

Гидрогеология — наука о подземных водах. Подземными называются воды, находящиеся ниже поверхности земли, приуроченные к различным горным породам и заполняющие поры, трещины и карстовые пустоты. Гидрогеология изучает происхождение и развитие подземных вод, условия их залегания и распространения, законы движения, процессы взаимодействия подземных вод с вмещающими горными породами, физические и химические свойства подземных вод, их газовый состав; занимается изучением вопросов практического использования подземных вод для питьевого и хозяйственно-технического водоснабжения, а также разработкой мероприятий по борьбе с подземными водами при строительстве и эксплуатации различных объектов, ведении горных работ и др.

Подземные воды находятся в сложной взаимосвязи с горными породами, слагающими земную кору, изучением которых занимается геология; поэтому геология и гидрогеология неразрывно связаны между собой, о чем свидетельствует и само название рассматриваемой науки.

Гидрогеология охватывает значительный круг вопросов, изучаемых другими науками, и находится в тесной связи с метеорологией, климатологией, гидрологией, геоморфологией, почвоведением, литологией, тектоникой, геохимией, химией, физикой, гидравликой, гидродинамикой, гидротехникой, горным делом и др.

Значение подземных вод в геологических процессах исключительно велико. Под влиянием подземных вод изменяются состав и строение горных пород (физическое и химическое выветривание), происходит разрушение склонов (оползневые явления) и пр.

Гидрогеология представляет собой комплексную науку и разделяется на следующие самостоятельные разделы:

1. «Общая гидрогеология» — изучает круговорот воды в природе, происхождение подземных вод, физические свойства и химический состав вод как сложных динамических природных систем и их классификации.

2. «Динамика подземных вод» — изучает закономерности движения подземных вод, которые позволяют решать вопросы водоснабжения, орошения, осушения, при определении притоков воды в горные выработки и многие другие.

3. «Региональная гидрогеология» — изучает закономерности распространения подземных вод на территории и соответственно общности гидрогеологических условий определенных территорий, производит районирование последних.

4. «Гидрогеохимия» — изучает вопросы формирования химического состава подземных вод.

5. «Минеральные воды» — изучает закономерности происхождения и формирования лечебных вод и вод промышленного значения (для извлечения из них соли, иода, брома и других веществ), распространение этих вод и способы наилучшей их эксплуатации.

Лекция 1. Гидросфера

План:

Гидросфера и кругооборот воды в природе
Виды воды в горных породах
Свойства горных пород по отношению к воде
Понятие о зоне аэрации и насыщения

I. Гидросфера и кругооборот воды в природе. Вода на земном шаре находится в постоянном круговороте. Различают большой и малый круговороты. Процесс круговорота в природе в количественном выражении характеризуется водным балансом (рис. 1). Уровень которого по Б.И. Куделину выражается

$$x=y+z\pm w$$

x – осадки, мм

y – речной сток, мм

z – испарение, мм

w – среднемноголетнее питание глубоких горизонтов, мм

Часть атмосферных осадков, проникших в породы, достигает поверхности водоносных горизонтов и идет на их питание. Поверхностный и подземный сток в сумме образуют полный речной сток. Подземный сток и суммарное испарение составляют увлажнение валовой территории, равное разности осадков и поверхностного стока. На питание на территории РБ идет от 5-7 до 15-20% осадков. Подземное питание (инфильтрация) зависит от климатических условий территории, почвенно-растительного слоя, геоморфологических и геологических факторов.

II. Виды воды в горных породах. Различают следующие виды воды в породах: парообразная, гигроскопическая, пленочная, гравитационная, кристаллизационная, химически связанная.

Рис. 1. Схема водного баланса

Парообразная – находится в форме водяного пара в воздухе, присутствующем в порах и трещинах горных пород. При охлаждении путем конденсации переходит в жидкую воду.

Гигроскопическая (прочно связанная) вода удерживается на поверхности частиц молекулярными и электростатическими силами. Она не передает гидростатический напор, не обладает растворяющей способностью, не замерзает до 78°C. При нагревании до 100-105°C полностью удаляется. Содержится в песках 1%, супесях 8%, глинах до 18%, недоступна для растений.

Пленочная (рыхлосвязанная) вода образуется при конденсации водяных паров. Она покрывает тонкой пленкой 0.01мм поверхность частиц, удерживается молекулярными силами, плотность близка к плотности свободной воды, способна передвигаться от частицы к частице под влиянием сорбционных сил, не передает гидростатический напор. Содержание в песках 1-7%, супесях 9-13, суглинках 15-23%, глинах 25-45%. От содержания этой воды резко изменяются прочностные свойства глинистых пород.

Капиллярная вода (собственно-капиллярная, подвешено-капиллярная вода) содержится в тонких порах в виде капиллярной каймы над уровнем грунтовых вод в интервале влажности от наименьшей влажности (НВ) до

полной влажности (ПВ). Высота капиллярного поднятия составляет для галечников, гравия, крупнозернистых песков-0, среднезернистых песков 15-35 см, мелкозернистых песков – 35-100 см, супесей – 100-150, глин – 400-500 см.

Гравитационная вода – подчиняется силе тяжести. Движение происходит под влиянием силы тяжести и градиента напора, передает гидростатический напор. В целом гидрогеология изучает эти воды.

Кристаллизационная вода входит в состав кристаллической решетки минералов ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

Химически связанная вода (конституционная) участвует в строении кристаллической решетки минералов.

III. Главнейшими свойствами пород являются: плотность, объемная масса, пористость, водопроницаемость, влагоемкость, растворимость, водоотдача. Зависят они от минерального состава пород, их строения, сложения, трещиноватости, скважности.

