Рассмотрим давление, которое оказывается на любую точку в жидкости (рис. 7.1А): давление на точку обусловлено весом столба воды. Если в жидкость опустить тонкую трубку (пьезометр), тогда уровень воды в трубке поднимется на высоту уровня воды в общем сосуде: поскольку это сообщающиеся сосуды, внешнее давление должно быть уравновешено давлением столба воды в сосуде. Распишем давление сосуде и в пьезометре:

$$P = \frac{mg}{F} = \frac{\rho V g}{F} = \frac{\rho F h g}{F} = \rho h g$$

Давление на жидкости в каждой точке характеризуется ρhg . Из этого следует, что измерить давление жидкости в каждой точке можно с помощью пьезометра.

Тогда выражение для пьезометрической высоты – отношение давления на произведение плотности на ускорение свободного падения:

$$P = \rho gh_p,$$

$$h_p = \frac{P}{\rho g} = \frac{P}{\gamma},$$

γ – удельный вес воды;

P – давление воды (превышение по отношению к атмосферному).

Усложним ситуацию и предположим, что к воде в сосуде приложили внешнее давление (рис. 7.1Б). Суммарное давление в каждой точке сосуда – это внешнее давление и давление столба воды над точкой. Поместим в сосуд пьезометр. Тогда столб воды в пьезометре установится выше воды в сосуде, так как вес воды должен уравновесить внешнее давление:

$$P = P_1 + \rho hg = \rho gh_p,$$

$$h_p - h = \frac{P_1}{\gamma}.$$

h_p – мера полного давления, оказываемого на жидкость в каждой точке.

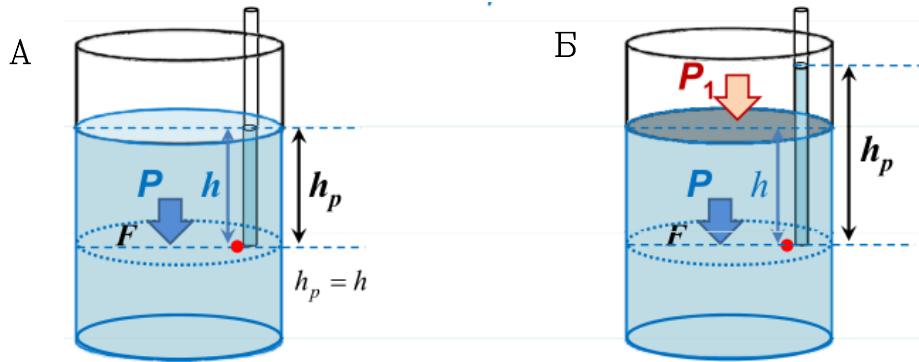


Рис. 7.1. Характеристика пьезометрической высоты

Гидростатический напор Z

Величина Z измеряется относительно любой произвольной плоскости сравнения. Важно, чтобы плоскость сравнения, откуда мы измеряем высоту точки была одинакова для всех точек, в которых измеряется напор.

Рассмотрим положение 1 плоскости сравнения (рис. 7.2). Величину Z будет характеризовать положение точки относительно плоскости сравнения, h_p характеризует внешнее давление на точке в сосудах, напор будет являться суммой двух составляющих. Поскольку измерять положение точки относительно плоскости сравнения можно при любом расположении плоскости, на рисунках 7.3 – 7.5 показаны другие примеры расположения плоскости сравнения. Для случая 2 (рис. 7.3) величина $Z=0$ (точки расположены на плоскости), напор характеризуется только пьезометрической высотой. Если плоскость расположить выше точек (рис. 7.4), тогда

$Z < 0$, а напор будет являться суммой положительной пьезометрической высоты и напора. Величина напора характеризует энергию жидкости и является причиной движения.

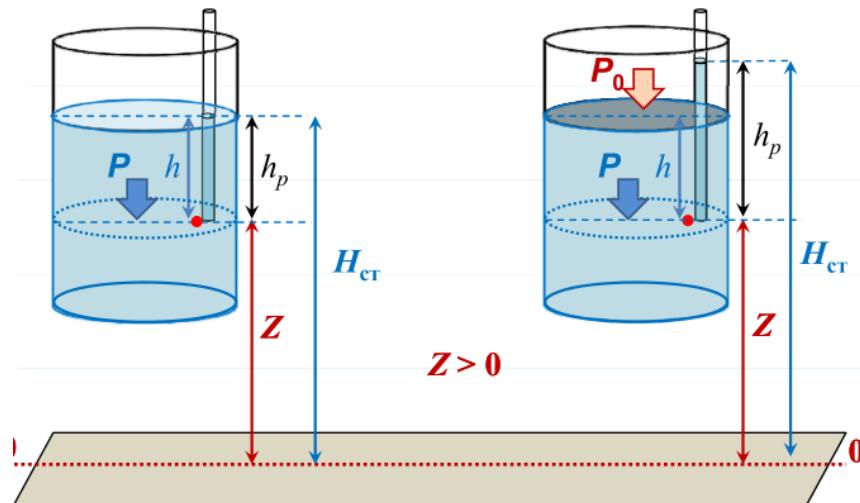


Рис. 7.2. Положение 1 плоскости сравнения для гидростатического напора

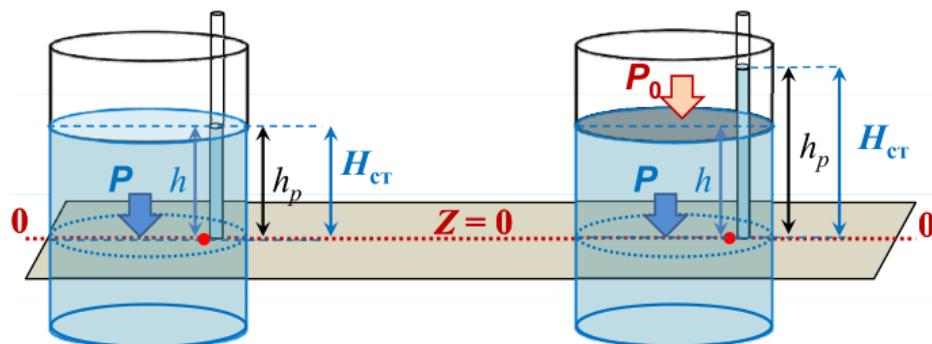


Рис. 7.3. Положение 2 плоскости сравнения для гидростатического напора

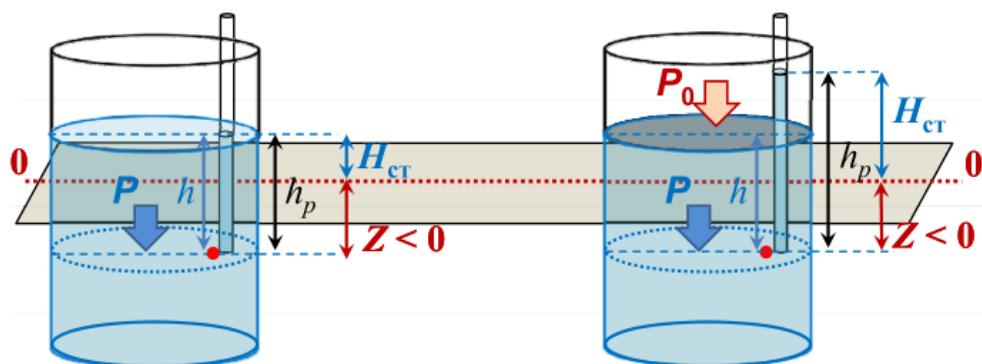


Рис. 7.4. Положение 3 плоскости сравнения для гидростатического напора

Часто для практических целей плоскость сравнения совмещают с уровнем Мирового океана (рис. 7.5). В этом случае напор будет измеряться в абсолютных отметках высоты.

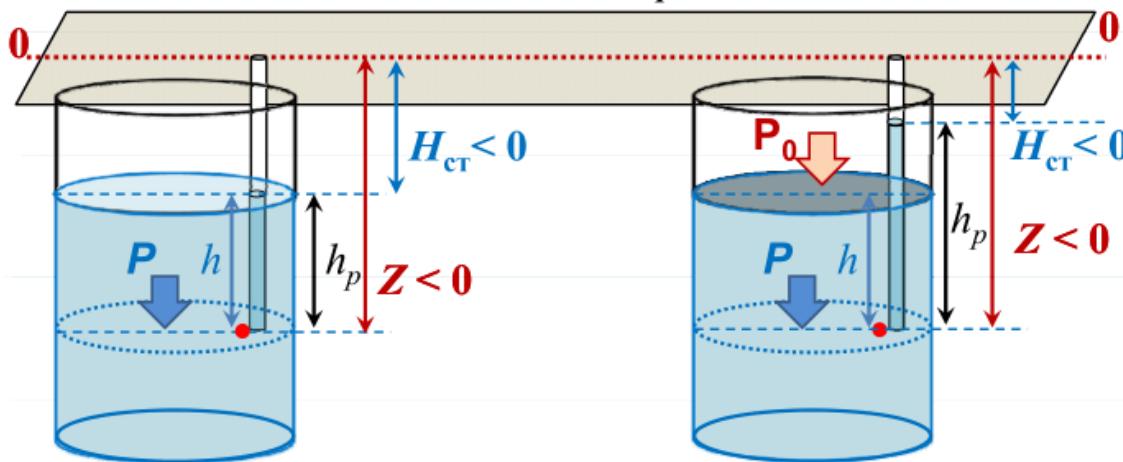


Рис. 7.5. Положение 4 плоскости сравнения для гидростатического напора

Гидродинамический (скоростной) напор $H_{дин}$

У любой точки может быть кинетическая энергия, которая характеризует скоростной гидродинамический напор, которые зависят от скорости движения жидкости:

$$H_{дин} = \frac{v^2}{2g}.$$

Иллюстрацией существования гидродинамического напора является трубка Пито (рис. 7.6). В открытый поток поместим две трубы: обычный пьезометр и трубку, которая загнута навстречу движения. Уровень воды в двух трубках, помещенных в одну и ту же точку, установится на разной величине. Разность уровней воды в двух трубках будет пропорциональна скорости движения жидкости: чем больше скорость движения, тем выше поднимается уровень в загнутой трубке. Эта величина и характеризует кинетическую энергию движущейся жидкости (гидродинамический напор), которая пропорциональна квадрату скорости.

Для подземных вод величиной $H_{дин} \approx 0$ можно пренебречь, так как реальная скорость движения подземных вод характеризуется не очень высокими значениями:

$$H_{дин} = \frac{v^2}{2g} = \frac{(10 \text{ м/сут})^2}{2 \cdot 9.8 \text{ м/сек}^2} = \frac{(1.1 \cdot 10^{-4} \text{ м/сек})^2}{2 \cdot 9.8 \text{ м/сек}^2} \approx 7 \cdot 10^{-10} \text{ м.}$$

В примере взята скорость 10 м/сут – это значение характеризует высокую проницаемость среды.

При такой небольшой скорости движения подземных вод, составляющая напора $H_{дин}$ всегда будет многократно меньше, чем его потенциальная энергия. Поэтому в 99% случаев этот напор можно не учитывать.

Тогда общее выражение для напора подземных вод характеризуется двумя составляющими (пьезометрической высотой h_p и высотой положения Z):

$$H \approx H_{\text{ст}} = h_p + Z = \frac{P}{\gamma} + Z.$$

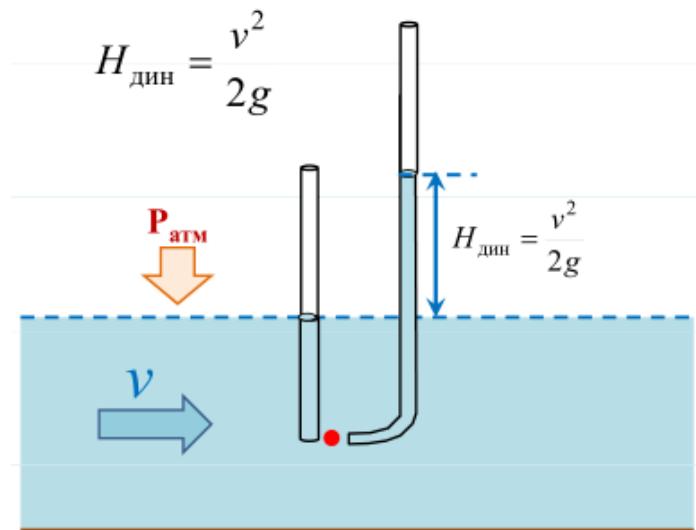


Рис. 7.6. Трубка Пито

Напор и движение

Движение жидкости (подземных вод) происходит от точек с большим напором (энергией) – к меньшим.

Тест 1. Рассмотрим два сосуда, соединенные некой трубкой (рис. 7.7). В какую сторону будет движение воды?

Ответ: сосуды расположены на одном и том же уровне, значит высота столба воды в пьезометре будет одинаковой, движения не будет.

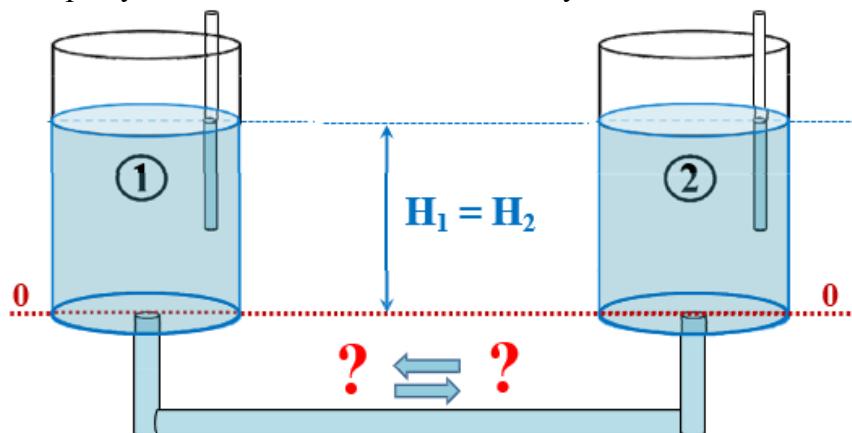


Рис. 7.7. Иллюстрация к тесту 1

Тест 2. Рассмотрим два сосуда, соединенные некой трубкой (рис. 7.8). В какую сторону будет движение воды?

Ответ: $H_1 > H_2$, напор больше, потому что большее высота положения. Движение будет происходить из первого сосуда во второй.

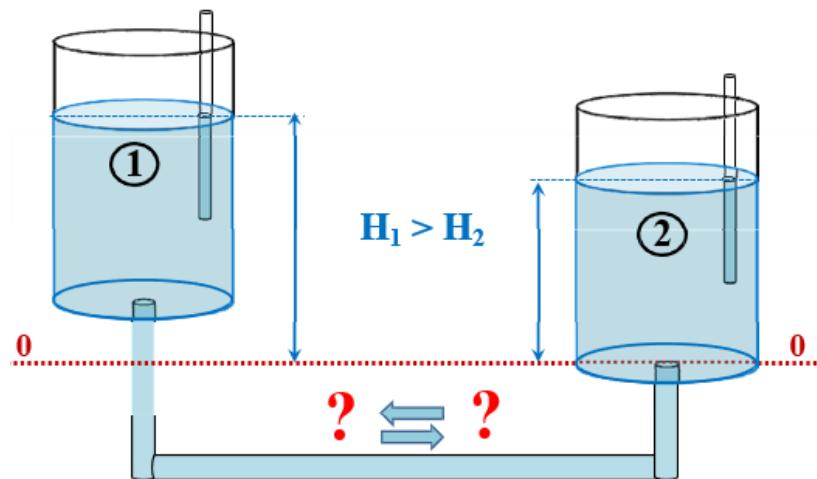


Рис. 7.8. Иллюстрация к тесту 2

Тест 3. Рассмотрим два сосуда, соединенные некоторой трубкой (рис. 7.9). В какую сторону будет движение воды?

Ответ: суммарный напор складывается из высоты пьезометров над плоскостью сравнения и высоты столба воды в каждом из этих пьезометров. Напор $H_1 < H_2$, движение воды из второго сосуда в первый.

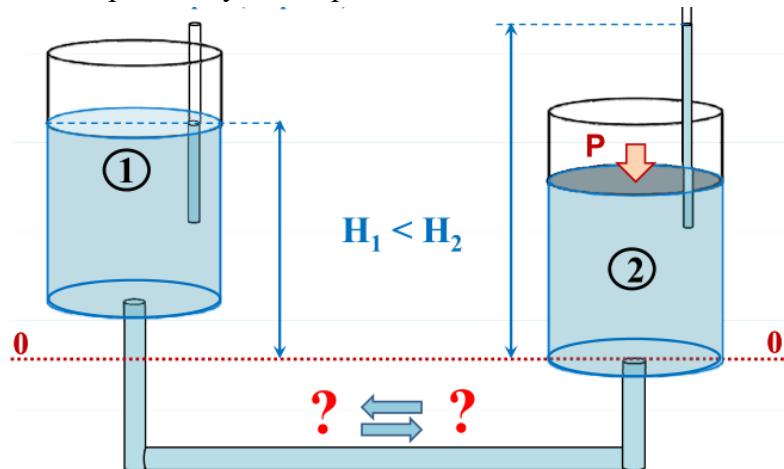


Рис. 7.9. Иллюстрация к тесту 3

Проанализируем, за счет чего в подземном пространстве подземные воды могут иметь разные напоры.

Разница напоров в двух точках (движение) за счет различия:

- гравитационного потенциала Z ;
- гидростатического давления P ;
- плотности воды.

Различие гравитационного потенциала

Различие гравитационного потенциала – различие положения точки над плоскостью сравнения. На рисунке 7.10 схематично показан разрез: верхняя часть – зона аэрации (желтая штриховка); зона полного водонасыщения (синяя штриховка) – хорошо проницаемый слой, имеющий высокое пустотное пространство и залегающий на глинистых породах с существенно более низкой проницаемостью. Основное движение будет происходить в слое с большим пустотным пространством. В силу геологических условий слой может залегать на разных высотах. У двух точек – разное положение относительно плоскости сравнения, внешнее давление – одинаковое. За счет разного положения точек движение будет происходить под действием разницы высотного положения.

Разница гидростатического давления

Внешнее давление складывается не только из давления столба воды, но и за счет веса вышележащих пород (рис. 7.11). По условиям залегания на водоносный слой (синяя штриховка) давит разное внешнее давление. За счет разной пьезометрической высоты будут разные напоры. Вода будет двигаться от точки, где наибольшее давление, в точку, где наименьшее давление.

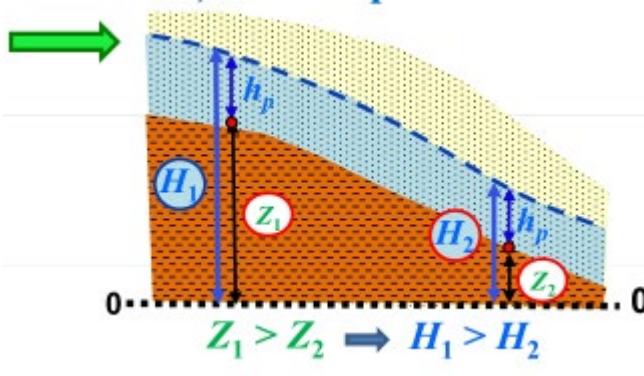


Рис. 7.10. Разница гравитационного потенциала

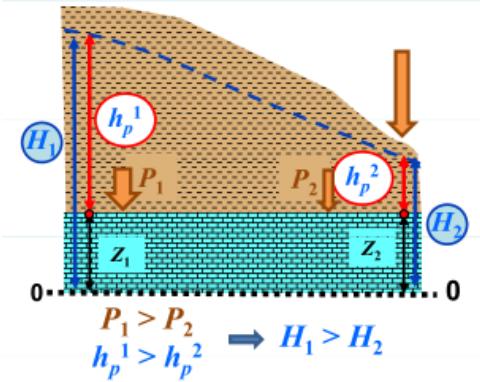


Рис. 7.11. Разница гидростатического давления

Таким образом, существует три фактора, определяющие движение воды в разных точках. Их сочетание в разных точках пространства может быть абсолютно различным, что определяет тот факт, что движение воды может происходить в любых направлениях.

Главным фактором для сохранения (поддержания) разницы напоров и движения является питание (поступление) подземных вод.

Лекция 8. Основы динамики движения подземных вод

8.1. Напоры в гидрогеологическом разрезе

Напор имеет две составляющие: суммарная величина напора, которая характеризуется гидростатическим напором, и гидродинамический напор, который является несущественным из-за низких скоростей движения; величина гидростатического напора состоит из пьезометрической высоты, которая характеризует давление на воду в данной точке и высоты положения точки, которая характеризует положение точки в гравитационном поле Земли.

Различие напоров в двух точках может быть:

- связано с разной высотой положения точек относительно единой плоскости сравнения;
- за счет разного давления, оказанного на воду в пустотном пространстве за счет веса вышележащих пород;
- за счет разной плотности воды, которая является следствие различия химического состава воды.

Все эти три фактора обуславливают то, что в разных точках подземной гидросферы напоры подземных вод могут быть разными, тогда энергия разная и это приводит к движению вод из точки с большим напором в точку с меньшим напором. Для того, чтобы движение происходило постоянно необходимо, чтобы разница напоров в разных точках пространства поддерживалась. Для сохранения (поддержания) разницы напоров и движения необходимо питание подземных вод.

8.2. Грунтовые и межпластовые воды

Рассмотрим принципиальное строение геологического разреза. В верхней части подземной гидросферы выделяются две зоны:

- зона аэрации – зона неполного водонасыщения, где пустотное пространство не полностью заполнено водой; мощность зоны составляет первые метры;
- зона полного водонасыщения: всё пустотное пространство горных пород заполнено водой.

В силу геологической истории горные породы в разрезе характеризуются различной степенью пустотности. Все горные породы в той или иной степени являются проницаемыми.

Геологический разрез – это чередование слоёв разного возраста, разного состава и происхождения горных пород. Практически любой геологический разрез с точки зрения гидрогеолога представлен чередованием относительно водоносных / относительно хорошо проницаемых отложений и слабо проницаемых отложений. Примером такого чередования является разрез осадочных отложений морского генезиса (осадконакопление: изменение мелководных условий на глубоководные, более песчанистые отложения в период мелкого моря сменяются более глинистыми отложениями в периоды трансгрессии). Поскольку процессы происходят ритмично в

геологической истории, разрез осадочных отложений платформ является послойным чередованием (рис. 8.1).

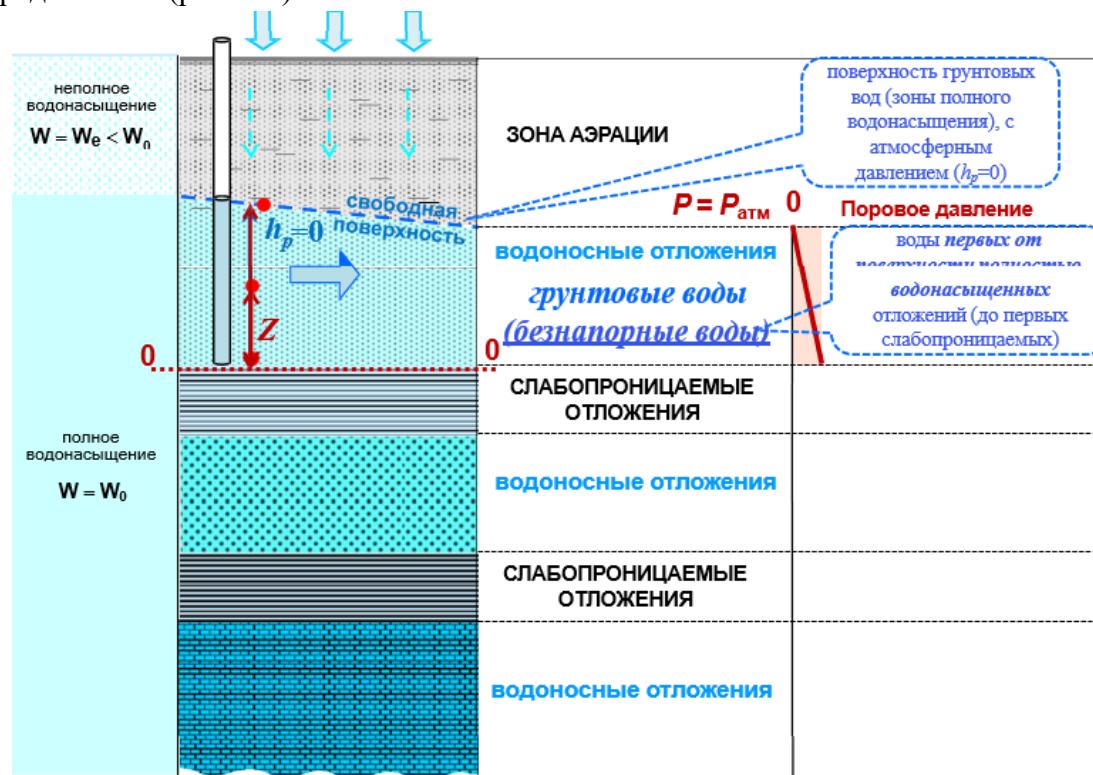


Рис. 8.1. Принципиальное строение гидрологического разреза

Рассмотрим распределение давления и напоров в системе, которая представлена чередованием слоев разной проницаемости (рис. 8.2).

Давление:

- в зоне аэрации, где пустоты горных пород частично заполнены водой, и на границе с зоной полного водонасыщения давление равно атмосферному;
- по мере погружения в водоносные отложения, давление будет линейно увеличиваться за счет веса вышележащей воды.

Грунтовые воды – воды первых от поверхности полностью водонасыщенных отложений (до первых слабопроницаемых). Рассмотрим напоры: напор одинаков по глубине, как в открытом сосуде. Суммарный напор будет характеризоваться столбом жидкости в пьезометре. На границе с зоной полного водонасыщения напор будет равен той же величине. По глубине грунтовых вод оказывается одинаковым как в открытом сосуде. Из этого следует, что каждую точку пространство водоносных отложений грунтовых вод можно охарактеризовать свободной поверхностью (поверхностью напора). Свободная поверхность имеет уклон в пространстве. Этот уклон показывает направление движения вод.

Воды первых от поверхности водоносных отложений также называются **безнапорными**. Под этим термином понимается, что воды не испытывают избыточного давления. Давление в водах равно атмосферному.

Ниже по разрезу давление будет расти нелинейно: первые от поверхности слабопроницаемые отложения, где пустотное пространство заполнено связанной водой изолирует все выше лежащие отложения от атмосферы. Далее по разрезу изменение давления будет связано не с весом воды, а с весом вышележащих пород и будет зависеть от мощности, плотности и изменяться скачками на границах. Воды, которые находятся под избыточным давлением веса вышележащих пород, называются **межпластовыми**.

Межпластовые воды – воды тех водоносных отложений, которые залегают между относительно слабопроницаемыми отложениями. Напор в межпластовых отложениях будет формироваться следующим образом: если вскрыть пьезометром / гидрогеологической скважиной межпластовые воды, уровень воды установится выше кровли отложений. Столб воды должен уравновесить избыточное давление, которое испытывает вода в пустотном пространстве водоносных отложений. Поскольку давление в каждой точке будет различно, тогда распределение напоров в межпластовых водах может быть охарактеризовано напорной поверхностью. В отличие от свободной поверхности, поверхность межпластовых вод называется **пьезометрической поверхностью**. Граница совпадает с границей зона аэрации / зона полного водонасыщения.

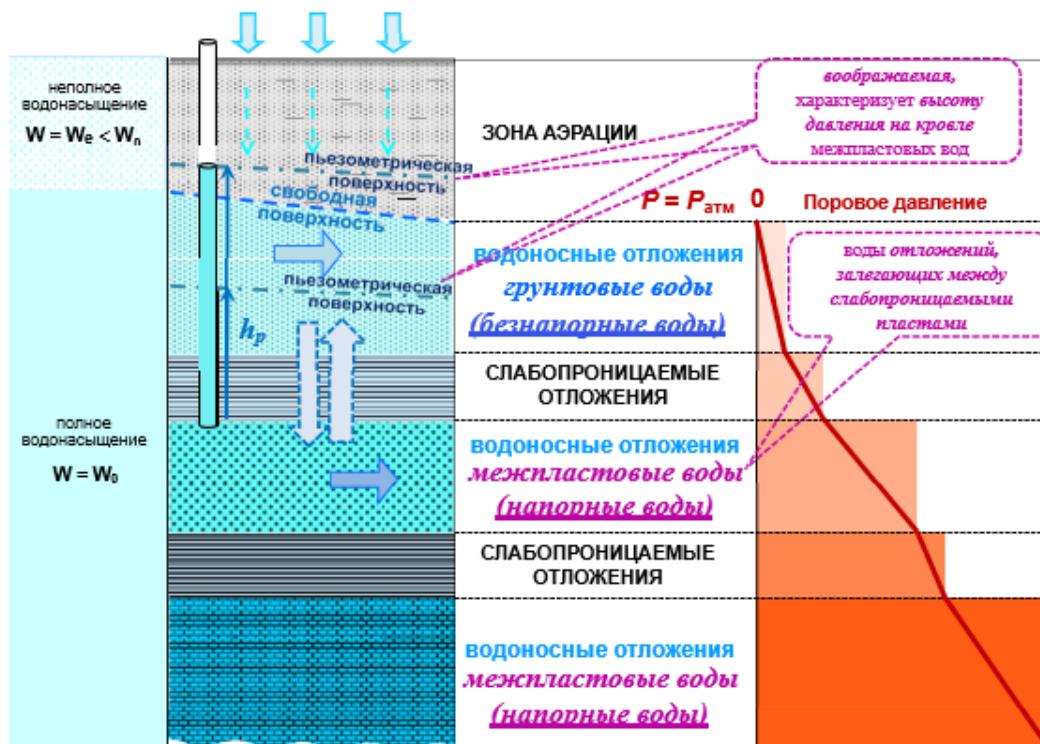


Рис. 8.2. Принципиальное строение гидрологического разреза

Пьезометрическая поверхность – условная поверхность. Свободная поверхность у грунтовых вод совпадает с глубиной их распространения. Для межпластовых вод пьезометрическая поверхность характеризует давление в воде, ее физически не существует.

Межпластовые воды, содержащиеся во всех нижележащих водоносных отложениях называются напорными, и обладают избыточным напором.

Пьезометрическая поверхность может иметь разную конфигурацию в пространстве. Ее наклон и изменение будет оказывать влияние на изменение напора от точки к точке.

Напорные поверхности грунтовых вод и нижележащих межпластовых вод не совпадают, так как воды находятся под разным давлением. Между этими отложениями существует разность напоров между водой в пустотном пространстве. Разность энергий и напоров определяет возможность движения воды по разрезу: из водоносных отложений с большим напором в водоносные отложения с меньшим напором. Основное движение будет происходить по тем отложениям, которые характеризуются большей пустотностью.

В геологическом разрезе может быть множество водоносных отложений, в которых формируются свои напоры. Вода будет стремиться от точек с большим напором к точкам с меньшим напором (рис. 8.3).

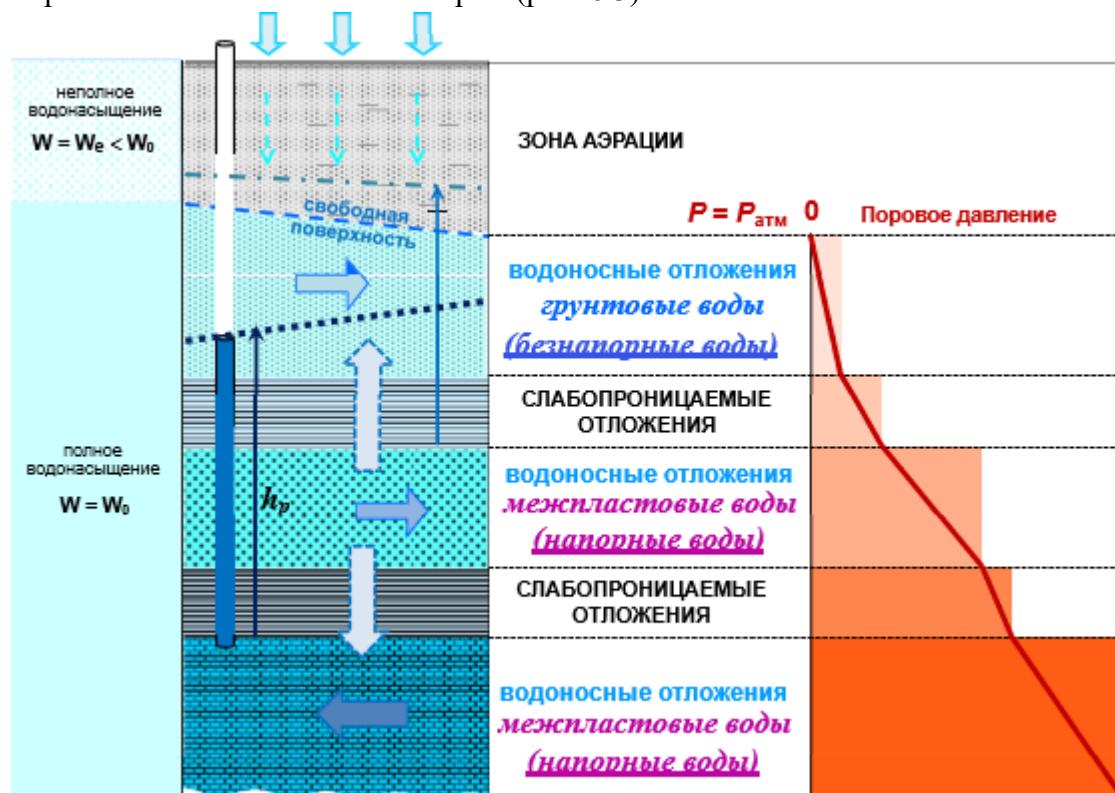


Рис. 8.3. Принципиальное строение гидрологического разреза

В результате в подземном пространстве формируется сложная картина распределения напора: напор в каждой точке подземного пространства может быть различным. Различие напоров в разрезе по вертикали приводит к тому, что часть движения направлена от одного слоя в другой.

Грунтовые воды распространены в верхней части разреза, их верхней границей является граница зоны аэрации, которая характеризуется свободной поверхностью, а нижней границей является кровля первых от поверхности относительно слабопроницаемых отложений.

Основное движение подземных вод в слабопроницаемых отложениях носит преимущественно вертикальный характер. Движение по хорошо проницаемым отложениям направлено преимущественно по распространению отложений. Движение, которое носит *субвертикальный характер*, принято называть *перетеканием*. Через слабопроницаемые отложения осуществляется связь отдельных водоносных интервалов.

8.3. Элементы гидрологического разреза

Рассмотрим деление геологического разреза на гидрогеологические элементы (принцип стратификации гидрогеологического разреза). При описании разреза геолог учитывает литологию и возраст. Для гидрогеолога породы – это прежде всего коллектор, который способен содержать воду и пропускать воду через пустотное пространство, т.е. гидрогеологи разделяют разрез не по возрасту, а по степени водоносности.

Рассмотрим геологический разрез (рис. 8.4):

- относительно-хорошо проницаемые отложения с высокой пустотностью показаны на разрезе краппом песков (точками);
- если породы трещиноватые, то они будут показаны дополнительным краппом;
- глинистые или суглинистые отложения – косая / горизонтальная штриховка;
- водоносные интервалы имеют голубую заливку;
- слабопроницаемые отложения имеют коричневую заливку.

Элементы гидрогеологического разреза (рис. 8.5):

1. Водоносный слой. Самый малый элемент гидрогеологического разреза – водоносный слой, который выделяется по разрезу скважины.
2. Водоносный горизонт (пласт) и слабопроницаемый (разделяющий пласт). Анализируются по нескольким скважинам. Выделение этих элементов происходит при анализе, в первую очередь, водоносных слоев.

Комплекс признаков водоносного горизонта (пласта):

- выдержанная (по площади и в разрезе) система гидравлически связанных водоносных слоев;
- единый тип проницаемости (пустотности);
- четкие границы в разрезе (слабопроницаемые отложения);

- отсутствие выдержаных слабопроницаемых отложений внутри - единая пьезометрическая (свободная) поверхность;
- единый химический состав, направление движения, условия питания (поступления) и разгрузки (оттока) подземных вод.

Комплекс признаков слабопроницаемого (разделяющего) пласта:

- выдержаные слабопроницаемые отложения;
- ограниченное развитие не связанных водоносных слоев;
- существенно более низкая проницаемость (по сравнению со смежными отложениями);
- гидравлическое разобщение водоносных горизонтов.

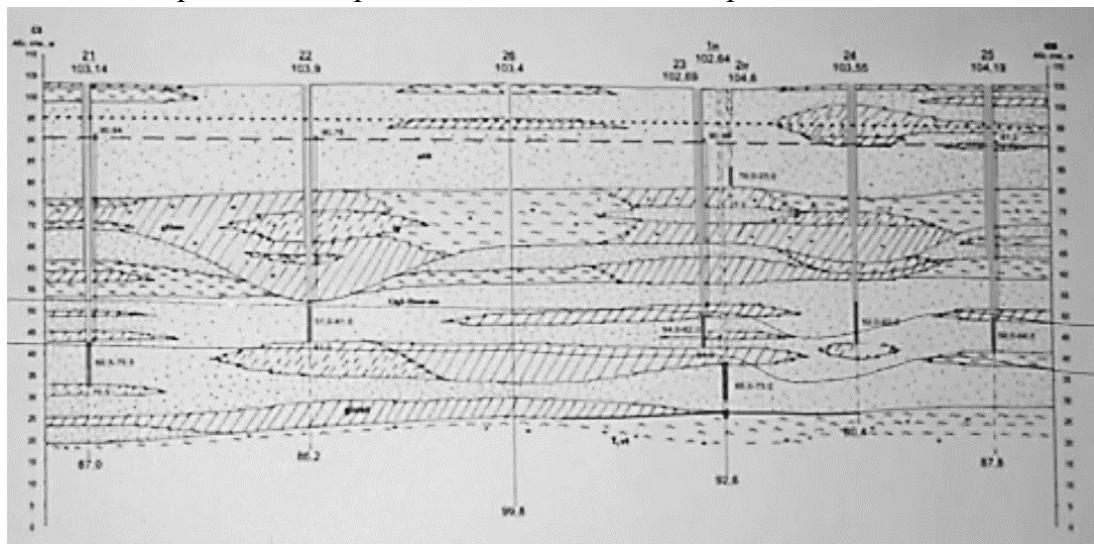


Рис. 8.4. Геологический разрез (Владимирская область)

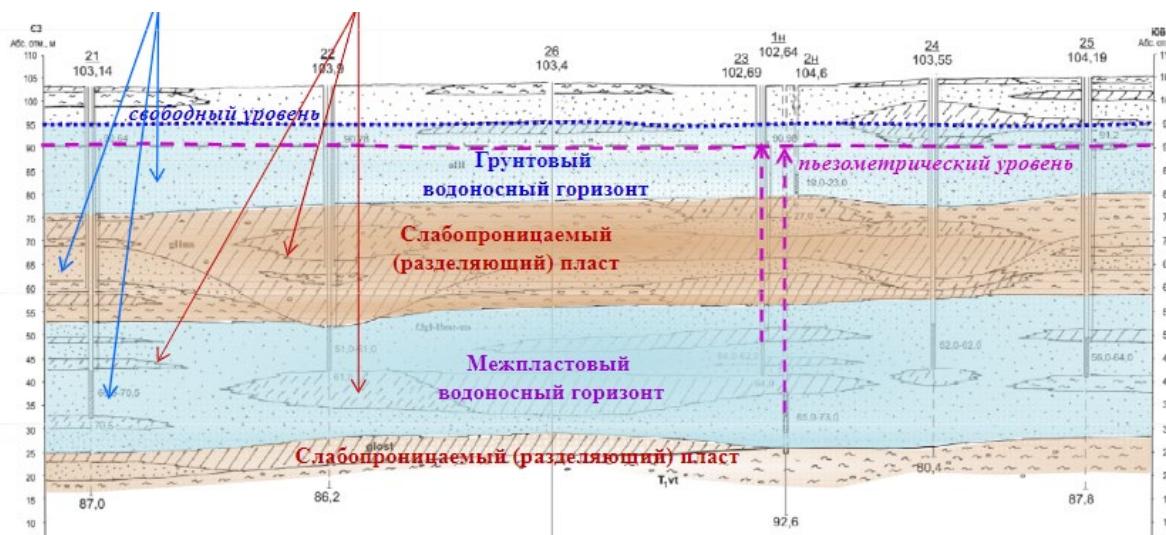


Рис. 8.5. Гидрогеологический разрез (Владимирская область)

Первый от поверхности водоносный горизонт называется грунтовым водоносным горизонтом (рис. 8.6). Все нижележащие называются межпластовыми водоносными горизонтами. Верхней границей грунтового горизонта является его свободная поверхность. Иногда на границе (в верхней части грунтовых вод) могут присутствовать слабопроницаемые отложения. В этом случае, за счет того, что на этих участках частично изолируется водоносный горизонт, возникают локальные участки с избыточным давлением. Поэтому иногда грунтовый горизонт имеет субнапорные участки. Нижние элементы разреза характеризуются пьезометрической поверхностью.