Гранулометрический состав – процентное содержание в рыхлой породе частиц различного размера. Гранулометрический состав несвязных пород согласно ГОСТ 12536-67 определяется с помощью ситового анализа, который заключается в последовательном просеивании породы через набор сит и взвешивании материала, остающегося на каждом сите. Для просеивания песчаных пород применяется набор сит с диаметром отверстия 10, 5, 2, 1, 0.5, 0.25, 0.1мм. Гранулометрический состав пород для наглядности представляются в виде кривой гранулометрического состава построенного в полулогарифмическом масштабе (рис. 2).

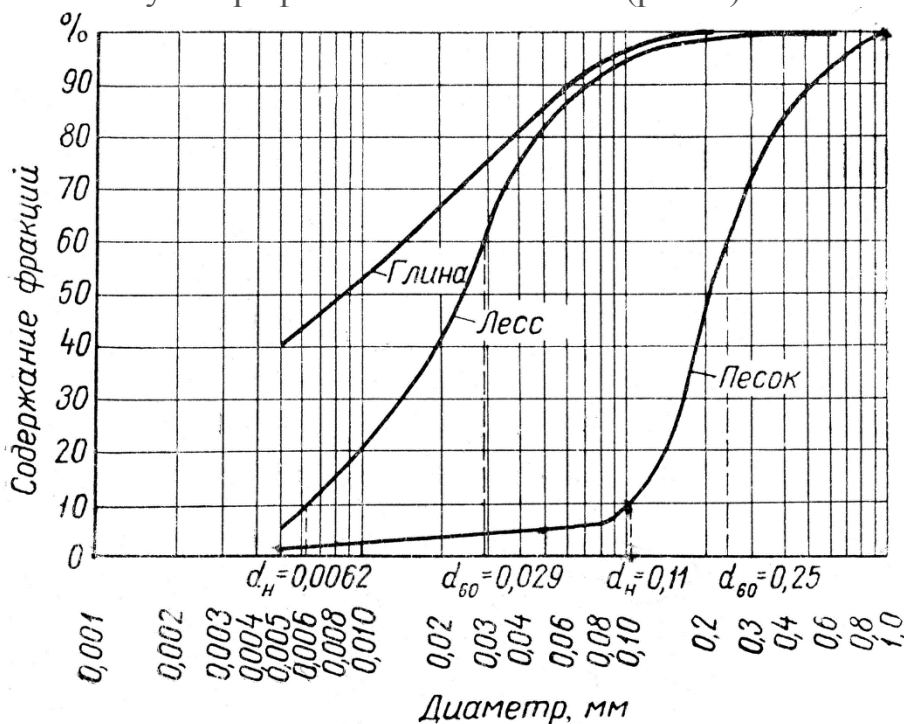


Рис. 2. График гранулометрического состава

Кривая неоднородности позволяет подсчитать величину коэффициента неоднородности: $K_{\text{н}}$, где $K_{\text{н}}$ – коэффициент неоднородности, $d_{0,075}$ – диаметры частиц,

меньше которых в данной породе содержится соответственно 60 и 10 % частиц по весу.

Гранулометрический состав связанных пород определяется ареометрическим методом или методом пипетки, основанных на различной скорости оседания частиц в воде.

Плотность (γ - гамма) – отношение массы твердых частиц к их объему. Величина плотности песчано-глинистых частиц лежит в интервале (г/см^3) от 2.5 до 2.8 г/см^3 , супесей 2.70, суглинков – 2.71, глин – 2.74.

Объемная масса влажной породы (γ_0) – это масса единицы объема породы при естественной влажности и пористости:

, где P – масса пробы, г; V – объем пробы, см^3 ,

γ_0 – изменяется от 1.3-2.4, г/см^3 .

Более постоянной величиной является объемная масса скелета породы – масса твердой компоненты в единице объема породы. Вычисляется

, где w – влажность породы, %

Пористость – суммарный объем всех пор в единице объема породы. Пористость определяется как отношение объема пор в породе ($V_{\text{п}}$) ко всему занимаемому породой объему (V), выражается в процентах; $p = V_{\text{п}} / V \cdot 100\%$. Кроме того, часто используется коэффициент пористости ϵ (эпсилон) $= p / (1 - p)$. Пористость глинистых пород достигает 50-60%, пески – 35-40%, песчаники – 2-38%, известняки, мергели – 1.5-22%, граниты, гнейсы, кварциты 0.02-2%.

Абсолютная влажность – отношение массы воды к массе абсолютно сухого грунта в данном объеме, выраженная в процентах.

Естественная влажность – количество воды, содержащейся в порых пород в условиях их естественного залегания. Влажность, выраженную по отношению к объему породы называется относительной влажностью.

Влагоемкость – максимальная молекулярная характеризует количество воды, удерживающееся в породе благодаря молекулярным силам сцепления между грунтовыми частицами и водой (показывает содержание связанной воды). Различают полную, капиллярную и наименьшую влагоемкость.

Водопроницаемость – способность пород пропускать через себя воду, движение воды в грунтах под действием напора называется фильтрацией. Растворимость – способность пород растворяться в воде, зависит от температуры, скорости течения воды, содержания CO_2 и пр.

IV. Понятие о зоне насыщения. В рыхлых породах ниже уровня грунтовых вод все поры заполнены водой – зона насыщения, слой выше называется зоной аэрации – мощность ее равна глубине залегания грунтовых вод.

Водоносный горизонт – однородные по литологическому составу и гидрогеологическим свойствам пласты горных пород.

Водоносный комплекс – комплекс водонасыщенных пород приуроченных к толще определенного возраста.

Лекция 2. Происхождение и динамика подземных вод

План:

Происхождение подземных вод
Законы фильтрации подземных вод
Определение направления и скорости движения подземных вод
Основные гидрогеологические параметры.

I. По происхождению подземные воды делятся на:

Инфильтрационные – воды образуются в результате просачивания с поверхности земли осадков, поверхностных вод в поры, трещины горных пород. Это основная группа инфильтрационных вод, содержащихся в земной коре

Конденсационные – воды образуются при конденсации водяных паров в зоне аэрации, пещерах и пр.