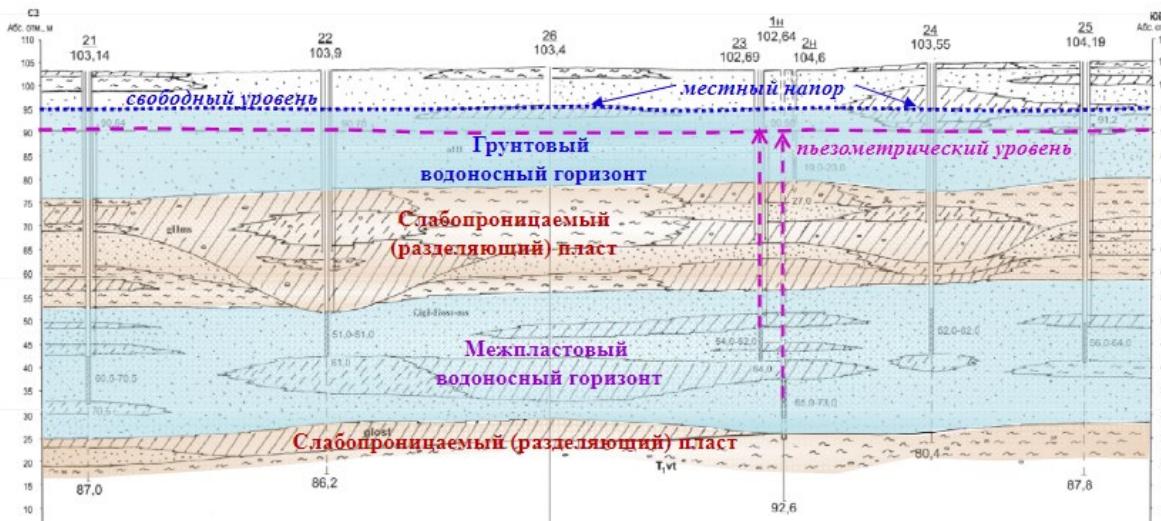


Рис. 8.6. Гидрогеологический разрез (Владимирская область)

Все водоносные слои связаны между собой и по вертикали будут иметь одинаковый напор. Столбы воды в любой скважине, вскрывающие горизонты, будут характеризоваться единым напором. Уклон или положение на плоскости напорных поверхностей определяет направление движения воды внутри водоносных горизонтов, а соотношение напорных поверхностей определяет напорное движение между водоносными горизонтами (рис. 8.7А-Б).

Межпластовые горизонты (рис. 8.7В) характеризуются пьезометрическим уровнем, который характеризует давление в воде этих отложений.

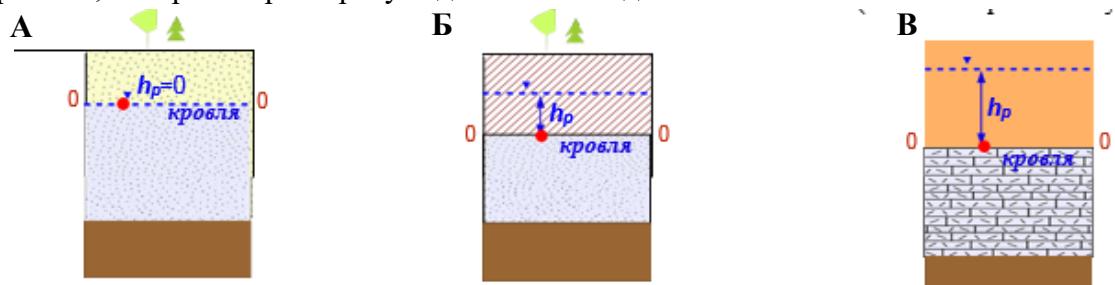


Рис. 8.7. А – безнапорный грунтовый горизонт, Б – субнапорный грунтовый горизонт, В – напорный межпластовый горизонт

Существует еще более крупное деление гидрогеологического разреза, такие как **водоносный комплекс** и **слабопроницаемая толща**. Эти крупные деления объединяют несколько либо водоносных горизонтов, либо разделяющих толщ. Как правило, это необходимо при рассмотрении задач регионального масштаба. На рисунке 8.8 представлен характерный разрез отложений Воронежской синеклизы, где в единый водоносный комплекс (средне-верхнедевонский) объединены породы различной степени трещиноватости. Разделяющая толща представлена преимущественно различием слабопроницаемых отложений.

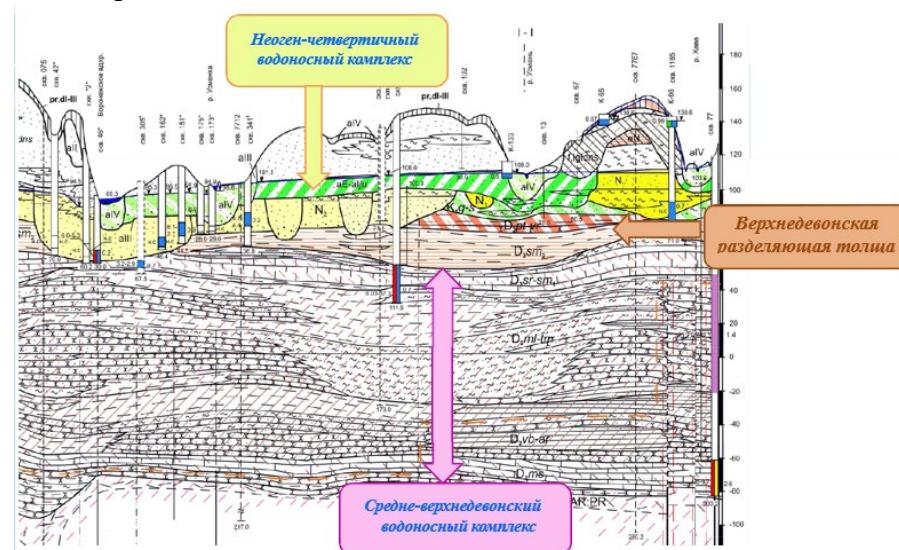


Рис. 8.8. Элементы гидрогеологического разреза

Еще более крупное разделение производится на водоносные серии (рис. 8.9).

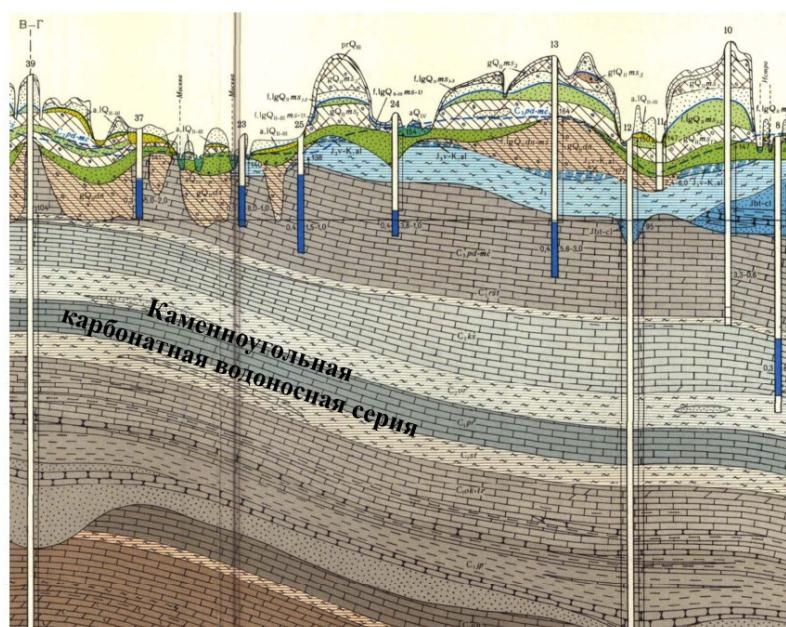


Рис. 8.9. Элементы гидрогеологического разреза

С гидрогеологической точки зрения выделяют два типа разрезов:

1. Слоистые разрезы осадочных пород:
 - водоносный горизонт;
 - слабопроницаемый (разделяющий) пласт.
2. Массивные (неслоистые) разрезы скальных трещиноватых пород
 - водоносная зона трещиноватости (аналог водоносного горизонта):
 - поверхностной экзогенной (выветривания) верхней части массива;
 - линейно-локальной тектонической (зон тектонических нарушений);
 - локальной глубинной (в глубоких частях массива);
 - слабопроницаемый блок (аналог разделяющего пласта).

8.4. Типы подземных вод

Существует несколько классификаций подземных вод:

1. По происхождению (генезису):
 - метеогенные (инфилтратационные, конденсационные, криологические),
 - седиментогенные (элизионные);
 - метаморфогенные;
 - магматогенные (ювенильные).
2. По условиям залегания:
 - воды зоны аэрации;
 - грунтовые воды;
 - межпластовые воды зон трещиноватости:
 - поверхностной экзогенной (выветривания);
 - линейно-локальной тектонической;
 - локальной глубинной.
3. По типам водовмещающих пород (фильтрационной среды):
 - поровые;
 - трещинные:
 - собственно трещинные;
 - пластово-трещинные;
 - трещинно-жильные;
 - трещинно-карстовые.
4. По температуре.
5. По химическому составу, минерализации.

Лекция 9. Закон Дарси

9.1. Фильтрационный поток

В пустотном пространстве горных пород находятся свободные воды, которые способны перемещаться под действием внешних сил (силы тяжести и давления). Это пустотное пространство может быть представлено либо пористостью, либо трещиноватостью в зависимости от типа пород. Различные породы в геологическом разрезе имеют разную структуру и разный объем пустотного пространства, следовательно разное количество воды и разную способность пропускать воды. Их условно делят на водоносные (с большим активным пустотным пространством) и относительно слабопроницаемые, где пустотное пространство представлено меньшими по размеру порами и где содержится меньше свободной воды. Энергетической основой подземных вод является гидростатический напор (мера энергии; две составляющие: высота над плоскостью сравнения (мера энергии тела в гравитационном поле) и пьезометрическая высота, которая характеризует давление, которое существует в воде в этой точке).

Основными элементами гидрогеологического разреза, для которых гидрогеолог интересует описание движения подземных вод, являются водоносные горизонты и разделяющие толщи, которые объединяют в себе породы с разным типом пустотности.

Движение подземных вод в подземном пространстве можно описать. Гидрогеолог интересует движение воды не в конкретной поре, а в какой-то части подземного пространства. Математически и физически движение в одной поре описать можно. Для того, чтобы от движения в одной поре перейти к движению в некотором пространстве, необходимо знать точную конфигурацию этого пустотного пространства. Для упрощения движения подземных вод в пустотном пространстве горных пород переходят к описанию движения по принципу законов механики сплошной среды, вводя условное понятие – фильтрационный поток.

Фильтрационный поток – условный (осредненный) поток через полное (сплошное) поперечное сечение водовмещающих пород. Реальное движение подземных вод происходит только по порам / трещинам (рис 9.1). Это дискретное движение заменяется движением через сплошную среду, считая, что условный фильтрационный поток движется через полное поперечное сечение горной породы (поры + минеральная часть).

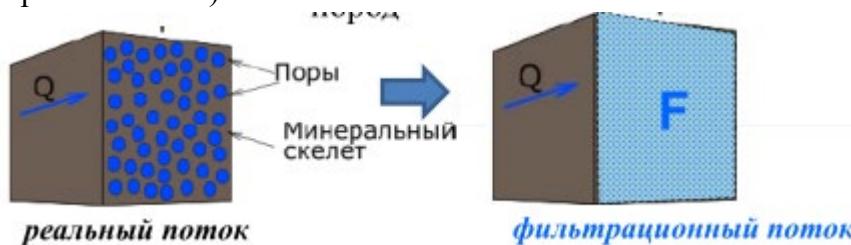


Рис. 9.1. Движение потока подземных вод

Количественно фильтрационный поток может характеризоваться величиной расхода.

Расход Q [$\text{м}^3/\text{сум}, \text{м}^3/\text{с}, \text{л}/\text{с}$] – объем воды, перемещающейся через поперечное сечение потока F за единицу времени. Рассмотрим характеристику сечения фильтрационного потока для конкретных элементов разреза (водоносных горизонтов) (рис. 9.2):

$$F[\text{м}^2] = \begin{cases} Bh & \text{поток со свободной поверхностью (грунтовый)} \\ Bm & \text{поток с пьезометрической поверхностью (межпластовый)} \end{cases}$$

Фильтрационный поток в границах грунтового водоносного горизонта: площадь поперечного сечения характеризуется шириной B и глубиной h (мощность пород от свободной поверхности до подошвы).

Площадь сечения потока межпластового водоносного горизонта характеризуется шириной B и реальной мощностью водовмещающих отложений m .

В грунтовом водоносном горизонте мощность потока зависит от напора потока, т.к. верхняя граница определяется напорной поверхностью. Площадь сечения потока межпластового водоносного горизонта определяется физической мощностью распространения пород. Эта площадь не зависит от напора воды.

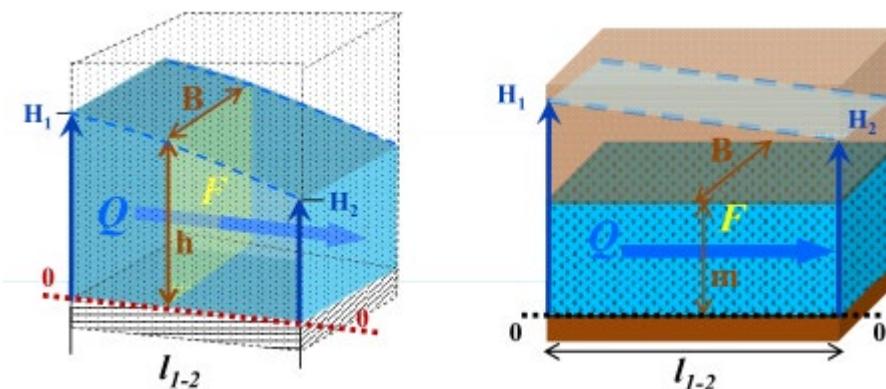


Рис. 9.2. Грунтовый безнапорный горизонт (слева), межпластовый напорный горизонт (справа)

9.2. Закон Дарси

Для условного фильтрационного потока существует основополагающий физический закон – закон Дарси – расход фильтрационного потока прямо пропорционален площади поперечного сечения и градиенту напора:

$$Q = kFI = kF \frac{H_1 - H_2}{l_{1-2}}$$

Градиент напора I [–] – разность напоров, отнесенная к длине пути фильтрации:

$$I = \frac{H_1 - H_2}{l_{1-2}} = \frac{\Delta H_{1-2}}{l_{1-2}}$$

Скорость фильтрации v [$\text{м}/\text{сум}$] – расход фильтрационного потока Q через единицу площади поперечного сечения F .

Скорость фильтрации не является физической скоростью – это характеристика (мера) расхода фильтрационного потока. Скорость фильтрации прямо пропорциональна градиенту напора:

$$v = \frac{Q}{F} = kI.$$

Реальная вода движется через поры. Суммарная площадь сечения характеризуется площадью активного сечения, тогда истинная физическая скорость u :

$$u = \frac{Q}{F_a}.$$

Приравняем в выражениях расход, тогда произведение скорости фильтрации на полную площадь равна действительной скорости на площадь активного пустотного пространства:

$$vF = uF_a.$$

Тогда взаимосвязь реальной скорости и скорости фильтрации:

$$u = v \frac{F}{F_a}.$$

Активная пористость:

$$n_a = \frac{V_a}{V} = \frac{F_a}{F}.$$

Тогда получаем связь:

$$u = \frac{v}{n_a}.$$

Вопрос: больше действительная скорость или скорость фильтрации. Ответ: $u > v$, т.к. $n_a < 1$. Скорость движения через меньшее поперечное сечение будет больше, чем скорость движения того же количества воды, но через большее поперечное сечение.

Для того, чтобы отличать условный фильтрационный поток от реального потока через пустотное пространство, ведется речь о миграции воды – *миграционном потоке*, который характеризует реальную скорость движения в пустотном пространстве горных пород.

Экспериментальное подтверждение закона Дарси

Рассмотрим, как был получен экспериментально закон Дарси: имеем колонну с горной породой (песок) (рис. 9.3) с известной площадью сечения F , которая постоянна по всей колонне; установим внутри колонны несколько пьезометров. Далее:

1. Подаем в колонну расход Q .
2. Ждем стабилизации уровней в пьезометрах. По мере заполнения водой уровень в пьезометре будет изменяться (постепенно возрастать), но позже придется к стабилизации.
3. Измеряем объем V за время Δt и рассчитываем расход Q и скорость фильтрации v :

$$Q = \text{const}, v = \text{const}!$$

4. Измеряем напоры в пьезометрах H .
5. Рассчитываем градиенты напора I . Они постоянны:

$$I = \text{const} !$$

Измерение напоров и расчет градиента напора:

$$Q = \frac{V}{\Delta t},$$

$$\nu = \frac{Q}{F},$$

$$\frac{H_1 - H_2}{l_{1-2}} = \frac{H_2 - H_3}{l_{2-3}},$$

Тогда:

$$l_{1-2} = l_{2-3}$$

6. Наносим значения скорости фильтрации ν и градиента напора I на график $\nu \div I$ (рис. 9.4).
7. Повторяем опыт, изменяя расход в колонне
8. Зависимость $\nu \div I$ линейна, угловой коэффициент – k .

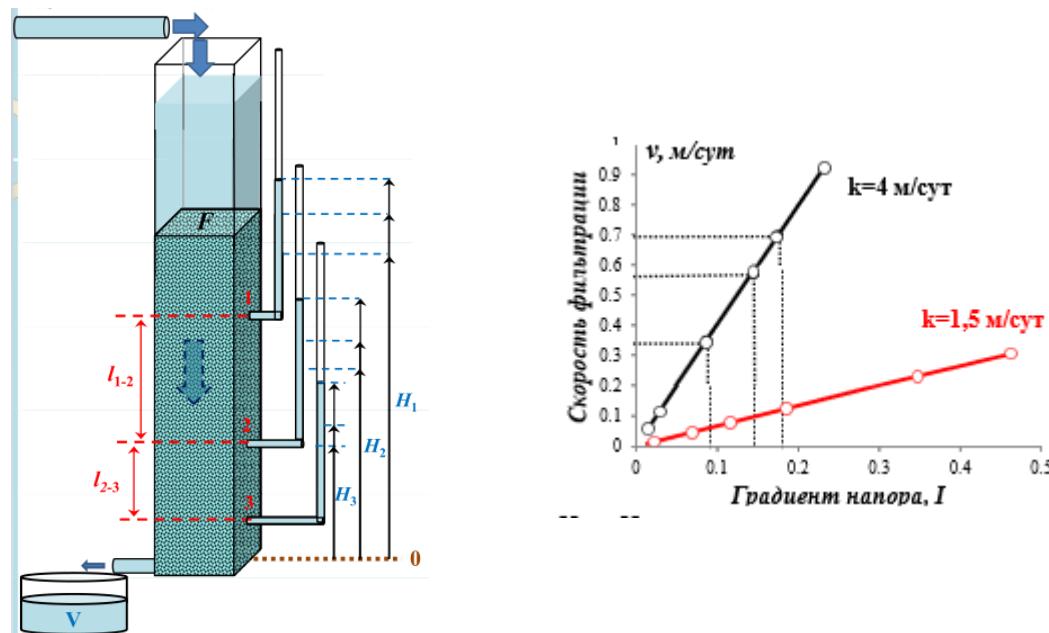


Рис. 9.3. Экспериментальная схема

Рис. 9.4. График зависимости
скорости фильтрации и градиента
напора

Аналогично Анри Дарси повторил опыт и для другой породы, характеризующейся другим пустотным пространством. Зависимость $\nu \div I$ зависит от типа породы – от типа пустотного пространства (от проницаемости). Коэффициент пропорциональности он назвал коэффициентом фильтрации.

Коэффициент фильтрации k [м/сут] – скорость фильтрации при единичном градиенте напора.

Коэффициент фильтрации k [м/сут] – характеристика породы и жидкости (газа).

Коэффициент проницаемости k_{Π} [m^2], [D (Дарси, $10^{-12}m^2$)] – характеристика только породы:

$$k_{\Pi} = k \frac{\eta}{\rho g},$$

где η – динамическая вязкость;

ρ – плотность,

g – ускорение свободного падения.

Вязкость и плотность подземных вод существенно зависят от глубины их залегания, интенсивности их циркуляции, температуры и количества растворенных веществ.

Для подземных вод верхней части разреза есть право не учитывать свойства жидкости (можно считать, что они близки к свойствам воды). Подземные воды более глубоких частей разреза права пользоваться коэффициентом фильтрации нет – необходимо пользоваться коэффициентом проницаемости.

В таблице 9.1 представлены значения коэффициента фильтрации для некоторых типичных пород. Эти характеристики имеют крайне большой диапазон и зависят от дисперсности горной породы.

Таблица 9.1. Сравнительная шкала коэффициента фильтрации дисперсных пород

Породы	k , м/сут
Валунники	$n \cdot 10^3$
Галечники	$n \cdot 10^2$
Крупнозернистые, гравелистые пески	$n \cdot 10$
Мелкозернистые пески	$n \cdot 1$
Супеси	$n \cdot 10^{-1}$
Суглинки	$n \cdot 10^{-2}$
Глины	$n \cdot 10^{-3}$ и менее (до $10^{-6} \dots -8$)

Отметим, что такую таблицу для трещиноватых пород составить нельзя, так как проницаемость определяется трещиноватостью. Одни и те же породы в разных условиях залегания могут иметь совершенно различную трещиноватость.

Закон Дарси, который количественно описывает движение подземных вод в пустотном пространстве, является фундаментальным физическим законом.

Рассмотрим другой физический закон – закон Ома для участка цепи – сила тока прямо пропорциональна напряжению и обратно пропорциональна электрическому сопротивлению:

$$J = \frac{\Delta U}{R},$$

где сопротивление зависит от длины проводника, от площади сечения и от материала:

$$R = \frac{\Delta l}{cF},$$

где c – удельная электрическая проницаемость.

Тогда можно увидеть полную аналогию закона Дарси:

$$J = cF \frac{\Delta U}{\Delta l}$$

– сила тока – это расход фильтрационного потока, разность напряжений – разность напоров, коэффициент фильтрации – аналог свойства проводника, площадь сечения и длина одинаковы.

Процесс движения подземных вод до мощного развития вычислительных технологий моделировался на вычислительных моделях. Материалы подбирали по аналогии с различием коэффициента фильтрации. На моделях измерялась:

- разность потенциалов соответствующая разности напоров;
- сила тока, которая характеризовала расход.

До 1970х годов метод электродинамического моделирования был основным инструментом моделирования движения подземных вод. В настоящее время моделирование происходит на основе физико-математических моделей.

По аналогии с электрическим сопротивлением можно ввести понятие фильтрационного сопротивления (рис. 9.5):

$$\Phi = \frac{\Delta l}{kF}.$$

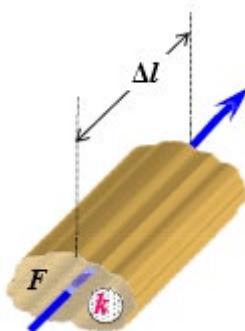


Рис. 9.5. Фильтрационное сопротивление

Физическая (фундаментальная) форма закона Дарси – расход фильтрационного потока прямо пропорционален разности напоров ΔH и обратно пропорционален фильтрационному сопротивлению среды Φ :

$$Q = \frac{\Delta H}{\Phi}.$$

Интенсивность движения подземных вод будет тем больше, чем будет большее разность напоров.

Границы применимости закона Дарси

Закон Дарси имеет области применимости (рис. 9.6). В линейной форме закон Дарси – линейная зависимость между скоростью фильтрации и градиентом напора:

$$v = kI.$$

Линейная зависимость характерна для области ламинарного режима течения. Ламинарный режим течения – плоскопараллельное течение, отдельные струи не перемешиваются. Физически такое течение характерно для небольших скоростей.

Верхней границей линейного закона Дарси является область высоких скоростей. Скорости потока возрастают, в потоке проявляется турбулентность. Эта зависимость между скоростью фильтрации и градиентом напора перестает быть линейной. Это значит, что градиент напора возрастает быстрее скорости фильтрации. Влияние турбулентности приводит к тому, что большие затраты энергии не приводят к быстрому росту скорости. В этом случае связь между скоростью фильтрации и градиентом напора – параболическая:

$$I = \frac{v}{k} + \alpha_0 \frac{v^2}{k^2}$$

В области малых скоростей зависимость становится нелинейной. При малых скоростях фильтрации градиент возрастает, а скорость равна 0. Движение начинается после преодоления некоторого градиента:

$$v = k \left(I - \frac{4}{3} I_0 \right)$$

Физически это связано с вязко-пластическим течением воды. У отдельных струй и молекул воды существует некоторое притяжение между собой. Для того, чтобы движение воды началось необходимо преодолеть начальные силы, которые удерживают воду и связывают ее с породой.

В большинстве случаев скорости движения подземных вод удовлетворяют области ламинарного течения.

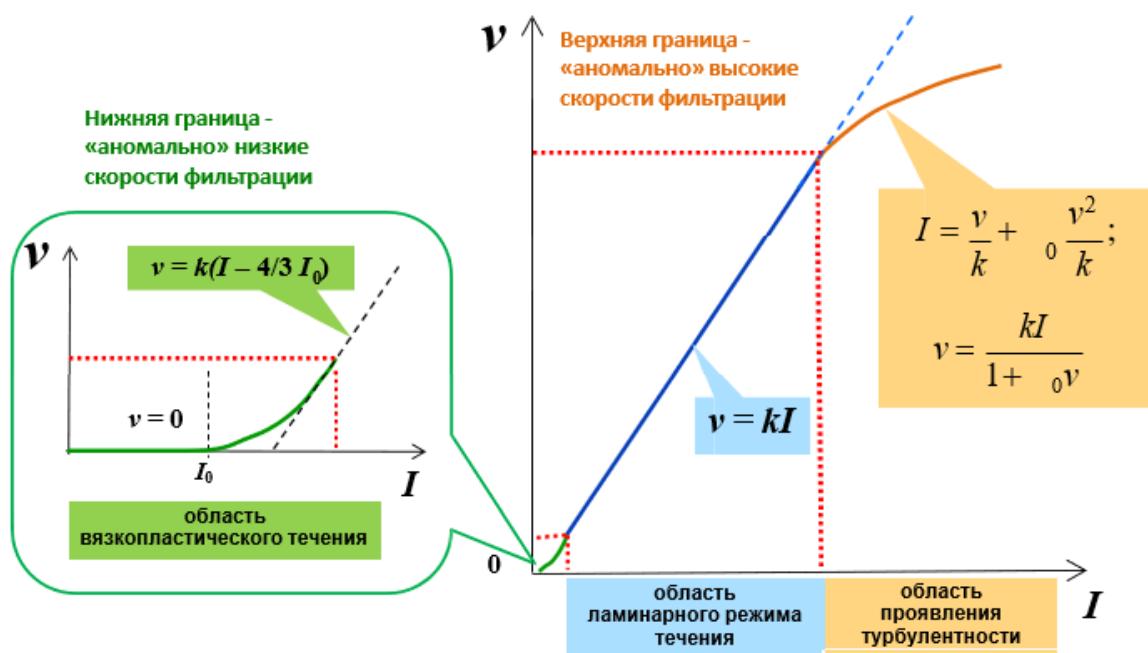


Рис. 9.6. Границы применимости закона Дарси

В естественных условиях высокие скорости и турбулентное течение характерно для сильно закарстованных пород, где пустотность представлена кавернозностью.

$$v = \frac{KI}{1 + \alpha_0 v}.$$

Движение по огромным пустотам может иметь высокие скорости. Кроме такого, такие условия характерны при техногенных условиях в областях водозаборных скважин, где происходит интенсивное извлечение подземных вод. Область малых скоростей течения характерна для очень слабопроницаемых пород.

Упражнения

Упражнение 1

Дано: $k_2 > k_1$. Как соотносятся расходы воды (рис. 9.7)?

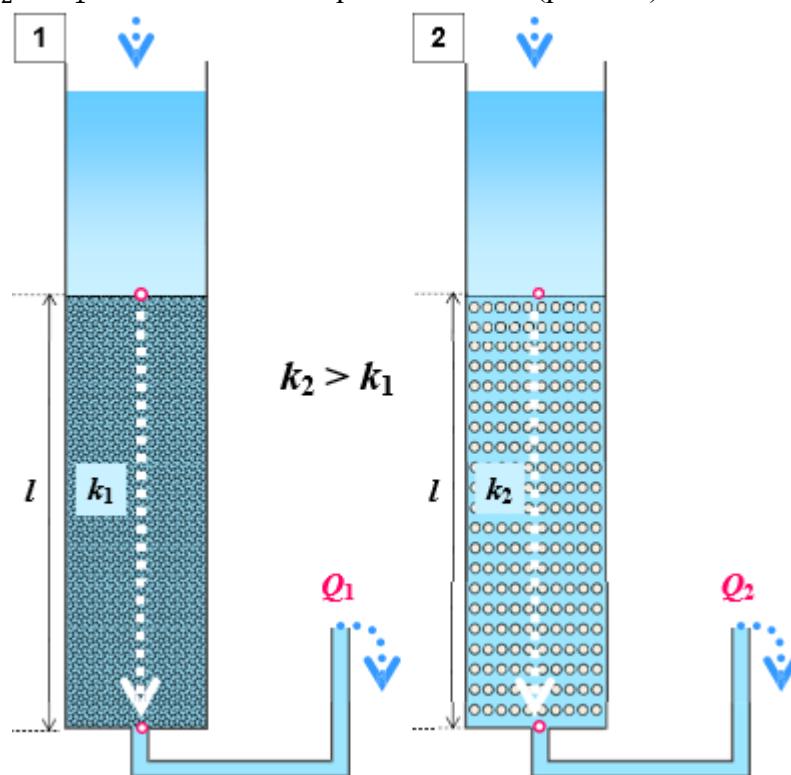


Рис. 9.7. Иллюстрация к упражнению 1

Ответ: площадь сечения у двух колонн одинаковая. Возьмем плоскость сравнения в основании колонн, движение через колонны происходит под разностью напоров по длине пути фильтрации. Напор вверху колонны будет складываться из высоты над плоскостью сравнения l и пьезометрической высоты (высота столба над точкой) – одинаковые величины в двух колоннах. Тогда: $Q_1 < Q_2$.

Упражнение 2

Дано: $k_1 = k_2 = k$. Как соотносятся расходы воды (рис. 9.8)?

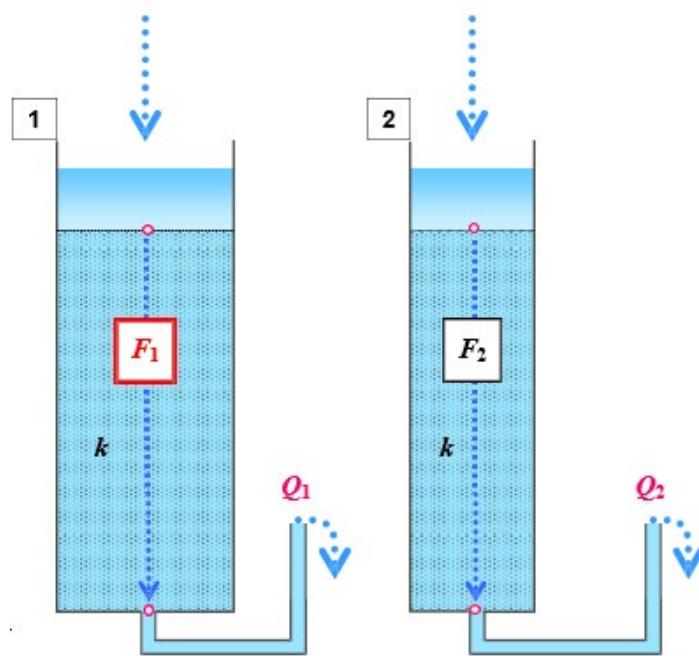


Рис. 9.8. Иллюстрация к упражнению 2

Ответ: коэффициент фильтрации одинаковый, различаются только площади.
Соответственно $Q_1 > Q_2$.

Упражнение 2

Дано: $k_1 = k_2 = k$. Как соотносятся расходы воды (рис. 9.9)?

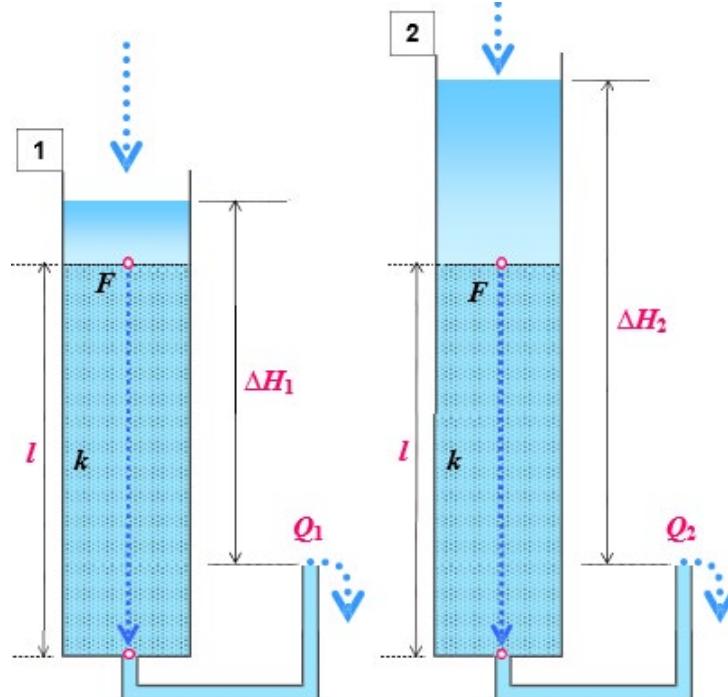


Рис. 9.9. Иллюстрация к упражнению 3

Ответ: длина пути фильтрации одинакова, различаются только напоры (разная пьезометрическая высота). Тогда при прочих равных условиях градиент напора в приборе 2:

$$I = \frac{\Delta H}{l},$$

$$Q_1 < Q_2.$$

Упражнение 4

Дано: $k_1 > k_2$. Как соотносятся скорости фильтрации (рис. 9.10)?

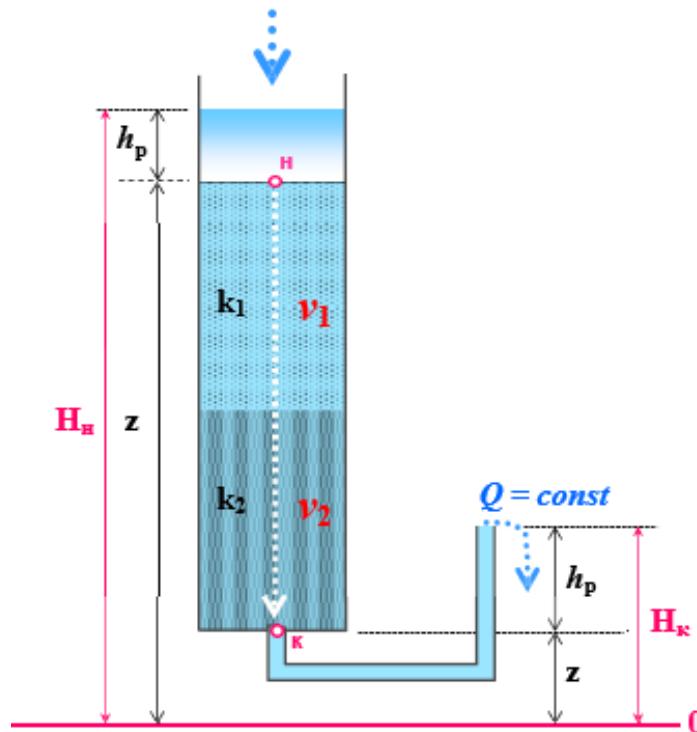


Рис. 9.10. Иллюстрация к упражнению 4

Ответ: расход и поперечное сечение потока не меняются:

$$v = \frac{Q}{F}.$$

Скорость фильтрации v по длине потока постоянна:

$$v_1 = v_2.$$

Действительные скорости фильтрации будут различны.

Упражнение 5

Дано: имеем сосуд, через который подается вода. На какой высоте установится уровень в пьезометре (рис. 9.11)?

Ответ:

- 1) скорость фильтрации $v = \frac{Q}{F}$ постоянная.
- 2) порода и ее коэффициент фильтрации: $k = \text{const}$ постоянны.
- 3) Градиент напора $v = kI$ постоянный.

$$\frac{H_1 - H_x}{l_1} = \frac{H_x - H_2}{l_2}.$$

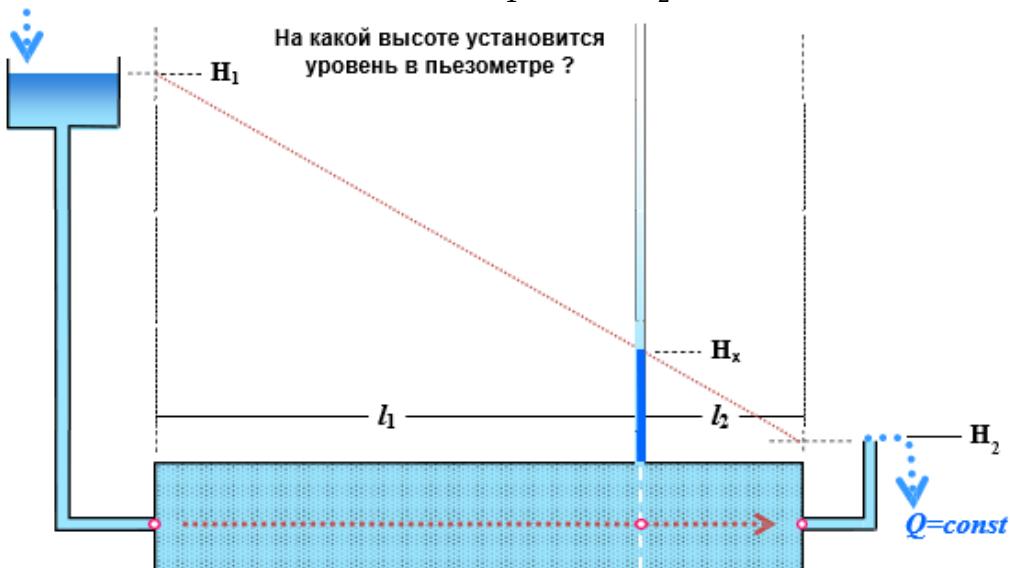


Рис. 9.11. Иллюстрация к упражнению 5

Упражнение 6

Дано: имеем сосуд, через который подается вода. На какой высоте установится уровень в пьезометре (рис. 9.12)?