Седиментационные – образуются за счет вод водоемов, в которых происходило накопление осадочных пород.

Магматического происхождения – образуются при извержении вулканов.

II. Фильтрация – движение подземных вод в порах и трещинах горных пород. Если движение воды происходит в породах, не полностью насыщенных водой, то его называют инфильтрацией (через зону аэрации). Втекание осадков или поверхностных вод через трещины скальных пород называется инфлюацией. Различают ламинарное и турбулентное движения воды.

Основной закон ламинарного движения жидкости в пористых породах был установлен Дарси (1856г.) На основе этого закона Дюпюи (1857 г.) разработал зависимость для определения расхода потока подземных вод и притока их к водозаборам.

Большой вклад в изучение динамики подземных вод внесли Н.Е. Жуковский, Н.Н. Павловский, П.Я. Полубаринова-Кочина, Г.Н. Каменский, С.Н. Нумеров, М.Е. Альтовский, В.М. Шестаков, Н.Н. Веригин, А.И. Силин-Бекчурин, А.Н. Мятнев, С.Ф. Аверьянов и др.

Ламинарное (параллельно струйчатое) движение происходит без пульсации скорости. Установившееся движение подземных вод характеризуется постоянством во времени в любом сечении мощности, напорного градиента скорости фильтрации и расхода. Неустановившееся движение подземных вод – движение, при котором расход, направление и уклон потока изменяются во времени.

Турбулентное движение (вихревое) характеризуется пульсацией скорости, в следствие чего перемешиваются различные слои потока (карстовые воды, по трещинам).

Законы фильтрации подземных вод. Линейный закон фильтрации.

Ламинарное движение подземных вод подчиняется линейному закону фильтрации (закон Дарси – по фамилии французского ученого установившего этот закон 1856г. для пористых зернистых пород). Этот закон формулируется так: скорость фильтрации при ламинарном движении пропорциональна гидравлическому уклону в первой степени.

$V=KI$, где,

V – скорость фильтрации;

K – коэффициент фильтрации;

I – напорный градиент гидравлический уклон;

$$I = (H_1 - H_2) / e$$

Если $e=1$, то $V=K$, т. е. при градиенте напора $=1$ коэффициент фильтрации равен скорости фильтрации.

$$Q = KI\omega, \text{ где}$$

Q – расход фильтрационного потока – количество воды, протекающее через данное поперечное сечение потока в единицу времени, $\text{м}^3/\text{сут}$, K – коэффициент фильтрации, I – градиент напора, ω – поперечное сечение.

Q – определяется мерными сосудами. $Q = V/t$, л/с.

Определение дебита источников водосливами.

Расход воды трапецеидального сечения:

$$Q = 0.0186bh\sqrt{h}, \text{ л/сек, где}$$

Q – расход источника, л/сек;

b – ширина нижнего водосливного ребра в см;

h – высота уровня воды перед водосливным ребром, см.

Треугольное сечение:

$$Q = 0.014h^2\sqrt{h}, \text{ л/с.}$$

Прямоугольное сечение:

$$Q = 0.018bh\sqrt{h}, \text{ л/с.}$$

Водослив трапецеидального сечения применяется для замера больших дебитов – более 10 л/сек (100-200 л/сек), а менее 10 л/сек – треугольного или прямоугольного сечения.

Градиент напора можно определить по гидроизогипсам – линиям, соединяющим одинаковые отметки поверхности грунтовых вод или гидроизопьезам – линии, соединяющие точки одинаковых напоров напорных вод. Градиент напора непостоянен во времени, он может возрасти при усилении питания подземных вод и уменьшиться при его ослаблении.

Движение подземных вод происходит не через все сечения потока, а лишь через часть его, соответствующую площади пор или трещин. Действительная скорость фильтрующейся воды равна:

$$V = Q/n\omega, \text{ где:}$$

Q – расход фильтрационного потока, $\text{м}^3/\text{сут}$;

n – пористость породы;

ω – поперечное сечение потока, м^2 .

В глинистых породах n – составляет активную пористость, которая характеризует часть сечения породы, способную пропускать гравитационную воду.

По данным Г.Н. Каменского линейной закон фильтрации справедлив при скорости движения подземных вод до 400 м/сутки.

Фильтрация через глинистые породы может начаться лишь при условии, если градиент напора превысит напорный начальный градиент. Для глин, суглинков этот начальный градиент различный.

Нелинейный закон фильтрации (закон Шези-Краснопольского) характеризует турбулентное движение, характерное для сильно трещиноватых пород с крупными пустотами: V – скорость фильтрации м/сут. K – коэффициент фильтрации, м/сут, I – напорный градиент.

III. Определение направления и скорости движения подземных вод. Движение подземных вод в порых рыхлых пород нельзя рассматривать как движение потока, все струйки которого перемещаются с одинаковой или примерно одинаковой скоростью. Производить сколько-нибудь точное разграничение линий токов воды в порых различных пород не представляется возможным, поэтому при рассмотрении вопросов движения подземных вод можно говорить лишь о средней скорости движения воды в пределах той или иной среды. Определение скорости движения подземных вод (действительной скорости V_d) производится в полевых условиях. Для определения используют индикаторы, которые изменяют цвет или химический состав и электропроводимость воды.

Для проведения опытов выбирается две скважины (шурфа), иногда четыре, расположенных по линии направления движения воды. Выработка, находящаяся выше по течению, служит для ввода индикатора в воду, ее называют опытной. Выработки, расположенные ниже по течению называются наблюдательными. Расстояние между ними выбирается в зависимости от пород от 0,5-1,5 до 2,5-5,0 м. В качестве индикатора используются красители (флюоресцен и др.). Кроме того, в качестве индикатора применяется поваренная соль (химический метод), имеются радиоиндикаторные методы, метод природных изотопов и др. Широко применяется геофизический метод – метод эквипотенциальных линий (метод заряженного тела). Величины действительной скорости движения (V_d) могут быть использованы для вычисления коэффициента фильтрации пород, при решении вопроса о суффозии под сооружениями и пр.

Для выявления направления движения подземных вод на больших площадях составляют карты гидроизогипс и гидроизопьез. При решении гидротехнических, гидромелиоративных задач (орошение, осушение) строят гидроизогипсы и на их основе строят карты глубин залегания подземных вод. Направление потока подземных вод перпендикулярно гидроизогипсам.

IV. Основные гидрогеологические параметры.

Наиболее важными свойствами горных пород являются фильтрационные, которые характеризуются следующими параметрами: коэффициент фильтрации, коэффициент проницаемости, коэффициент водоотдачи, водопроницаемость, коэффициент уводнепроводимости и пр.

Коэффициент фильтрации (K) представляет собой важнейшую характеристику пород, широко используется в практике проектирования при вычислении расхода подземных вод, при определении потерь воды из водохранилищ, прудов, и др. Коэффициент фильтрации пород может определяться по данным о составе и пористости пород (по эмпирическим формулам), лабораторными методами, и в полевых условиях.

Определение коэффициентов горных пород по эмпирическим формулам. Опытными работами установлена зависимость коэффициента от механического (гранулометрического) состава породы (главным образом от размеров и количества метких фракций), пористости ее, температуры воды. Определение коэффициента горных пород по гранулометрическому составу является самым дешевым и простым методом применяется при гидрогеологических изысканиях для начальных стадий проектирования. При детальном исследовании этот способ является дополнительным к полевым методом. Применяется формула Газена (для песков с диаметром от 0,1 до 3 мм, при коэффициенте однородности 1 меньше 5). Коэффициентом однородности называется отношение размера зерна d_n действующим диаметром (d_{10}) называется такой диаметр частиц в мм, меньше которого в грунте содержится 10% общей массы грунта. Иначе говоря, d_n равен диаметру отверстия сита, пропускающего 10% массы грунта.

Формула Газена

$$K = C d_n^2 (0.70 + 0.03t), \text{ м/сут,}$$

C – эмпирический коэффициент, зависящий от степени однородности и пористости грунта. Для чистых, однородных песков $C=1200$, средней однородности и плотности $C=800$, неоднородных и плотно сложенных $C=400$,

d_n – действующий диаметр, мм,

t – температура фильтрующейся воды.

Величины d_{60} и d_n берутся по кривой гранулометрического состава грунта, вычерчивают в виде кривой в простом или полулогарифмическом масштабе.

Формула Зауэрбрея для t° воды 10°

м/сут

β – эмпирический коэффициент, зависящий от однородности и крупности частиц песка от 1150 до 3010, среднем 2880-3010

n – пористость

d_{17} – диаметр частицы в мм, меньше которого имеется в данном грунте 17% частиц по весу. Применяется для определения коэффициентов мелко, средне и крупнозернистых песков.

Определение в лабораторных условиях. Применяются различные приборы загружаемых испытываемыми образцами пород нарушенной и естественной структуры. Принцип определения коэффициентов в большинстве приборов основан на измерении количества фильтрующейся через породу воды под различным напором. По расходу при известном напоре и площади прибора находят коэффициент фильтрации. Применяются трубки Каменского, прибор Тома и др.

Необходимо хорошо запомнить, что коэффициенты фильтрации пород зоны аэрации, определенные в полевых натуральных условиях и лабораторными методами, часто различаются до 1-2 порядков. Это

объясняется недоучетом анизотропии пород, малой площадью определяемых пород.

Определение в полевых условиях. При определении коэффициента фильтрации в полевых условиях движение воды происходит в породах, залегающих в природных условиях и сохраняющих свое природное строение. Поэтому полевые методы дают результаты наиболее близкие к действительности. Применяются методы наливов в шурфы и скважины в зоне аэрации. В пределах водоносных горизонтов коэффициент определяется методом откачки из скважин и шурфов.

Метод наливов в шурфы. Процесс инфильтрации в ненасыщенные водой грунты отличается большой сложностью и происходит при одновременном действии гидравлического напора налитой в шурфы воды и капиллярного всасывания воды в грунт. В настоящее время часто применяется метод наливов по Н.С. Нестерову.

, м/сут

Q – установившийся расход воды, м³;

F – площадь дна малого кольца, м²;

Более точно значение K_ф определяются:

l – глубина просачивания воды от дна шурфа;

z – высота слоя воды;

h_к – капиллярное давление, равное ≈50% от максимальной высоты капиллярного поднятия, м

По методу Нестерова в дно шурфа на глубину 3-4 см устанавливаются 2 стальных кольца диаметром 25 и 50 см. В кольцо наливается вода и поддерживается высотой слой 10 см. Опыт продолжается до стабилизации расхода.

Широко применяются опытные нагнетания для определения K_ф неводоносных трещиноватых и закарстованных пород на разных уровнях, изолируя интервалы специальными тампонами. Опыт проводится до стабилизации расхода воды. В результате опыта определяется удельное водопоглощение (q= л/мин), т.е. расход воды в л/мин на 1 м скважины и 1 м напора по формуле:

P – давление на манометре,

H – расстояние по вертикали от манометра до тампона, м,

Z – длина изучаемого интервала (между тампонами).

Ориентировочные значения K_ф (м/сут):

Глина – 0,001, в зоне аэрации до 0,3-0,7;

Суглинок – 0,05, в зоне аэрации 0,5-1;

Супесь – 0,1-0,5 в зоне аэрации до 1-2;

Песок – от 1-5 до 20-50;

Гравий – 20-150;

Галечник – 100-500 и более.

Водопроницаемость глинистых пород зависит от содержания обменных катионов. Са и Mg повышают водопроницаемость, а Na понижает. Эта величина изменяется в зависимости от температуры. При фильтрации

пресных вод глинистые частицы набухают и K_f уменьшается, а соленых, особенно хлоридно-натриевых, K_f увеличивается, т.к. глинистые частицы не набухают, происходит кристаллизация солей и увеличение пористости.