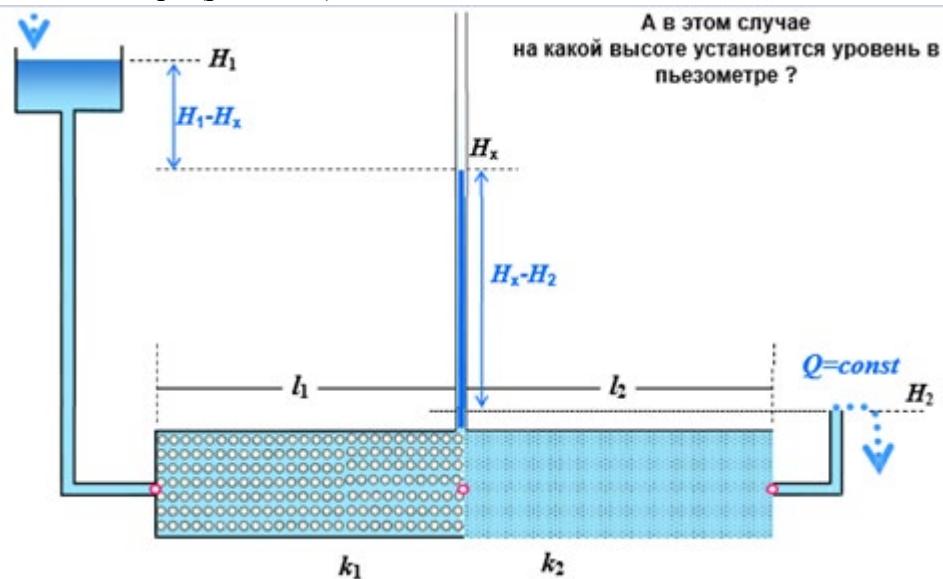


Рис. 9.12. Иллюстрация к упражнению 6

Ответ: скорость фильтрации по длине потока: $v = \frac{Q}{F}$, $v_1 = v_2$.

$$k_1 l_1 = k_2 l_2 \rightarrow k_1 \frac{H_1 - H_x}{l_1} = k_2 \frac{H_x - H_2}{l_2}, \text{ тогда}$$

$$\frac{H_1 - H_x}{H_x - H_2} = \frac{k_2}{k_1}.$$

Лекция 10. Поток подземный вод

10.1. Разбор задачи контрольной работы по теме «Напор»

Дано: водонасыщенный образец горной породы (рис. 10.1), через который пропускают воду. В образце есть два пьезометра, которые показывают уровень установившейся воды. Необходимо рассчитать:

- 1) напоры потока в точках 1 и 2,
- 2) рассчитать градиент напора,
- 3) определить направление движения.

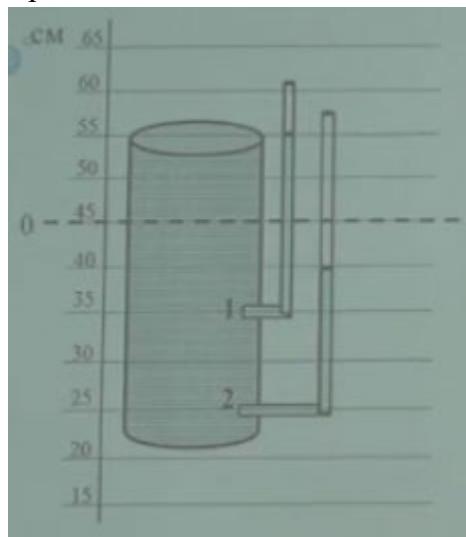


Рис. 10.1. Иллюстрация к задаче

Решение:

Напор – это сумма пьезометрической высоты h_p и высоты положения относительно плоскости сравнения Z :

$$H = h_p + Z.$$

Градиент напора – разность напоров в отношении на длину пути фильтрации:

$$I = \frac{H_1 - H_2}{l_{1-2}}.$$

Положение плоскости сравнения определено.

Высота столба воды в пьезометре 1 измеряется по шкале, тогда $h_p^1 = 20$. В этой точке $Z = -10$. Тогда напор в первой точке:

$$H_1 = 20 - 10 = 10 \text{ см.}$$

Высота столба воды в пьезометре 2 измеряется по шкале, тогда $h_p^2 = 15$. В этой точке $Z = -20$. Тогда напор в второй точке:

$$H_2 = 15 - 20 = -5 \text{ см.}$$

Длина пути фильтрации равна 10 см.

Тогда градиент напора равен:

$$I = \frac{10 - (-5)}{10} = 1.5.$$

Движение воды направлено из точки с большим напором в точку с меньшим напором (из точки 1 в точку 2), т.е. сверху вниз.

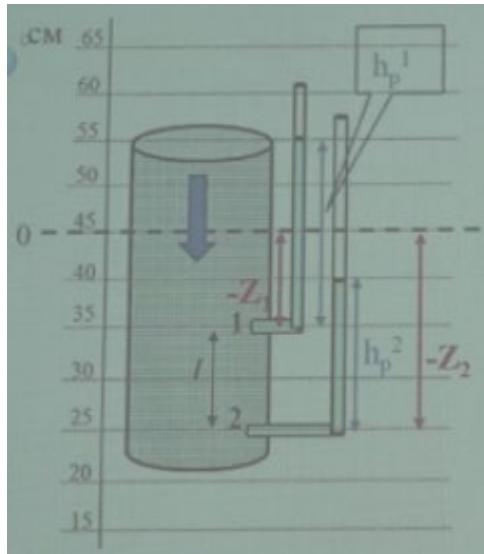


Рис. 10.1. Иллюстрация к решению задачи

10.2. Режим потока

Поток подземных вод – фильтрационный поток в ограниченном определенными границами элементе подземной гидросферы с единой структурой и направлением движения подземных вод. Подземные воды в пределах этого элемента должны обладать схожими энергетическими характеристиками.

Энергетические характеристики потока подземных вод:

- напор: $H(x, y, z, t)$, напоры могут быть как различны в пространстве, так и изменяться во времени;
- скорость фильтрации: $v(x, y, z, t)$.

Режим потока подземных вод – изменение характеристик потока во времени:

- нестационарный: $H = H(t), v = v(t)$ – произвольное изменение энергетических характеристик;
- стационарный: $H = const, v = const$ – изменение энергетических характеристик незначительное или отсутствует;
- квазистационарный (рис. 10.3) – особое состояние потока, когда напоры в разных частях потока изменяются, но на одну и ту же величину:
 - изменение напоров в потоке одинаково:
$$\Delta H_i(x, y, z) = const;$$
 - скорость и расход фильтрации не меняются:
$$v(t) = const, Q(t) = const.$$

Поток подземных вод, который выделяется для рассмотрения, должен иметь одинаковую структуру потока.

Структура потока подземных вод – закономерность *пространственного* изменения характеристик потока: напоров $H(x, y, z)$ и скоростей фильтрации $v(x, y, z)$.

Напоры в потоке могут изменяться в пространстве произвольно. Скорость фильтрации, которая характеризует интенсивность движения и определяется разностью напоров, также может быть различна в пространстве. Скорость фильтрации – векторная величина (рис. 10.4), уравнения в дифференциальной форме:

$$\begin{aligned} v_x &= -k_x \frac{\partial H}{\partial x}, \\ v_y &= -k_y \frac{\partial H}{\partial y}, \\ v_z &= -k_z \frac{\partial H}{\partial z}. \end{aligned}$$

По разным пространственным координатам могут изменяться не только напоры, но и фильтрационные свойства среды (проницаемость). Пример: у тонкослоистого песка будет различная проницаемость по слоям и перпендикулярно; трещиноватая порода.

Суммарное направление движения и скорость фильтрации определяется как сумма составляющих по трем координатам, которые характеризуются в зависимости от изменчивости напоров, проницаемости среды в этом направлении.

Если по одному из направлений проницаемость плохая или наблюдается слабое изменение напора, тогда в данном направлении вектор будет маленьким. Общий вектор движения будет направлен по той координате, где напоры меняются максимально и где характерна максимальная проницаемость среды.

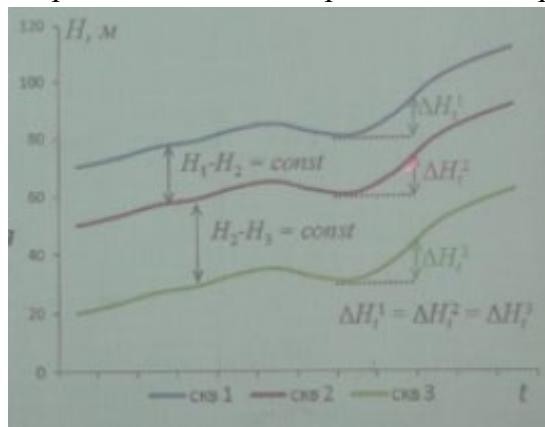


Рис. 10.3. Режимы потока

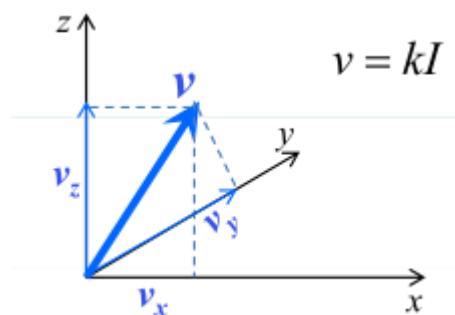


Рис. 10.4. Вектор скорости фильтрации

10.3. Пространственная структура и гидрогеодинамическая сетка потока

Движение подземных вод в пустотном пространстве может иметь любое направление в пространстве. Количественно движение по разным направлениям можно охарактеризовать с помощью гидродинамической сетки потока.

Гидродинамическая сетка потока (ГДС) – проекция потока на плоскость. Она состоит из линий равного напора (рис. 10.5), которые соединяют точки в потоке с

одинаковым напором, и линий тока. Линии равного напора можно провести с любым шагом. Как правило, они проводятся с некоторым постоянным шагом.

Линии равного напора:

- для грунтовых вод – гидроизогипсы;
- для межпластовых – гидроизопьезы.

Второй элемент гидродинамической сетки – линии тока, которые показывают направление движения подземных вод.

С помощью линий равного напора и линий тока можно представить конфигурацию движения подземных вод в горизонтальной плоскости.

Лента тока – часть потока, ограниченная двумя соседними линиями тока.

Отсек сетки – часть потока, заключенная между двумя линиями тока и между двумя линиями равного напора.

Для того, чтобы проекция на плоскость отражала структуру и направление движения подземных вод правильно, она должна строиться по определенным правилам:

1. Ортогональность

Линии тока, которые проводятся по направлению движения подземных вод, должны проводиться строго перпендикулярно линиям равных напоров. Это правило следует из того, что максимальное движение направлено по направлению максимального градиента напора.

$$v = -k \frac{\partial H}{\partial l}$$

2. Конформность

если: $\Delta H = const$; $Q = const$; $k = const$; $d = const$, где

ΔH – шаг сетки;

Q – расход потока по ленте тока;

k – проницаемость среды;

d – глубина потока.

Используя закон Дарси напишем расходы потока в двух отсеках:

$$Q_i = Q_{i+1}$$
$$k_i(b_i \times d_i) \frac{H_i - H_{i-1}}{l_i} = k_{i+1}(b_{i+1} \times d_{i+1}) \frac{H_{i+1} - H_i}{l_{i+1}}$$

При соблюдении условий постоянства разностей расхода, условий, тогда:

$$\frac{l_i}{b_i} = \frac{l_{i+1}}{b_{i+1}} = const$$

Условие конформности: отношений длины отсека к его ширине сохраняется вдоль ленты тока (при соблюдении перечисленных условий).

На примере видно, что элементы сетки разные, но они конформны. Подобие выражается в постоянстве отношений длины отсека к его ширине. Такую конфигурацию движения можно рассмотреть в любой плоскости.

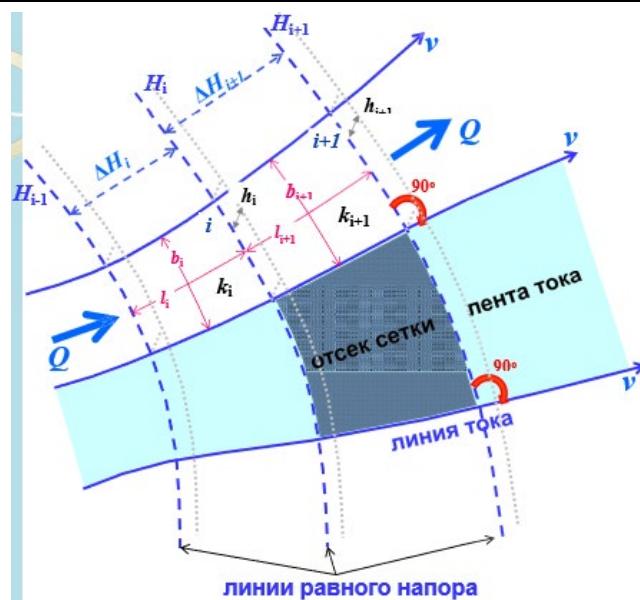


Рис. 10.5. Гидродинамическая сетка потока

Построение гидродинамической сетки

Информация для построения ГДС – точки с известным напором подземных вод. Представим, что в данный момент изучается грунтовый водоносный горизонт / грунтовые воды, которые залегают с поверхности. Синим цветом на рисунке 10.6 показаны грунтовые воды, коричневая штриховка – зона аэрации, основанием грунтовых вод являются слабопроницаемые отложения.

Для построения сетки (рис. 10.7) можно взять следующую информацию:

- напоры ПВ по скважинам $H_{скв}$;
- точки выхода родников $H_{род} \approx A.O. земли$;
- урезы воды рек, озер $H_{рек}$ (для грунтовых вод).

Реки, поверхностные воды, моря и океаны занимают самые низкие отметки рельефа и характеризуются самыми низкими величинами Z относительно естественной плоскости. Этим обусловлено, что подземные воды в большей степени двигаются по направлению к поверхностным водам (к точкам, с минимальным напором). В точке контакта подземных и поверхностных вод напоры подземных и поверхностных вод одинаковы (как сообщающиеся сосуды). Например, под дном реки напоры подземных вод и водоема одинаковы. По отметкам уровня воды в реке получается еще один контур / площадь, где известны напоры подземных вод.

Имея всю вышеперечисленную информацию гидрогеолог либо вручную, либо с применением программных средств строит точки линии равного напора с определенным шагом и линии тока (учитывая правила ортогональности и конформности). Итог: конфигурация подземных вод на изучаемом участке потока в конкретной плоскости.

Отметим: частота построения линий выбирается самостоятельно.

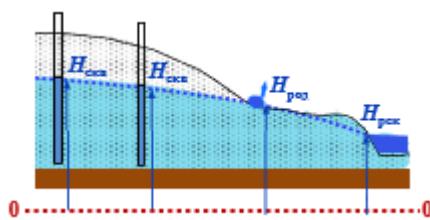


Рис. 10.6. Схематическое изображение водоносного горизонта

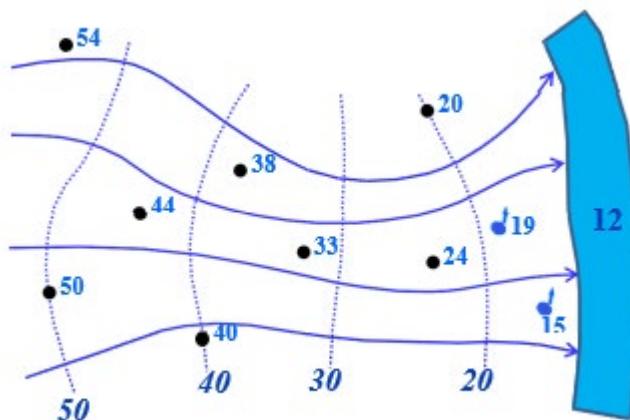


Рис. 10.7. Гидрогеодинамическая сетка

Пространственная структура фильтрационного потока

Гидродинамическая сетка дает проекцию потока на одну плоскость. Однако движение подземных вод в пространстве может происходить по трем координатам. Из этого следует, что в общем виде одной проекции не достаточно, чтобы понять, как происходит движение по трем координатам.

Наиболее сложная пространственная структура потока, когда его энергетические характеристики меняются по трем направлениям, требуют для анализа структуры потока как минимум две сетки. Так структура называется *полнопространственной, трехмерной*. Ниже в качестве примера приведены 2 сетки потока вблизи водохранилища и плотины (рис. 10.8). Водохранилище – водный объект; уровень воды в водохранилище выше уровня воды в реке. Вода из реки фильтруется вниз и по грунтовым водам обтекает плотину. Если утечки будут слишком большими, тогда водохранилище будет не эффективно. Количественные оценки производятся с помощью скважин.

Иногда можно упростить реальное движение подземных вод: вместо трехмерной структуры можно рассматривать двумерную структуру. Известно, что интенсивность движения определяется разностью напоров. Если напоры по вертикали изменяются сильно меньше, чем поры по координатам X и Y – это значит, что основное движение происходит в плоскости, а вертикальное движение очень незначительно. В этом случае, можно считать, что структура потока – двумерная, *плановая*. Для его изображения достаточно одной сетки в плане.

Аналогично, двумерная упрощенная структура потока может быть и *профильной*. Изменение напоров по одной плановой координате (X или Y) меньше, чем по другим координатам. Это значит, что поток в плоскости движется по одному направлению, а по вертикали имеет конфигурацию движения. Основную структуру потока отражает изменение напоров по вертикальной оси и одной оси в плоскости.

Самая простая структура – одномерная структура потока. На отдельных участках потока можно увидеть, что изменение напоров происходит только по одной координате, или изменение напоров по одной координате существенно больше, чем по другим. В этом случае сетка и в плане, и в разрезе будет выглядеть примитивно.

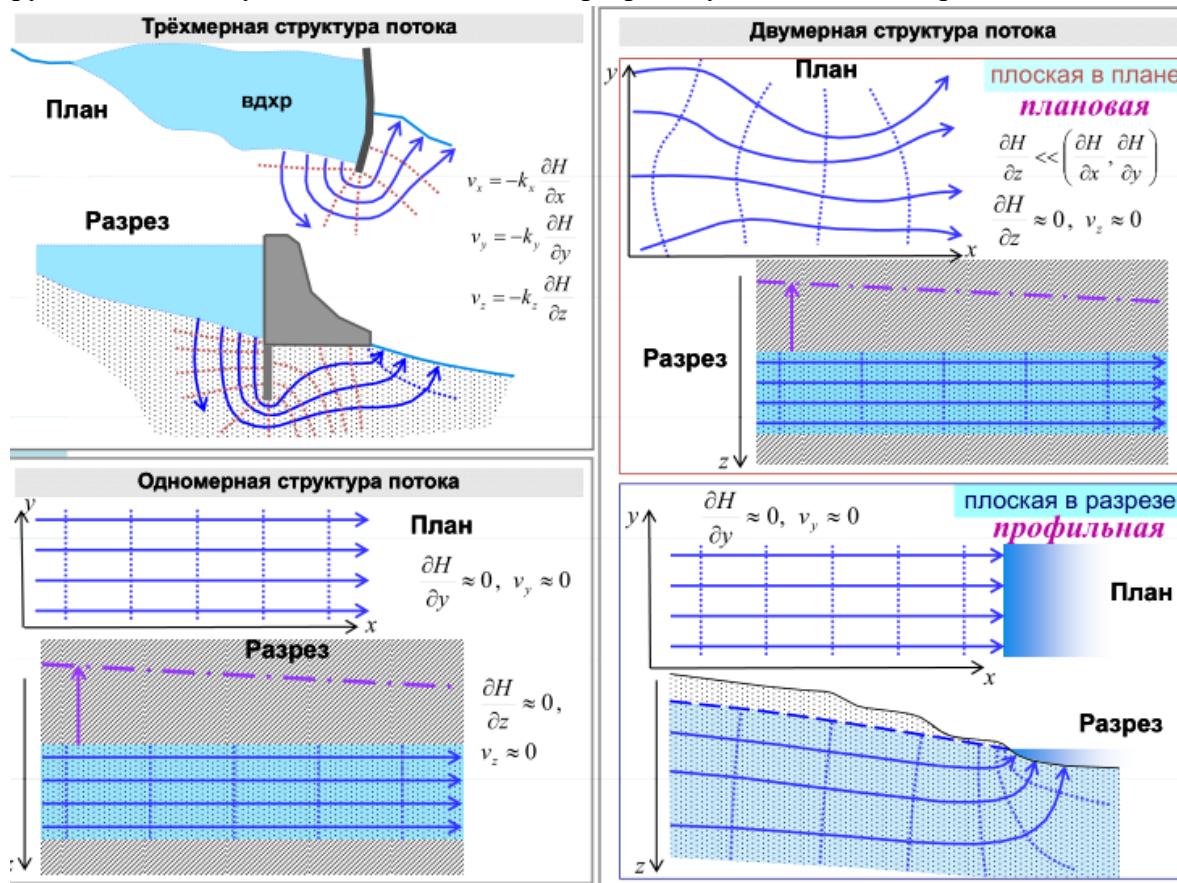


Рис. 10.8. Пространственная структура фильтрационного потока

Таким образом, для анализа выделяется отдельный элемент, называемый потоком. Такое выделение возможно только в том случае, если поток имеет единую структуру (закономерность изменения его энергетических характеристик в пространстве и во времени). Анализируя распределение напоров в пространстве, структур можно охарактеризовать различными типами: трехмерной, двумерной и одномерной структурами.

Использование ГДС (практические расчеты)

Пример 1

Представим практическую гидрогеологическую задачу: имеется свалка, куда сбрасываются бытовые отходы; в непосредственной близости находится поселок, который для водоснабжения использует грунтовые воды (рис. 10.9). Существует опасность, что дождевые воды, инфильтруются в зоне влияния бытовых отходов и обогащаются, в результате «грязные» воды проникают в грунтовый горизонт. Это загрязнение может распространиться в зону поселка.

Вопрос: насколько опасно ли нахождение свалки вблизи поселка?

Эту задачу можно решить на основе построения гидродинамической сетки.

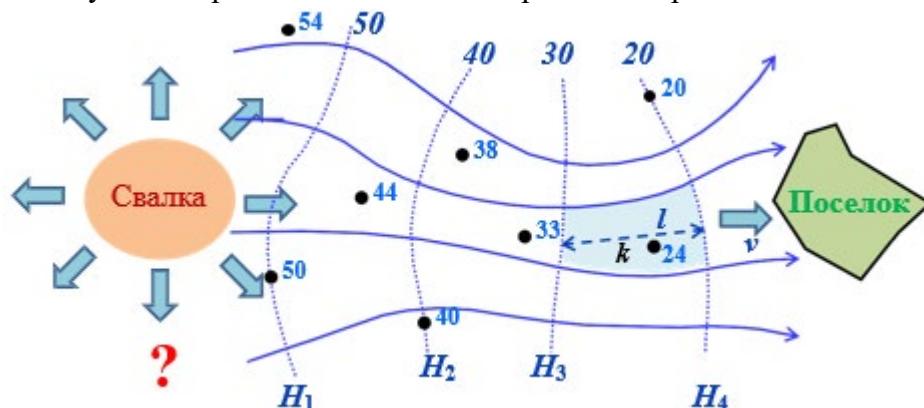


Рис. 10.9. Построение гидродинамической сетки для решения прикладной задачи

Этапы:

1. Анализ направления потока и опасности загрязнения.

В ходе анализа была обнаружена одна «грязная» лента, ограниченная двумя линиями тока.

2. Расчеты по «грязной» ленте:

- градиента напора $I = \frac{H_3 - H_4}{l}$.
- скорости фильтрации $v = kI$.

- 2.1. Расчеты действительной скорости перемещения загрязнения:

$$u = \frac{v}{n_a}$$

и времени, когда оно дойдет:

$$t = \frac{L}{u}$$

Основой для этих расчетов является представление о структуре потока и его количественных характеристиках.

Пример 2

Предположим, имеется сетка (рис. 10.10): структура потока – линейная.

Вопрос: почему $I_1 > I_2$?

Решение:

I_1 – большой градиент напоры сильно изменяются, линии расположены близко друг к другу.

I_2 – меньший градиент, линии расположены менее близко относительно зоны с I_1 .

Рассмотрим закон Дарси:

$$Q = kFI.$$

Градиенты на двух участках можно выразить по закону Дарси через расход потока, коэффициент фильтрации и площадь сечения:

$$I_1 = \frac{Q_1}{k_1 F_1};$$

$$I_2 = \frac{Q_2}{k_2 F_2}.$$

Тогда причины различия градиентов напора I_1 и I_2 :

- 1) Изменение проницаемости пород $k_2 > k_1$.
- 2) Изменение мощности водоносного горизонта, которая влияет на площадь поперечного сечения. Тогда если $m_2 > m_1$, то $F_2 > F_1$.
- 3) Изменение расхода $Q_1 > Q_2$.

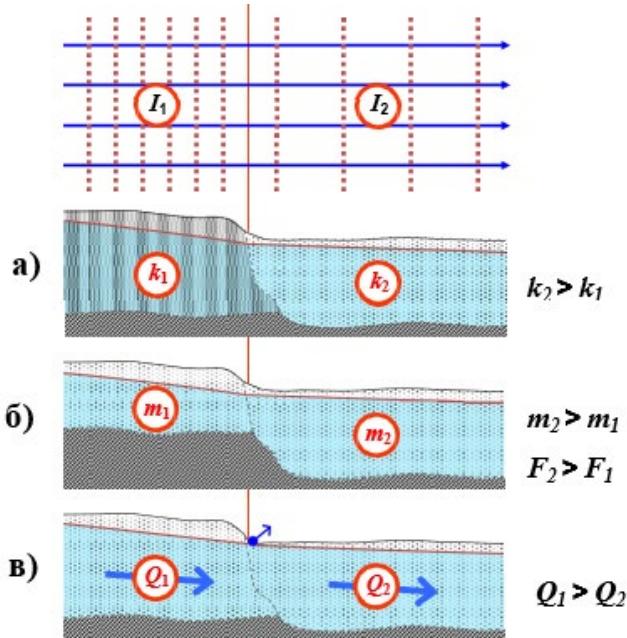


Рис. 10.10. Иллюстрация к примеру 2

10.4. Преломление линий тока на границе сред с различной проницаемостью

Существуют определенные закономерности формирования структуры потока в зависимости от различия проницаемости пород в пространстве. Примем такие закономерности без доказательств.

Анализ сетки движения, направления потока в разных по фильтрационным свойствам средах, привел к правилу тангенсов – линии тока преломляются на границе сред с разными фильтрационными свойствами:

$$\frac{\operatorname{tg} \alpha_1}{\operatorname{tg} \alpha_2} = \frac{k_1}{k_2}.$$

Пример: при переходе из одной среды в другую направление движения подземных вод будет изменяться (рис. 10.11). Линии тока будут преломляться по правилу тангенсов.

Такое преломление будет тем больше, чем больше проницаемость отдельных слоев. Если применить правило тангенсов к гидрогеологическому разрезу, который представлен породами с большей и меньшей проницаемостью, можно получить, что

линии тока на границе раздела слоев будут преломляться под углом практически 90 градусов.

Следствие: в хорошо проницаемых отложениях основное движение происходит по направлению слоев; в слабопроницаемых отложениях движение происходит вертикально.

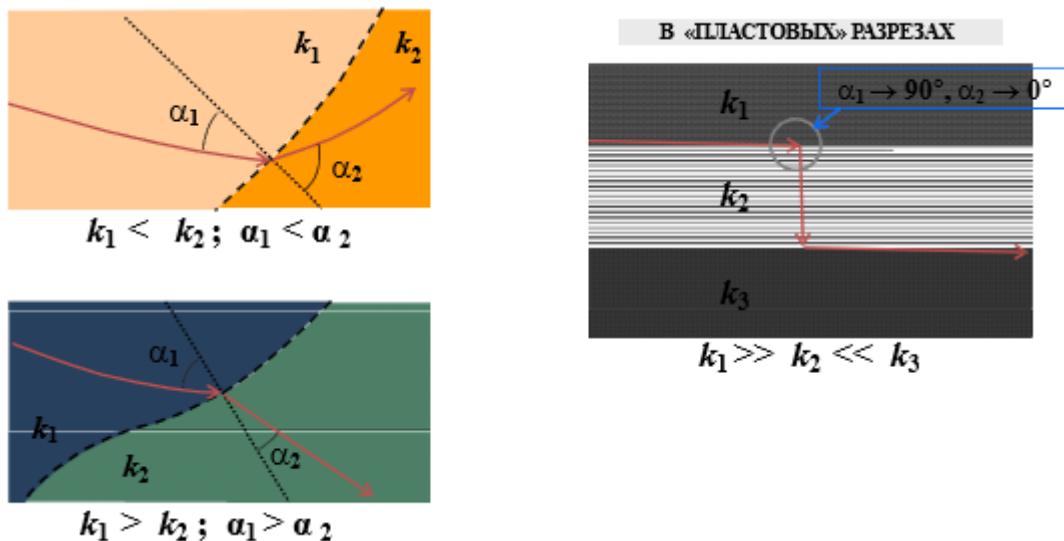


Рис. 10.11. Закономерности формирования структуры потока в зависимости от различия проницаемости пород в пространстве

Гидрогеодинамические предпосылки Дюпюи и перетекания

Закономерности, основанные на преломлении линий движения на границе двух сред с разной проницаемостью обобщают две основные предпосылки (гидродинамические допущения).

1. Предпосылка Дюпюи – в однородных водоносных пластах напоры по вертикали не меняются:

$$\left(\frac{\partial H}{\partial z} \ll \frac{\partial H}{\partial x}; \frac{\partial H}{\partial y} \right)$$

$$\frac{\partial H}{\partial z} \approx 0$$

Из этого следует, что движение происходит только по пласту (латеральный поток).

2. Предпосылка перетекания – в разделяющих пластах напоры меняются только по вертикали:

$$\left(\frac{\partial H}{\partial z} \gg \frac{\partial H}{\partial x}; \frac{\partial H}{\partial y} \right)$$

$$\frac{\partial H}{\partial x} \approx \frac{\partial H}{\partial y} \approx 0$$

Следствие: нет латерального движения (по пласту) – только вертикальный поток (перетекание).

Две предпосылки выполняются при соотношении коэффициентов фильтрации водоносных (k) и разделяющих (k_0) пластов:

$$\frac{k}{k_0} > 100.$$

Это позволяет упростить структуру потока, которая в целом имеет трехмерный характер.

Описание потока подземных вод не в одном слое, а в системе водоносных горизонтов и разделяющих слоев (рис. 10.12). Если проницаемость отличается существенно, тогда считается:

- в водоносных пластах – двумерные плановые потоки;
- в разделяющих пластах – одномерные вертикальные потоки (перетекание).

В целом вся структура такого потока называется *квазитрехмерной структурой потока*.

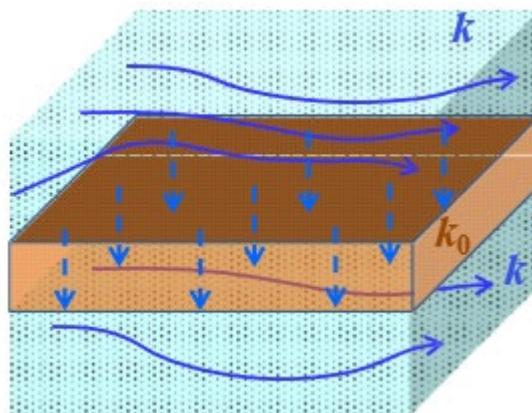


Рис. 10.12. Плоско-пространственная (квазитрехмерная) структура потока

10.5. Характеристики планового потока

Рассмотрим количественные характеристики двумерных потоков хорошо проницаемых водоносных горизонтов.

Плановый поток – изменение напоров происходит только в плоскости X, Y (в пределах одного слоя), изменение напоров по вертикали практически отсутствует:

$$H = H(x, y, t)$$

$$\frac{\partial H}{\partial z} \approx 0, v_z \approx 0$$

Количественной характеристикой планового потока является удельный расход.

Удельный расход q [м²/сут] – расход фильтрационного потока на единицу ширины планового потока:

$$q = \frac{Q}{B}$$

Выражение при ширине потока равной 1 (рис. 10.13) превратится в:

$$q = k m l,$$

т.к. вместо площади будет учитываться только мощность. Для межпластового потока m – реальная мощность водоносных отложений. Мощность безнапорного потока (рис. 10.14) определяется обводненной мощностью отложений h – мощность водонасыщенной части грунтового горизонта от свободной поверхности до подошвы. Удельный расход характеризует интенсивность потока на единицу ширины потока:

$$q = khI$$

Проводимость потока T – характеристика суммарной проницаемости отложений всего водоносного горизонта:

$$T = km[\text{м}^2/\text{сут}]$$

$$T = kh[\text{м}^2/\text{сут}]$$

$$q = TI[\text{м}^2/\text{сут}]$$

Величина проводимости различается для напорных межпластовых горизонтов и безнапорных горизонтов. Величина проводимости безнапорного горизонта определяется обводненной мощностью и зависит от напора потока h .

Проводимость потока (пласта) T [$\text{м}^2/\text{сут}$] – расход планового потока при единичной ширине и единичном градиенте напора.

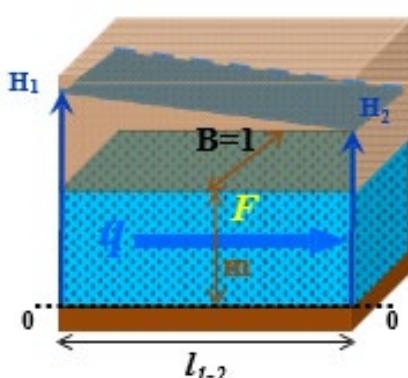


Рис. 10.13. Межпластовый напорный горизонт

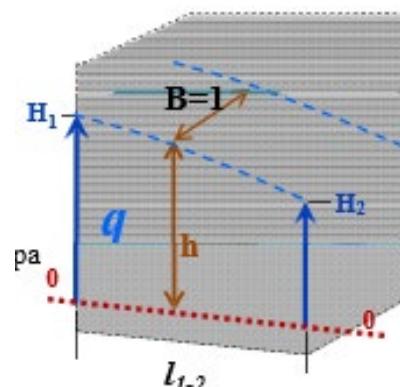


Рис. 10.14. Грунтовый безнапорный горизонт

Проводимость – обобщенная характеристика водопроницаемости всего пласта. В природе не существует отложений, которые характеризуются абсолютной однородностью – любой водоносный горизонт объединяет несколько водоносных слоев, представленными разными по литологии отложениями. В частности, на схеме (рис. 10.15) показан водоносный горизонт, состоящий из трех слоев, которые имеют свою мощность и коэффициенты фильтрации. Движение хорошо проницаемых отложений носит преимущественно латеральный характер. Представим, что по каждому из слоев движется определенный удельный расход потока. Суммарный удельный расход, который движется через весь водоносный горизонт будет являться суммой удельных расходов, которые движутся по каждому водоносному слою:

$$q = \sum_{i=1}^n q_i = \left(\sum_{i=1}^n k_i m_i \right) I = TI$$

Поскольку разность напоров по вертикали не изменяется, градиент напоров в каждом слое – одинаков. Тогда величина проводимости всего потока является интегральной характеристикой проницаемости всех отложений:

$$T = \sum_{i=1}^n k_i m_i = k_{cp} m$$

Аналогично получим величину средневзвешенного коэффициента фильтрации всех отложений, который определяется как проводимость деленная на общую мощность:

$$k_{cp} = \frac{T}{m} = \frac{\sum_{i=1}^n k_i m_i}{m}$$

В данном случае, средним коэффициентом фильтрации будет являться не средняя величина, а средневзвешенная по мощности. Средневзвешенный коэффициент фильтрации не всегда необходим. Для расчетов можно использовать величину проводимости, которая является обобщенной характеристикой всего пласта.

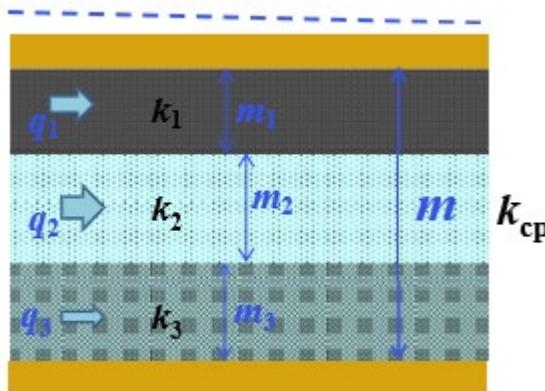


Рис. 10.15. Проводимость потока

10.6. Перетекание через слабопроницаемые отложения

Плановое движение по пласту характерно для водоносных, хорошо проницаемых отложений. Для слабопроницаемых отложений направление фильтрации (движения) имеет преимущественно вертикальный характер. Определим количественные характеристики движения.

Рассмотрим скорость фильтрации, которая направлена вертикально вниз (рис. 10.16). Изменение напоров рассматривается только по вертикали (в слабопроницаемом пласте):

$$\begin{aligned} H &= H(z, t) \\ \frac{\partial H}{\partial x} &\approx \frac{\partial H}{\partial y} \approx 0 \end{aligned}$$

Скорость вертикального перетекания по закону Дарси будет определяться произведением коэффициента фильтрации на градиент напора:

$$v_0 = k_0 I$$

Градиент напора должен характеризовать потерю напора на длине пути фильтрации (на кровле и подошве слабопроницаемых отложений):

$$I = \frac{H_K - H_\Pi}{m_0}$$

Точки на кровле и подошве отложений – это те точки, где напоры слабопроницаемых отложений будут равны напорам в смежных водоносных горизонтах. Напор на кровле слабопроницаемых отложений будет равен напору воды в 1 водоносном слое, напор на подошве будет равен величине напора во 2 водоносном слое:

$$\begin{aligned} H_K &= H_1 \\ H_\Pi &= H_2 \end{aligned}$$

Напорная поверхность у второго слоя ниже напорной поверхности у первого слоя. Следовательно, движение направлено из верхнего в нижний слой.

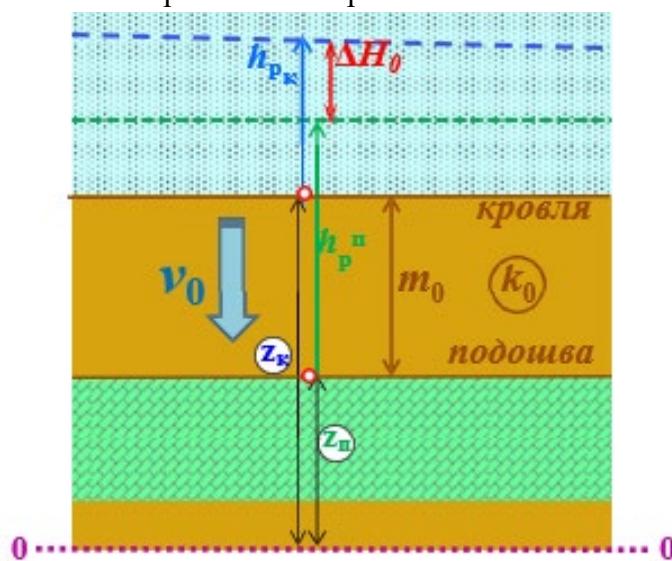


Рис. 10.16. Слабопроницаемый пласт

Разность напоров на кровле и подошве слабопроницаемых отложений ΔH_0 определяется разностью напоров между смежными водоносными горизонтами:

$$H_K = Z_K + h_p^K$$

$$H_\Pi = Z_\Pi + h_p^\Pi$$

$$H_K - H_\Pi = \Delta H_0$$

Тогда количественное выражение для скорости перетекания через слабопроницаемые отложения:

$$v_0 = k_0 \frac{\Delta H_0}{m_0} = \chi_0 \Delta H_0$$

Взаимосвязи:

- чем больше проницаемость, чем больше коэффициент фильтрации, тем скорость фильтрации будет больше;
- чем больше их мощность, тем скорость фильтрации будет меньше;
- чем больше затрат энергии, тем большее скорость фильтрации.