При удельном водопоглощении менее 0,01 л/мин принято считать, что породы малотрещиноваты, цементации для борьбы с фильтрацией не требуется. По удельному водонасыщению можно найти

, где r – радиус скважины, м

Для определения обычно ориентировочно и быстро применяются экспресс методы налива и откачки из скважин и шуфов. Они позволяют, при массовых опробованиях в короткий срок, охарактеризовать фильтрационные свойства отложений на значительной площади. Они пригодны главным образом для целей экстраполяции данных, полученных в пунктах проведения кустовых откачек на соответствующую территорию.

Наиболее точные данные коэффициента фильтрации, равно как и других параметров, получают при откачках из скважин различной длительностью.

Водоотдача пород (В) свойство пород, насыщенных водой, свободно отдавать гравитационную воду. Величина водоотдачи характеризуется коэффициентом водоотдачи – отношение объема стекавшей воды, ранее заполнявшей пустоты, к объему всей породы. Выражается в процентах или долях единицы объема и является переменной величиной. Коэффициент водоотдачи галечника, гравия, крупных песков равняется их пористости или полной влагоемкости. Водоотдача глинистых пород и торфа равна разности полной наименьшей влагоемкости.

Коэффициент водоотдачи определяют: 1) по разнице различных влагоемкостей; 2) путем насыщения породы и слива воды; 3) полевыми наблюдениями, методом откачек подземных вод из скважин и др.

Водоотдача (%) некоторых пород: песков k/z – 0,25-0,35, c/z – 0,2-0,25, m/z – 0,15-0,2, супесей 0,1-0,15, суглинков менее 0,1, глин близка к 0, торфа 0-0,15, песчаников – 0,02-0,05, известняков – 0,008-0,1.

Для решения ряда практических задач широко используется коэффициент недостатка насыщения (μ), он равен разности полной влагоемкости и естественной влажности породы перед началом инфильтрации, выражается в долях единицы объема.

Водопроводимость – способность водоносного пласта мощностью (W) и шириной 1 м пропускать воду в единицу времени при напорном градиенте $=1$. Водопроводимость (T) равна произведению K_f (Коэффициент фильтрации) на мощность пласта $T=KW$ и выражается в (м/сут). Чем больше (T), тем больше эксплуатационные ресурсы подземных вод. $T > 100$ м²/сут. $T < 100$ м²/сут водный горизонт малоперспективен для использования в целях водоснабжения.

Для определения гидрогеологических параметров широко применяются опытно-фильтрационные работы. Эти методы основаны главным образом на уравнениях неустановившегося движения подземных вод в зоне влияния откачки. Эти закономерности определяются

фильтрационными и емкостными свойствами изучаемого водоносного горизонта, что позволяет оценить водопроницаемость, коэффициент фильтрации, уровнепроницаемость, недостаток насыщения, водоотдача и др. Когда закономерности движения подземных вод определяются не только фильтрационными и емкостными свойствами, но и граничными условиями, параметры рассчитываются по формулам установившегося движения. Опытные откачки подразделяются на одиночные и кустовые.

Одиночные откачки (без наблюдательных скважин) проводят при нескольких ступенях понижения для нахождения зависимости дебита скважины от понижения уровня подземных вод.

Кустовые откачки проводят, оборудуя опытный участок наблюдательными скважинами, расположенными по одному или двум к центральной скважине, из которой ведут откачку. При откачке измеряют дебит скважины и снижение уровня воды в центральной и наблюдательной скважинах. Основное назначение кустовых откачек – определение расчетных гидрогеологических параметров.

В сложных условиях, когда требуется изучить взаимосвязь водоносных горизонтов или эффективность скважины вертикального дренажа и т. д. проводят опытно экспериментальные откачки. Продолжительность откачек изменяется от суток до 30-40 суток и больше. Методика проведения откачек зависит от назначения откачки и гидрогеологических условий района.

Для определения коэффициента фильтрации откачку ведут при постоянном расходе (изменяющемся уровне воды в скважине и воронки, что соответствует неустановившемуся режиму фильтрации), или при постоянном понижении уровня (установившийся режим фильтрации). Для установления зависимости дебита от понижения откачки проводят при 2-3 понижениях уровня.

Для оценки водопроницаемости многослойных водоносных толщ, характеризующихся переслоиванием водоносных горизонтов и слабопроницаемых разделяющих слоев, каждый водоносный горизонт опробуют раздельно. При этом определяют величины перетекания из нижнего и верхнего водоносных горизонтов через слабопроницаемые глинистые слои.

Коэффициент перетекания (B) определяется по формуле:

Km – водопроницаемость основного водяного горизонта $m^2/сут$,
 K_1, K_{11} – соответственно коэффициент фильтрации пород, $m/сут$,
 m_1, m_{11} – мощности этих слоев, m .

Определение расходов подземных вод.

1) Плоский поток и его расход. Плоским называют такой поток подземных вод, струйки которого протекают более или менее параллельно. Примером может явиться поток грунтовых вод, движущийся к реке. Расход грунтового потока в горизонтальном водоносном слое на 1 м ширины равен

При наклонном водоупоре единичный расход подземного потока равняется:

Типы вертикальных водосборов.

Вертикальные водосборы можно разделить на колодцы (шурфы) и буровые скважины. По характеру эксплуатируемых водоносных горизонтов они подразделяются на грунтовые и артезианские (напорные). По характеру заложения в водоносном слое колодцы (скважины) подразделяются на совершенные и несовершенные. Несовершенные колодцы могут иметь проницаемое дно и стенки, проницаемые стенки и глухое дно, глухие стенки и проницаемое дно (рис. 3).