На скорость движения воды в слабопроницаемых отложениях влияет две характеристики отложений: коэффициент фильтрации и мощность.

Коэффициент перетока – комплексный параметр, который характеризует свойство слабопроницаемых отложений, определяющее интенсивность движения:

$$\chi_0 = \frac{k_0}{m_0} [1/\text{сут}]$$

Лекция 11. Граничные условия потока подземных вод

11.1. Границы и граничные условия потока подземных вод

Поток подземных вод – ограниченный определенными границами элемент подземной гидросферы с единой структурой и направлением движения подземных вод.

Границы потока подземных вод определяют область его распространения в пространстве – от областей питания (начала) до областей разгрузки (окончания), как в плане (по площади распространения), так и в разрезе.

Граничные условия потока – количественная характеристика поступления и расходования подземных вод или состояния потока на границах и внутри выделенного элемента.

Внешние и внутренние граничные условия:

- 1-го рода – определяет напор потока на границе:

$$H_\Gamma = \text{const} \text{ или } H_\Gamma = H_\Gamma(t)$$

- 2-го рода – определяет расход:

$$Q_\Gamma = \text{const} \text{ или } Q_\Gamma = Q_\Gamma(t)$$

(градиент потока Q_Γ по нормали к границе)

- 3-го рода – определяет связь между расходом через границу и напором на границе потока

$$Q_\Gamma = f(Q_\Gamma)$$

Граничные условия и границы потока могут быть и внешними, т.е. ограничивать элемент по периметру извне, и внутренними. Границы рассматриваемого потока подземных вод могут быть *физическими*, которые реально существуют, и *виртуальными*.

11.2. Физические природные границы потока

Свободная поверхность грунтового потока

Физической границей потока является его реальная граница (рис. 11.1): он ограничен залегающей сверху зоной аэрации. Движение происходит в зоне полного водонасыщения.

Энергетическая характеристика:

- давление равно атмосферному, пьезометрическая высота равна 0, тогда напор равен высоте на плоскости сравнения:

$$h_p = 0, H = Z$$

- свободная поверхность может являться крайней линией тока, линии равного напора должны подходить к ней строго перпендикулярно;
- граница 2-го рода:

- через границу происходит водообмен с атмосферными водами через зону аэрации: $W > 0$ или $E > 0 \rightarrow Q_\Gamma \neq 0$
- если нет инфильтрации $W = 0$ и испарения ($E = 0$) $\rightarrow Q_\Gamma = 0$.

Условия на свободной поверхности потока, которое позволяет ограничить сверху поток подземных вод и рассматривать его только в пределах водонасыщенной части, могут быть различными. Одно из возможных условий должно быть строго определено.

Задания:

- 1) Где больше напор, в точке 1 или в точке 2?
- 2) Где больше напор, в точке 1 или в точке 3?
- 3) Где больше напор, в точке 3 или в точке 2?

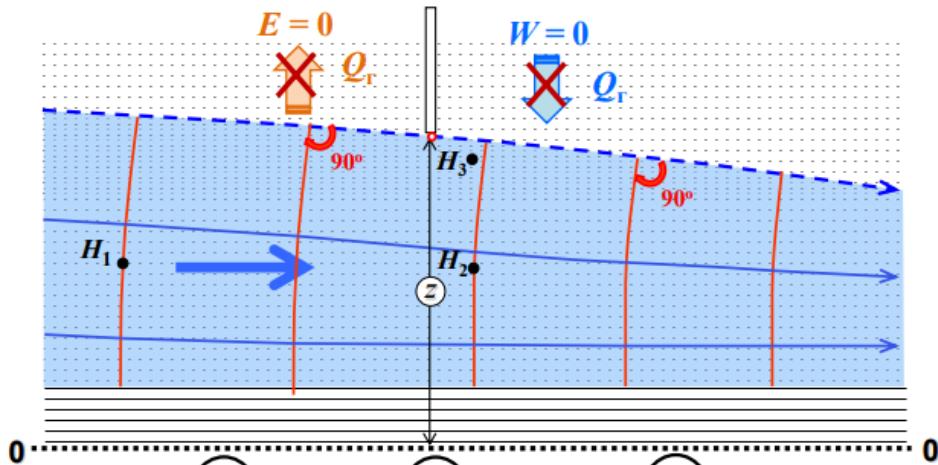


Рис. 11.1. Свободная поверхность грунтового потока

Ответы:

- 1) $H_1 > H_2$
- 2) $H_1 > H_3$
- 3) $H_3 > H_2$

Границы распространения водовмещающих пород

Вторым видом физических границ потока в разрезе являются границы распространения водовмещающих пород. Межпластовые водоносные горизонты сверху и снизу ограничены слабопроницаемыми отложениями. Необходимо определить на границах взаимодействие вод водоносного горизонта с соседними, т.е. определить условия на физических границах.

Энергетическое состояние потока на границах можно охарактеризовать по-разному (рис. 11.2):

- 1) Граница 2-го рода (непроницаемая): $Q_\Gamma = 0$

В том случае, если поток через слабопроницаемые отложения много меньше потока, который движется по основному пласту:

$$Q_0 \ll Q$$

- 2) Граница 3-го рода:

$$Q_0 \approx Q$$

Необходимо определить некоторое состояние потока: если расход воды существенен и соизмерим по величине с расходом воды, движущейся по водоносному горизонту. Кроме того, интенсивность перетекания может быть

незначительной, но перетекает вода другого химического состава. Это может влиять на химический состав воды в рассматриваемом пласте. На границе необходимо определить расход воды, для этого необходимо охарактеризовать скорость перетекания:

$$v_0 = \chi_0 \Delta H_0$$

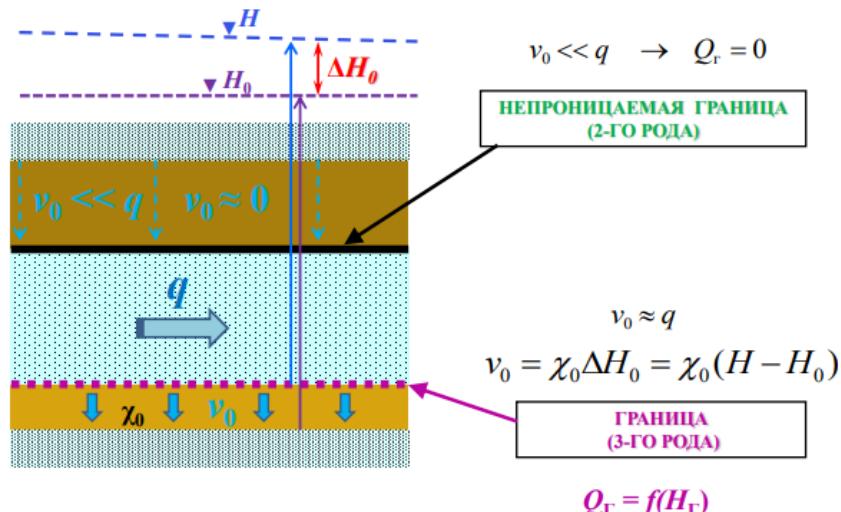


Рис. 11.2. Границы распространения водовмещающими пород

Граница контакта подземных и поверхностных вод (дно водотоков и водоемов)

Граница проходит по дну водотоков и водоемов, где подземные воды контактируют с поверхностными водами. На этой границе подземные воды прекращают существовать. На рисунке 11.3 показан разрез грунтового горизонта (дно реки).

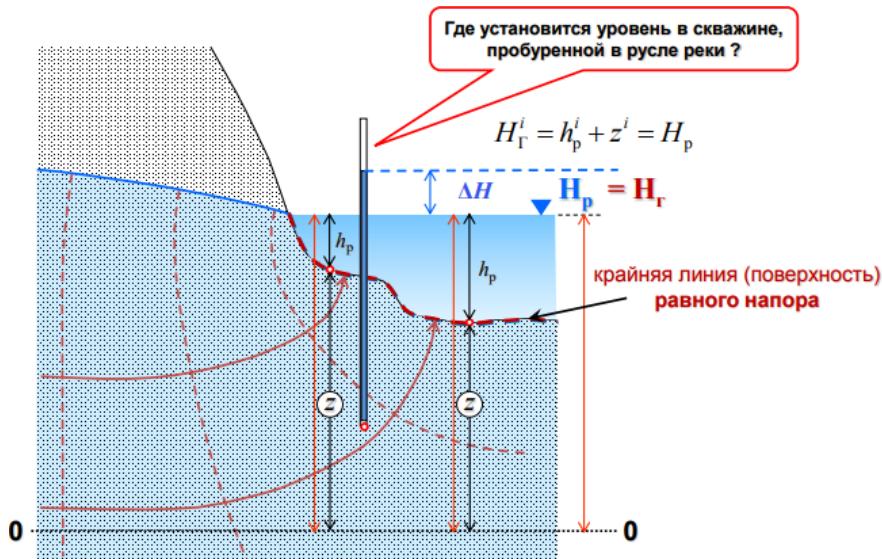


Рис. 11.3. Граница контакта подземных и поверхностных вод

Покажем, что в любой точке границы напор одинаков и равен напору воды в реке:

$$H_{\Gamma}^i = h_p^i + z^i = H_p$$

Напоры складываются из положения точки относительно плоскости сравнения и пьезометрической высоты, которая характеризует уровень воды в водоеме. Так происходит, когда присутствует непосредственный контакт между водовмещающими породами водоносного горизонта и поверхностными водами.

Таким образом, физическая граница потока подземных вод, которая проходит по дну водотоков и водоемов характеризуется постоянным напором. Это значит, что присутствуют линии равного напора. На гидродинамической сетке по границе можно определить напор. На поверхности дна водотоков и водоемов задается (известен) напор:

$$H_{\Gamma} = \text{const} \text{ или } H_{\Gamma} = f(t)$$

Задание 1

Если пробурить скважину в дне реки, где установится уровень воды в скважине?

Ответ: уровень установится выше уровня реки на величину ΔH .

Свободная поверхность грунтового потока

Рассмотрим грунтовый водоносный горизонт (рис. 11.4). Свободная поверхность – это крайняя линия тока. Дно водотока и водоема – линия равного напора. Из этого следует, по правилу гидродинамической сетки, что линии тока и линии равного напора должны быть строго перпендикулярны. Это значит, что такого примыкания линии тока (как показано на рисунке 11.4) быть не может – возникает противоречие. Дно водотока не может располагаться так, как показано линией (под 90 градусов) – это не физично. Это значит, что свободная поверхность не может подходить строго на урез реки. Это доказывает, что в береговой зоне должен быть так называемый участок высачивания.



Рис. 11.4. Участок высачивания

Участок высачивания – разгрузка грунтового потока в реку, озеро, карьер, котлован...).

Участок высачивания – свободная поверхность выходи на откос выше уреза . Часть потока разгружается на откос. Напор в любой точке на участке высачивания:

$$H = Z$$

Это не линия тока, так как часть потока разгружается на откос.

Границы распространения водовмещающих пород

Рассмотрим выделение границ в плане. Физическими границами распространения потока в плане могут являться границы распространения водовмещающих пород (рис. 11.5):

- 1) Граница выклинивания, граница 2-го рода

По линии происходит выклинивание пород водоносного горизонта. Они фациально / геологически замещаются на другие породы с меньшей проницаемостью. Движение и фильтрация воды в том направлении незначительны. В этом случае можно ограничить в плане поток и рассматривать границу как не проницаемую, которая по смыслу является границей второго рода (расход равен нулю):

$$Q_\Gamma = 0$$

Такой физической реальной границей может быть линия тектонического разлома, по которой происходит вертикальное смещение пород.

- 2) Граница по береговой линии реки / водоема.

На дне реки / водоема напоры подземных вод равны напору поверхностных вод:

$$H = H_p$$

Граница является границей первого рода.

В ПЛАНЕ (по площади):

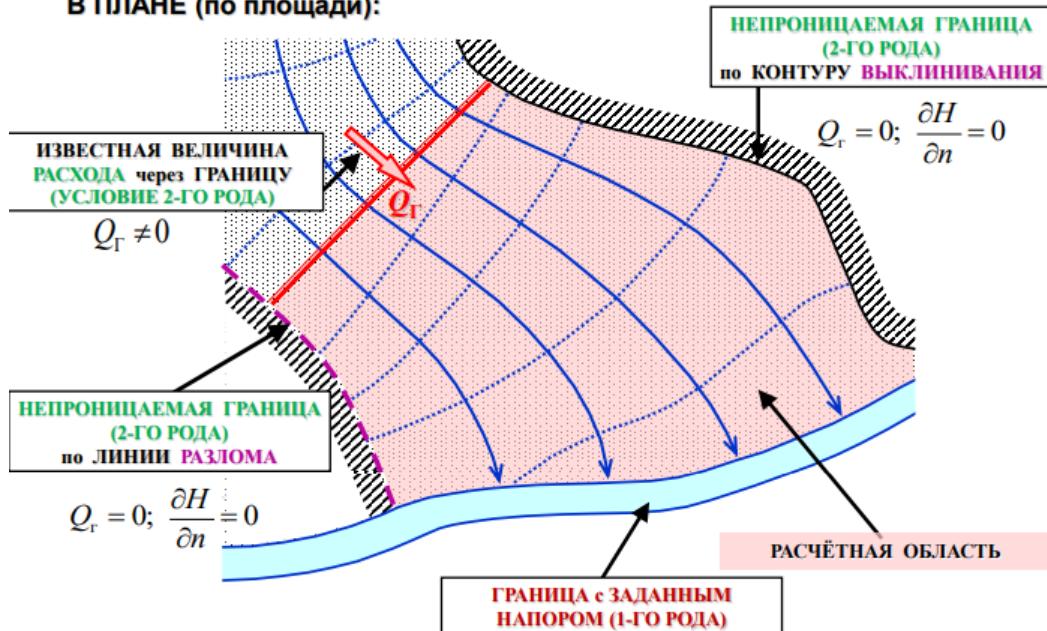


Рис. 11.5. Границы распространения водовмещающих пород

11.3. «Виртуальные» границы потока

Реальные физические границы могут не оказаться по близости. Границы выклинивания, водоносные горизонты могут быть распространены на огромной площади. Эти границы могут быть расположены очень далеко, что не позволяет выделить фрагмент нужного масштаба для детального рассмотрения и изучения движения подземных вод. В этом случае, необходимо ограничить поток подземных вод не физическими границами, а *виртуальными*, которых реально в природе не существует.

Границы распространения водовмещающих пород

Рассмотрим пример виртуальной границы (рис. 11.6): граница подземного водораздела – это линия в потоке, которая соответствует максимальным значениям напоров подземных вод и совпадает с поверхностью водоразделом. Этой линии соответствует максимальный напор подземных вод, так как напор – сумма высоты положения и высоты давления. Точки с максимальным рельефом буду характеризоваться максимальной величиной Z . Из этого следует, что движение подземных вод будет происходить в двух противоположных направлениях относительно водораздела, т.е. движения воды не будет. Тогда по линии водораздела можно задать условие, что расход потока:

$$Q_G = 0$$

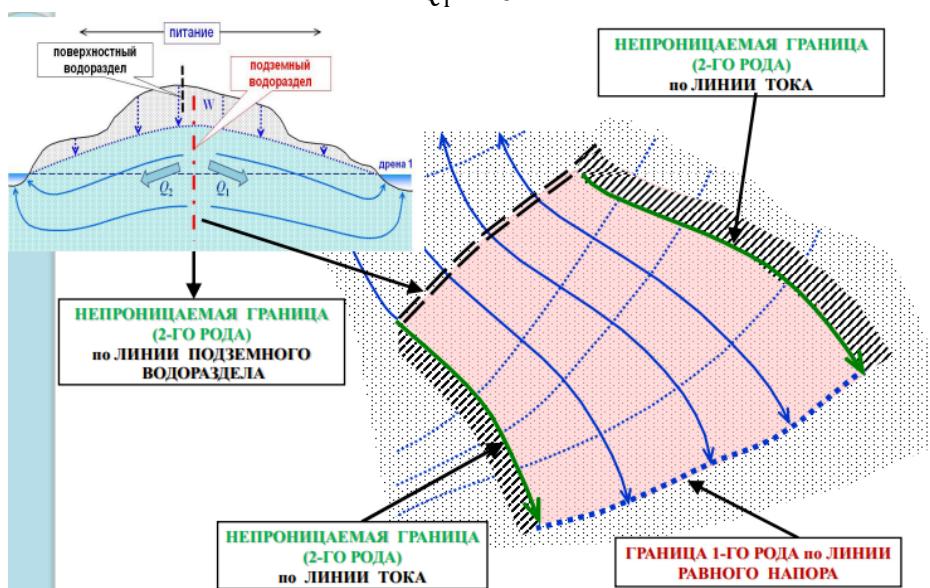


Рис. 11.6. Границы распространения водовмещающих пород

Выделение расчетного элемента потока по гидродинамической сетке

В качестве виртуальных границ потока могут выступать элементы гидродинамической сетки.

Гидродинамическая сетка состоит из линий равного напора и линий тока. Имея сетку, которая показывает структуру потока в плане, можно использовать элементы сетки для выделения необходимого фрагмента потока (рис. 11.7).

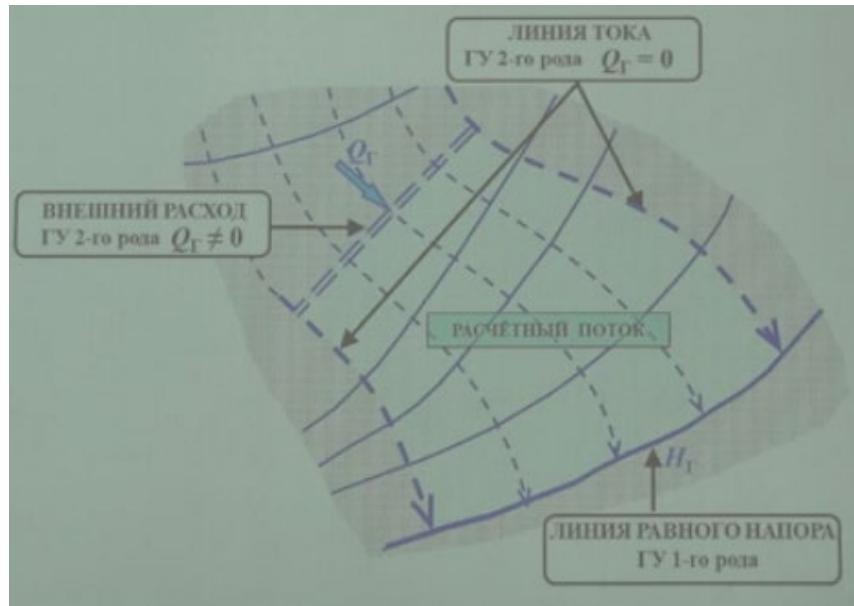


Рис. 11.7. Выделение расчетного элемента потока по гидродинамической сетке

Линии тока могут являться условными (виртуальными) внешними границами рассматриваемого сегмента потока, так как линии тока показывают направление движения потока. Это значит, что движение по нормали к этим линиям не происходит, т.е. они для потока являются условно непроницаемыми границами. Границам можно назначить условие границы второго рода с заданным расходом движения равным 0. Такими же виртуальными границами могут служить две любые линии равного напора.

Условно поток можно ограничить и любой границей в плане (если граница не является линией тока или линией равного напора). По этой границе будет необходимо охарактеризовать поступление / расход воды со смежной областью (водообмен).

С помощью реальных физических границ и назначая виртуальные границы, которые поток имеет исходя из структуры своего движения, можно выделить определенный фрагмент подземной гидросферы. При этом необходимо количественно охарактеризовать энергетические характеристики потока на выделенных границах. После этого можно рассматривать выделенный фрагмент, так как на границах определены условия связи подземных вод со смежными участками потока.

Лекция 12. Зона аэрации

Подземная вода может находиться не только в зоне полного водонасыщения, но и в самой верхней части геологического разреза – зоне неполного водонасыщения, которая называется *зоной аэрации*.