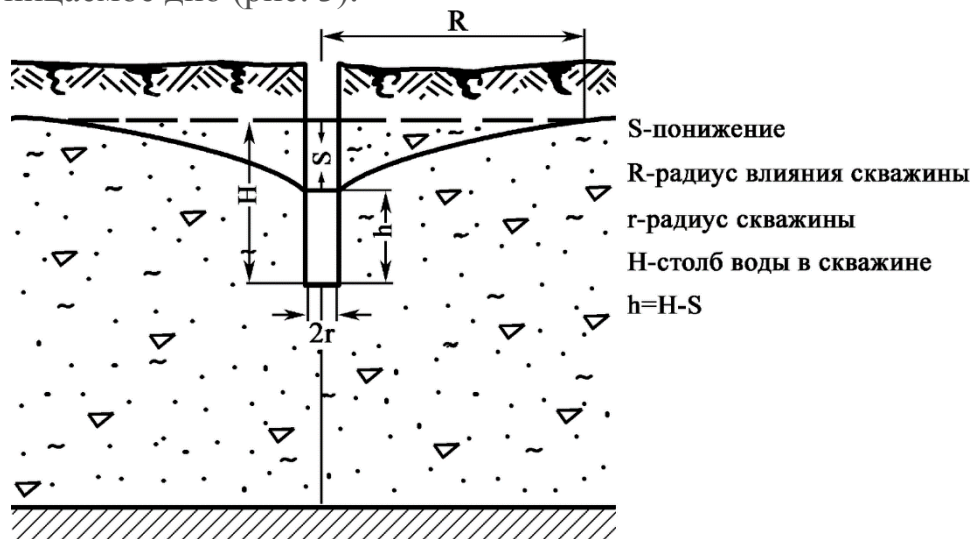


Рис. 3. Схема притока воды в несовершенную скважину

Совершенные скважины прорезают весь водоносный горизонт и имеют проницаемые стенки. От типа вертикального водосбора зависит выбор расчетных уравнений движения воды к колодцам скважины.

Дебит совершенной скважины и коэффициент фильтрации пород – формула Дюпюи, $\text{м}^3/\text{сут}$, отсюда
 $\text{м}/\text{сут}$

Дебит колодца с открытым плоским дном вычисляется по Форхгеймеру:

$$Q = 4rSK, \text{ м}^3/\text{сут}.$$

Коэффициент фильтрации, $\text{м}/\text{сут}$.

Дебит колодца с проницаемыми стенками и открытым дном

, $\text{м}^3/\text{сут}$,

, $\text{м}/\text{сут}$

По Замарину для колодца с открытым дном и проницаемыми стенками (при условии когда неизвестна глубина водоупора) с плоским дном K_f вычисляется (см. рис. 3):

, $\text{м}/\text{сут}$, где

Q – дебит скважины, $\text{м}^3/\text{сут}$.

Формула притока воды в дренау.

Для понижения уровня подземных вод сооружают дренаи. Приток воды в совершенную горизонтальную дренау длиной B в условиях не напорных вод по уравнению Дюпюи равен

, $\text{м}^3/\text{сут}$.

Для напорных, $\text{м}^3/\text{сут}$;

m – мощность напорного пласта, м .

Расчетные формулы показывают зависимость дебита скважин от понижения (S). Поэтому производительность скважин можно сравнивать по удельному дебиту

Лекция 3. Химический состав подземных вод

План:

Физические свойства подземных вод

Реакция воды

Общая минерализация воды

Химический состав воды

Формы выражения химического состава воды

Оценка пригодности воды для различных целей

Оценка агрессивности свойств подземных вод

Формирование химического состава подземных вод

Зональность подземных вод

I. К физическим свойствам подземных вод относятся прозрачность, цвет, запах, вкус, температура.

Природная вода может быть прозрачной и мутной. **Мутность воды** обуславливается присутствием в ней взвешенных частиц минерального и органического происхождения. Механические примеси могут попадать в воду источника вследствие неисправности водозабора или просачивания в водоносный пласт дождевых, паводковых, речных вод (карстовые районы). Иногда мутность подземных вод обуславливается растворенными в ней химическими соединениями (железо и пр.).

Цвет. Чистая вода бесцветная. Окраска объясняется наличием в ней тех или иных примесей (железо придает ржавый оттенок, сероводород – голубоватый).

Запах. Подземные воды обычно без запаха. Наличие запаха свидетельствует о наличии различных химических соединений (сероводород придает запах тухлых яиц и др.)

Вкус. Появляется при определенном содержании в воде тех или иных соединений (соленый – NaCl, кислый – в районах сульфидных месторождений).

Температура – изменяется от 4-5°C до 60-90°C. При температуре выше 20°C воды называются субтермальными. В Республике Башкортостан температура подземных вод неглубокого залегания составляет от 5 до 20°C. Пресная вода при $t^{\circ}=4^{\circ}\text{C}$ имеет наибольшую плотность.

II. Реакция воды (величина pH). Для того, чтобы судить о химическом составе подземных вод необходимо в первую очередь знать реакцию воды т.е. концентрацию водородных ионов. По теории электролитической диссоциации вода диссоциирует на водородный() и гидроксильный() ионы, величина произведения которых при данной температуре всегда постоянна. Если реакция нейтральная, то концентрация и одинакова и равна 10^{-7} мг-экв/л. Поэтому степень кислотности или щелочности воды характеризуется концентрацией водородных ионов. Для выражения концентрации

водородных ионов принято пользоваться логарифмом концентрации их (т. е. количества грамм-эquiv этого иона в 1 л воды), взятым с обратным знаком и обозначаемым $pH = -\lg(H^+)$. При нейтральной реакции $pH=7$, при кислой pH – меньше 7, а при щелочной pH больше 7. Определение pH производится специальными приборами (pH -метрами) калориметрическим методом, в полевых условиях применяется лакмусовая бумага.