Не смотря на то, что зона аэрации занимает малую часть подземного пространства (ее мощность составляет первые метры) и что основная часть подземной гидросферы относится к зоне полного водонасыщения, зона аэрации имеет важное значение, потому что через эту зону происходит водообмен подземных вод с атмосферными водами. Восполнение подземных вод происходит за счет инфильтрационного питания, за счет просачивания атмосферной влаги. Через зону аэрации происходит и отток подземных вод в виде испарения и др. Это мощные процессы, которые входят в состав общего гидрологического круговорота.

Кроме того, зона аэрации важна с точки зрения того, что атмосферные воды, которые имеют низкую минерализацию и малое количество растворенных веществ, проходя через эту зону, обогащаются многими химическими элементами. Именно в зоне аэрации впервые формируется новый состав подземных вод.

Движение влаги в зоне аэрации существенно отличается от движения влаги в зоне полного водонасыщения. В зоне аэрации в пустотном пространстве горных пород находится не только вода, но и атмосферный воздух – многофазная фильтрация.

12.1. Энергетические характеристики влаги в зоне аэрации (ЗА)

Капиллярные силы

Рассмотрим силы, которые действуют на воду в пустотном пространстве, если это пространство не полностью заполнено водой, а еще воздухом. В этом случае в тонких порах и трещинах на границе раздела фаз действуют силы поверхностного натяжения, которые формируют капиллярное поднятие пор. Капиллярные силы, сформированные за счет сил поверхностного натяжения и смачивания, по знаку противоположны силе тяжести. гравитационные силы тянут воду вниз, капиллярные силы действуют противоположным образом.

Капиллярное давление пропорционально коэффициенту поверхностного натяжения, углу смачивания и обратно пропорционально радиусу капилляра (чем меньше радиус, тем больше капиллярные силы):

$$P_k = \frac{2\delta \cos\theta}{r_k} = \rho g h_k$$

Для уравновешивания силы натяжения требуется поднятие столба воды (рис. 12.1):

$$h_k = \frac{2\delta \cos\theta}{\rho g r_k}$$

Высота капиллярного поднятия h_k по аналогии с пьезометрической высотой характеризует капиллярное давление. Высота капиллярного поднятия существенно зависит от гранулометрического состава горных пород (табл. 12.1). Поскольку капиллярные силы обратно пропорциональны радиусу капилляра, они будут иметь

максимальные значения для тонкозернистых пород. Для крупнозернистых песчаных пород высота капиллярного поднятия характеризуется первыми десятками сантиметров, для тонкодисперсных пород с очень тонкими порами высота капиллярного поднятия может составлять несколько метров.

Таблица 12.1. Высоты капиллярного поднятия для различных горных пород

Горные породы	Высота h_k , см
Песок	
Крупнозернистый	2 – 3.5
Среднезернистый	12 – 35
Мелкозернистый	15 – 120
Супесь	120 – 350
Суглинок	350 – 650
Глина	650 – 1200

Адсорбционные силы

На воду действуют еще адсорбционные (молекулярные) силы. Суммарное действие капиллярных и адсорбционных сил характеризуются высотой всасывания.

Высота всасывания $\psi(m)$ – мера адсорбционно-капиллярных водоудерживающих сил:

$$\psi = -\frac{P_{a-k}}{\gamma}$$

Высота всасывания характеризуется отрицательной величиной. Силы, которые препятствуют движению влаги вниз, по знаку являются противоположными атмосферному давлению.

Водоудерживающие силы зависят от текущей влажности (рис. 12.2). Эта зависимость $\psi(m)$ – основная гидрофизическая характеристика породы (ОГХ).

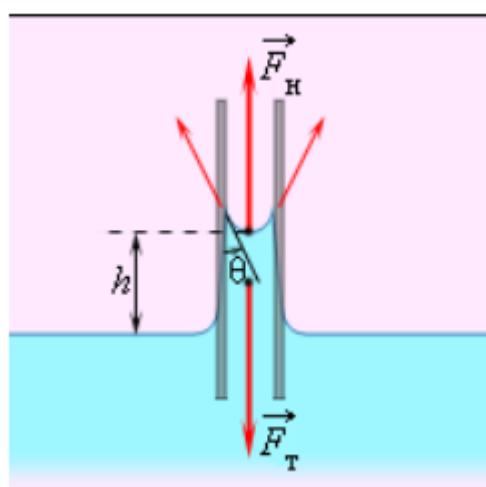


Рис. 12.1. Капиллярное давление

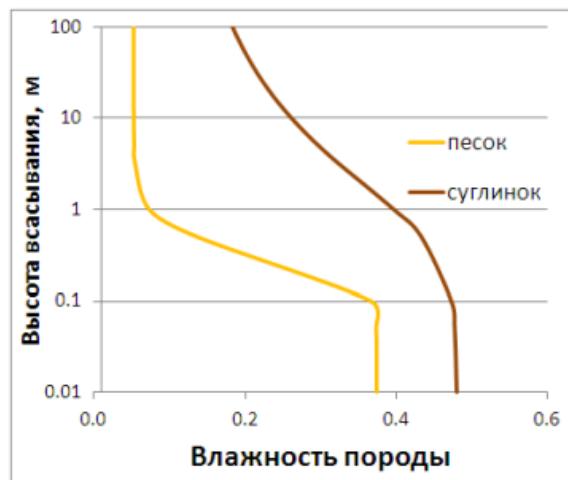


Рис. 12.2. Зависимость высоты всасывания от влажности

Кривые на графике выглядят сложно, различаются в зависимости от структуры пустотного пространства, от размер пор. Кривые будут разными для песчаных, крупнозернистых и тонкозернистых глинистых пород. Водоудерживающая сила возрастает с уменьшением влажности. Эти силы достигают 0, когда влажность становится равна полной влагоемкости.

Реальная горная порода не состоит из частиц одного размера. Из этого следует, что размеры пор в одной породе не одинаковы. Чем больше влажность, тем больше водой заполнены поры более крупного размера, где капиллярные силы минимальны. Если влаги мало, то она остается только в самых тонких порах.

12.2. Движение влаги (влагоперенос) в зоне аэрации

Энергией движущейся жидкости является напор:

- напор при полном водонасыщении:

$$H = Z + \frac{P}{\gamma} = Z + h_p$$

- напор в зоне аэрации:

$$H = Z + \frac{P_{a-k}}{\gamma} = Z - \psi$$

Величина напора в зоне аэрации складывается из высоты положения и высоты давления адсорбционно-капиллярных сил. Высота давления характеризуется высотой всасывания, которая по знаку отрицательна:

$$\psi = -\frac{P_{a-k}}{\gamma}$$

Высота всасывания – это аналог пьезометрической высоты в зоне полного водонасыщения. В отличие от напора в зоне полного водонасыщения, напор в зоне аэрации сильно зависит от влажности:

$$\psi = \psi(\omega) \rightarrow H = H(\omega)$$

В зоне полного водонасыщения напор определяется внешним давлением и положением точки и не зависит от влажности.

Поскольку влажность в зоне аэрации главным образом меняется по вертикали, то и напоры будут изменяться в большей степени по вертикали. Это значит что основное движение воды в зоне аэрации будет вертикальным:

- нисходящее – инфильтрация;
- восходящее – испарения и транспирация.

Основной закон движения влаги (влагоперенос) – закон Дарси-Клюта:

$$v_z = -k_w \frac{\partial H}{\partial z}$$

Скорость фильтрации / влагопереноса прямо пропорциональна градиенту напора, коэффициентом пропорциональности является коэффициент влагопереноса. Подставим $H = Z - \psi$:

$$v_z = -k_w \frac{\partial H}{\partial z} = -k_w \frac{\partial(Z - \psi)}{\partial z} = -k_w(1 - \frac{\partial \psi}{\partial z})$$

Закон Дарси-Клюта связывает скорость фильтрации и высоту удерживающих сил. Отметим, что высота всасывания нелинейно зависит от влажности.

k_w – коэффициент влагопереноса – характеристика проницаемости породы при ее неполном водонасыщении. Коэффициент влагопереноса зависит от влажности:

$$k_w = k_w(\omega)$$

Физический смысл: чем больше влаги находится в крупных порах, тем легче ей перемещаться; чем меньше влажность породы, тем больше она остается в самых тонких порах, где ее движение затруднено. Зависимость выражена нелинейной формой (рис. 12.3). Кривые на графике называются *кривыми влагопроводности*: с уменьшением влажности коэффициент влагопереноса резко и нелинейно уменьшается; при полной влагоемкости коэффициент влагопереноса становится равным коэффициенту фильтрации при полном водонасыщении. Зависимость может быть описана степенной функцией:

$$k_w = k \bar{\omega}^n$$

k – коэффициент фильтрации, $\bar{\omega}$ – относительная влажность:

$$\bar{\omega} = \frac{\omega - \omega_z}{\omega_0 - \omega_z}$$
$$n = 3 - 4$$

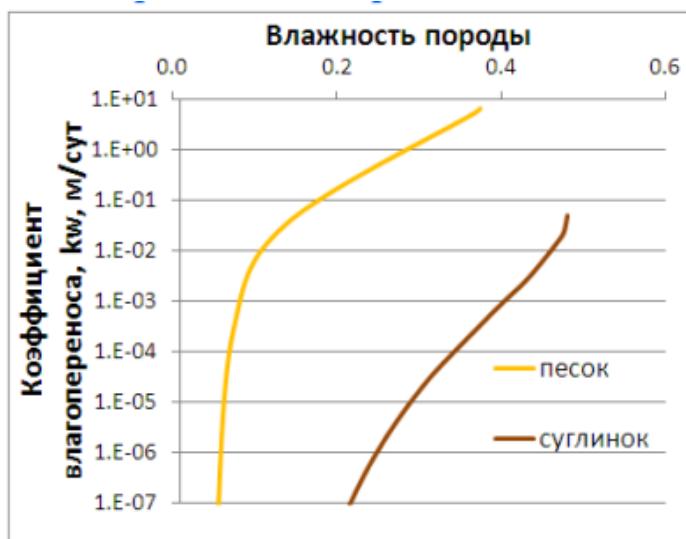


Рис. 12.3. Кривые влагопроводности

Водоудерживающие силы и проницаемость сильно зависят от влажности:

- при высокой влажности:

$$\omega \approx \omega_0$$
$$k_w \approx k$$

- при низкой влажности :

$$k_w \ll k$$

Движение влаги в зоне аэрации осложняется тем, что помимо гравитационных сил, направленных на движение влаги вниз, действуют водоудерживающие

капиллярные силы, которые препятствуют гравитационному стеканию и затрудняют ее движение вниз.

Энергетической основой движения влаги в зоне аэрации также как и в зоне полного водонасыщения является напор, но в зоне аэрации напор характеризует не только гравитационные силы, но и водоудерживающие капиллярные силы.

12.3. Строение зоны аэрации

Рассмотрим общие закономерности строения зоны аэрации. Верхняя часть зоны аэрации сложена почвенными слоями (рис. 12.4). Гидрогеологи интересуются этими слоями только с точки зрения их влияния на движение атмосферной влаги и на процессы формирования химического состава. Почвоведы разделяют почвенные горизонты по генезису на элементы, выделяют слои. С точки зрения движения влаги в почве можно пользоваться основными почвенными горизонтами:

- почвенный горизонт А – верхняя часть зоны аэрации – дерн с большим количеством органики, высокой пористостью породы, плотность пород малая (рис. 12.5, 12.6); проницаемость пород максимальная;
- почвенный горизонт Е – В – аллювиальные и элювиальные отложения, их специфика заключается в том, что в эти горизонты происходит вынос всей органики в виде коллоидов вместе с фильтрующейся водой; в этих горизонтах резко возрастает плотность и резко уменьшается влагоемкость;
- почвенный горизонт С – породы практически не изменены процессами почвообразования, свойства горизонта существенно не меняются по глубине.

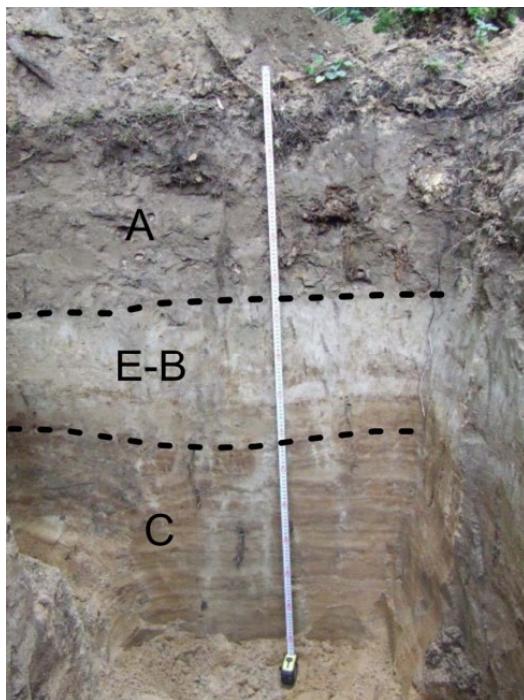


Рис. 12.4. Строение зоны аэрации

На рисунках 12.5 и 12.6 показаны графики изменения плотности и полной влагоемкости (соответственно) почвенных горизонтов.

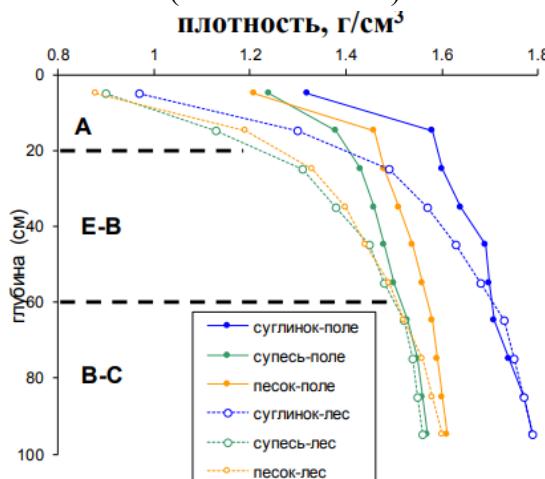


Рис. 12.5. Изменение плотности почвенных горизонтов по глубине ЗА

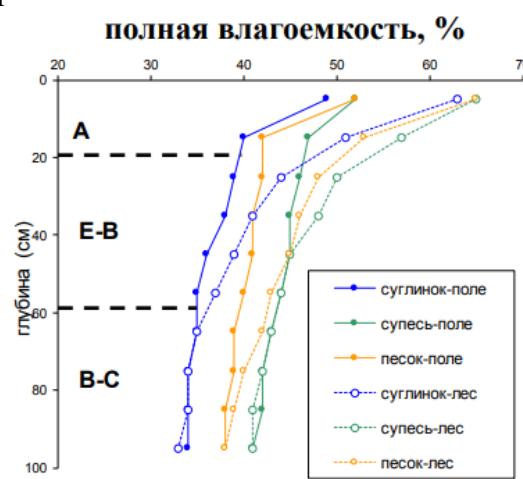


Рис. 12.6. Изменение полной влагоемкости почвенных горизонтов по глубине ЗА

Таким образом, необходимо рассматривать движение влаги в зоне аэрации: изучая процессы химического состава необходимо учитывать, что верхняя часть зоны аэрации – это почвенные горизонты, которые имеют свою структуру пустотного пространства и свой химический состав.

Зоны влажности и типы воды в зоне аэрации

Рассмотрим основные закономерности изменения влажности в зоне аэрации. В зоне аэрации выделяются некоторые особые типы вод (рис. 12.7) :

1) Зона переменного увлажнения.

Влажность пород изменяется максимальным образом. По глубине зона охватывает самые верхние почвенные слои. Ее нижней границей можно считать глубину распространения корневой системы растений. В этой зоне происходят все процессы испарения и поглощения влаги растениями.

В зоне формируются *почвенные воды*.

В периоды сильного увлажнения в зоне могут формироваться *капиллярно-подвешенные воды*.

2) Зона транзита – зона относительно постоянной влажности.

Влажность пород по глубине практически не изменяется. Вода в зоне может двигаться либо вверх, либо вниз.

Иногда в этой зоне могут формироваться локальные зоны полного водонасыщения. Такие локальные скопления формируются, как правило, на линзах слабопроницаемых пород, которые препятствуют ее стеканию вниз.

Верховодка – локальные, часто временные скопления гравитационной воды над слабопроницаемыми отложениями выше грунтовых вод.

Воды верховодки не являются грунтовыми.

3) Зона капиллярной каймы

Зона, в которой в силу капиллярного поднятия существует капиллярная кайма над свободной поверхностью грунтовых вод. Капиллярную кайму физически увидеть нельзя.

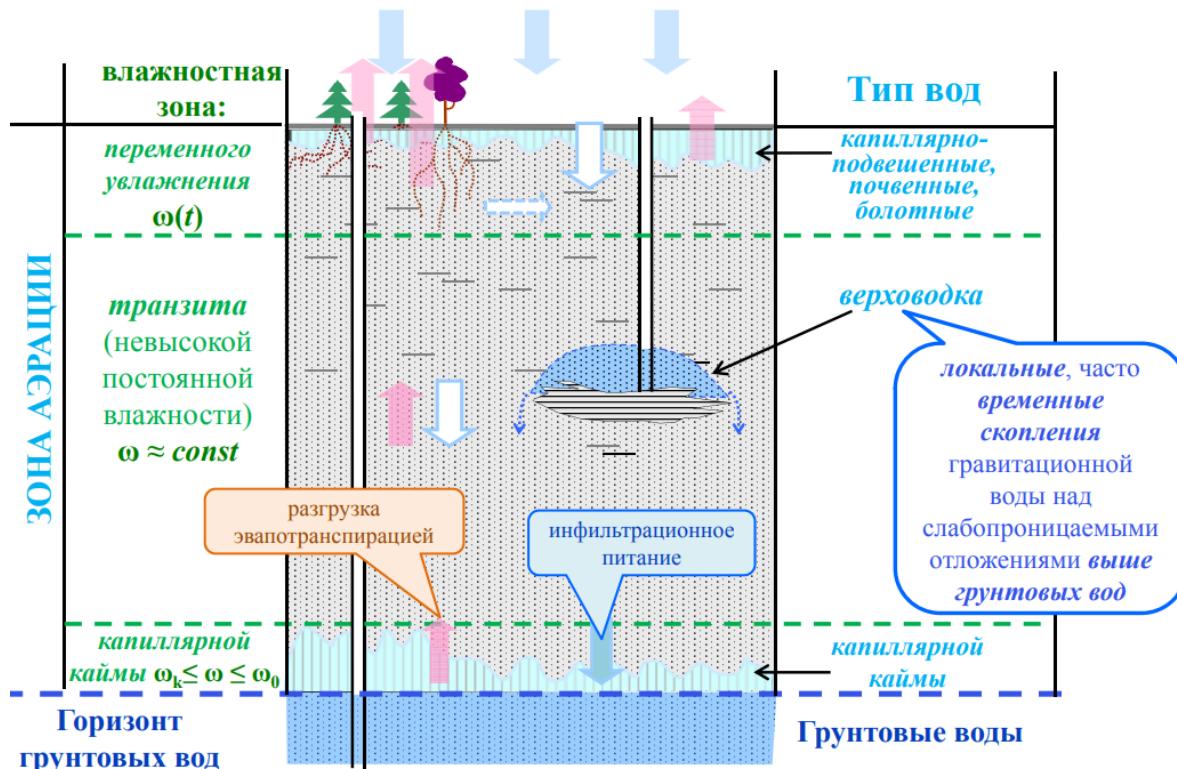


Рис. 12.7. Зоны влажности и типы воды в зоне аэрации

Основное значение зоны аэрации

Не смотря на локальное распространение в подземной гидросфере, зона аэрации чрезвычайно важна, так как через нее происходит водообмен грунтовых вод с атмосферными и поверхностными водами и отток грунтовых вод обратно в атмосферу за счет процессов испарения и поглощения влаги корнями растений. Через зону аэрации происходит как питание подземных вод (поступление новой воды), так и их разгрузка. Кроме того, важность зоны аэрации состоит в том, что метеогенные воды впервые обогащаются многими химическими элементами. В этой зоне формируется новый химический состав подземных вод, который в дальнейшем будет изменяться по мере движения в подземном пространстве.



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