III. Общая минерализация воды выражается суммой содержащихся в воде химических элементов, их соединений и газов. Оценивается по сухому остатку, который получается после выпаривания воды при температуре $105^{\circ}C$, или суммированием массы всех ионов, полученных при химическом анализе. Выражается в миллиграммах (граммах) на литр (dm^3), граммах на кг (мг/л, г/кг). По минерализации подразделяются:

до 0,2 г/л – ультрапресные, до 1,0 г/л – пресные,
1-10 – солоноватые: 1-3 – слабо, 3-5 – средне, 5-10 – сильносоленоватые, 10-35 – соленые, более 35 г/л – рассолы.

IV. Главными химическими компонентами в подземных водах обычно являются: анионы (гидрокарбонатный ион, сульфат-ион, хлор-ион), катионы (Ca^{2+} , Mg^{2+}). В воде часто присутствует карбонатный ион, нитрит-ион, нитрат-ион (NO_3^-), углекислый газ, сероводород, метан, железо 2-х и 3-х валентное и др. Содержание соединений азота в подземных водах обычно невелико (1-2 мг/л), но иногда достигает 0,5-0,8 мг/л. Наличие даже небольшого их количества указывает на загрязнение воды и возможность нахождения в ней вредных опасных бактерий. Если присутствуют нитрит ион (NO_2^-) – загрязнение свежее, а нитрат ион – загрязнение старое. В целом подземных водах присутствуют до 60-80 различных химических элементов в растворенном состоянии.

Жесткость воды обусловлена наличием ионов кальция и магния. По ГОСТ 2874-73 и СанПиН 2.1.4.1074-01 жесткость воды выражается в миллиграммах-эквивалентах и на 1 л воды. 1 мг-эquiv жесткости соответствует содержанию 20,04 мг/л и 12,6 мг/л. По жесткости воды делятся на:

очень мягкие – до 1,5 мг-эquiv/л,
мягкие – 1,51-3,0 мг-эquiv/л,
умеренно жесткие – 3,01-6,0 мг-эquiv/л,
жесткие – 6,01-9,0 мг-эquiv/л,
очень жесткие – более 9,0 мг-эquiv/л.

V. Существует несколько форм выражения анализа воды: ионная, эквивалентная, процент-эквивалентная.

При ионной форме содержание ионов приводят в граммах или миллиграммах на литр (г/л, мг/л).

Эквивалентная форма позволяет судить о возможных сочетаниях катионов и анионов. Сумма эквивалентных единиц катионов и анионов, выражается в миллиграмм-эквивалентах на 1 литр и получают путем умножения мг/л на пересчетный коэффициент (табл. 1, 2).

Атомные веса ионов и множителей для пересчета миллиграмм-ионов на миллиграмм-эквиваленты

Индекс	Атомный вес (множитель для пересчета из мг-экв в мг/л)	Множитель для пересчета из мг/л в мг-экв
K ⁺	39,100	0,02558
Na ⁺	22,997	0,04348
NH ₄ ⁺	18,040	0,05543
Ca ²⁺	20,040	0,04990
Mg ²⁺	12,160	0,08224
Cl ⁻	35,457	0,02820
NO ₃ ⁻	62,008	0,01613
NO ₂ ⁻	46,008	0,02174
SO ₄ ²⁻	48,033	0,02082
HCO ₃ ⁻	61,018	0,01639

Таблица 2

Схема перерасчета из весовой в мг-экв/л и %-экв/л формы

мг/л	341,6	251,4	1,80	108,2	42,8	45,1
мг-экв/л	5,60	5,23	0,05	5,40	3,52	1,96
экв	51,5	48,1	0,4	50	32	18

При процентно-эквивалентной форме содержание ионов, взятое в эквивалентах, выражают в процентах от суммы катионов и анионов, принимаемых каждая за 100%.

Наглядной формой записи результатов является формула М.Г. Курлова.

Название воды дается по преобладающим анионам и катионам, содержание которых более 20% (иногда берут 25% или 33%) в порядке возрастания. Например, приведенная формула читается – вода сульфатно-гидрокарбонатная, магниевое-кальциевая.

В формуле Курлова слева от черты указывают содержание газов (СО₂, Н₂С и др.), общую минерализацию воды (г/л), в числителе анионы, содержание которых превышает 10% эквивалентов (% экв в убывающем порядке) в знаменателе – катионы в том же порядке, за чертой пишут t°С воды, дебит (л/с), рН и другие. Результаты химического анализа воды иногда выражают в графической форме в виде диаграмм – прямоугольника, квадрата, треугольника и др. Все формы выражения и методика построения приведены в (Абдрахманов, Методические..., 2008).

Классификация подземных вод по химическому составу. Существует несколько десятков классификаций, основанных на различных принципах и имеющих разное практическое применение и значение. К наиболее популярным относятся классификации Пальмера, Н.И. Тостихина, В.А. Сулина, О.А. Алекина, Е.В. Посохова и другие. В

гидрогеологии и гидрологии применяется в основном гидрохимическая классификация О.А. Алекина.

Все природные воды делятся по преобладающему аниону на три класса: 1) гидрокарбонатный, 2) сульфатный, 3) хлоридный. Выделенные 3 класса сразу дают в общих чертах гидрохимический облик воды. К гидрокарбонатному классу относятся большая часть пресных (маломинерализованных) вод рек, озер, некоторых подземных вод. К классу хлоридных принадлежат воды океана, морей, подземные воды глубоких горизонтов. Воды сульфатного класса по распространению и величине минерализации являются промежуточными между гидрокарбонатными и хлоридными.

Каждый класс делится О.А. Алекиным по преобладающему катиону на группы кальциевых, магниевых и натриевых вод. Кроме того все воды объединяют в типы, выделяются 4 типа вод.

Первый тип характеризуется соотношением (NHCO_3 – содовый)

II тип (– сульфатный натриевый)

III тип или подразделяется:

III^a (– хлормагниевый) и

III^b (– хлоркальциевый).

Как установлено, ионная форма свойственна лишь водам низкой минерализации. При увеличении концентрации растворенных солей между ионами устанавливается взаимодействие. В растворе образуются нейтральные ионы и др.

Ввиду сложности химического состава природных вод при оценке питьевых, лечебных, технических, мелиоративных и др. качеств важно принимать не только абсолютное содержание отдельных ионов, но и предполагаемые ассоциации анионов и катионов (солей). Они рассчитываются по правилу Фрезениуса (вначале выпадают мало растворимые соли, потом более растворимые).

VI. Оценка пригодности воды для различных целей.

Водоснабжение. По ГОСТу 2874-73 «Вода питьевая» и СанПиН 2.1.4.1074-01 вода должна отвечать следующим требованиям: Минерализация до 1 г/л (по разр. СЭС до 1,5 г/л); жесткость 7 мг-экв/л. до 350 мг/л; до 500 мг/л (Абдрахманов, Чалов, Абдрахманова, 2007).

Орошение. Оросительная вода по минерализации и химическому составу должна быть физиологически доступной растениям и не вызывать засоления и осолонцевания почвы. Важное значение играет изучение содержания микрокатионов биологически активных микроэлементов: I, Br, B, Co, Cu, Mn, Mo (Абдрахманов, Методические..., 2008).

VII. Агрессивные свойства подземных вод. Под ними понимается способность воды разрушать различные строительные материалы, воздействуя на них растворенными солями, газами или выщелачивая их составные части. Особое значение имеет агрессивное действие воды на бетонные сооружения. Основным вяжущим веществом в бетоне является цемент. Практическое значение агрессивного действия воды на бетон

сооружения настолько велико, что ни одно сколько-нибудь существенное строительство не обходится без предварительного гидрохимического исследования водной среды. Согласно СН-249-63 различают следующие виды агрессивного действия воды на бетон: выщелачивания, углекислотная, общекислотная, сульфатная, магниальная.

Агрессивность выщелачивания проявляется в растворении карбоната кальция, входящего в состав бетона. Она возможна при малом содержании в воде (0,4-1,5 мг-экв/л) а избыток растворяет .

Углекислотная агрессивность обусловлена действием на бетон .

В наиболее опасных условиях максимально допустимое содержание агрессивной углекислоты () составляет 3 мг/л, менее опасных до 8,3 мг/л.

Общекислотная агрессивность характерна для кислых вод и зависит от содержания свободных водородных ионов. При рН 5,0-6,8 возможен этот вид агрессии.

Сульфатная агрессивность проявляется при большом содержании ионов , которые проникая в тело бетона при кристаллизации образуют соли . Образование этих солей в порах бетона сопровождается увеличением их объема и разрушением бетона. Агрессивность проявляется при обычных цементах при более 250 мг/л, при сульфат стойких – 4000 мг/л.

Магниальный вид агрессивности проявляется, так же как и сульфатный, в разрушении бетона при проникновении воды в тело бетона. Этот вид возникает при высоком содержании . В зависимости от цемента он проявляется при содержании магния от 1,0 до 2,5 г/л.

VIII. Формирование химического состава подземных вод. Под факторами формирования химического состава подземных вод понимаются движущие силы, обуславливающие течение разнообразных процессов, которые изменяют минерализацию и химический состав вод. Химический состав подземных вод формируется под влиянием следующих факторов: выщелачивание почв и горных пород, полное растворение минералов и пород, концентрирование солей в воде в результате испарения, выпадение солей из природных растворов при изменении термодинамических условий, катионный обмен в поглощающем комплексе илов, почв, глинистых пород (на и на), диффузия и микробиологические процессы, смешение вод различного происхождения. Процесс обмена наблюдается между катионами глинистых пород – воды и зависит от емкости поглощающего комплекса (табл. 3).

Таблица 3

Емкость поглощения некоторых глинистых минералов

Минерал	Емкость от поглощения, мг-экв на 100 г
Каолинит	3-15
Иллит	10-40
Монтморилланит	80-180
Вермикулит	100-150
Галлуазит	5-50

Процессы эти зависят от климатических, геоморфологических, геологических, гидродинамических и др. условий. Значительную роль в формировании химического состава подземных вод играет состав осадков. Роль атмосферных осадков в формировании состава маломинерализованных вод хорошо известно. Из атмосферы на земную поверхность поступает значительное количество растворенных солей. В Республике Башкортостан в анионном составе дождевых вод преобладают гидрокарбонатные ионы (41-85%), реже сульфатные и хлористые. Среди катионов преобладает натрий (40-75%), реже кальций. Минерализация дождевых вод колеблется от 23 до 88 мг/л, рН -6,0-6,7, – 9-16 мг/л, минерализация снеговых вод 19-54 мг/л. По подсчетам на 1 км² территории Башкортостана поступает 25-27 тон солей в год. На территории Европейской части СССР достигает 50-85 на 1 км².

Осадки постепенно инфильтруясь вглубь насыщаются солями в почвенном горизонте затем в зоне аэрации. Это происходит в результате растворения солей, минералов, горных пород в соответствии с их растворимостью. Растворимость изменяется в широких пределах, зависит от температуры воды и содержания других солей. Растворимость солей в дистиллированной воде при 7°C равна (г/л) – 0,013, – 2,01, – 193,9, – 168,3, – 358,6, – 329,3, – 354,3, – 558,1. Растворимость в присутствии возрастает в 4 раза. При наличии в воде CO₂ возрастает растворимость карбонатов.

В рыхлых покровных образованиях происходит формирование первых от поверхности водоносных горизонтов грунтового типа. Анализ водных вытяжек из пород зоны аэрации свидетельствует о том, что при действии на них атмосферных вод, имеющих слабокислую реакцию, наблюдается солей из зоны аэрации. Основными солями, поступающими в подземные воды, являются карбонаты и сульфаты кальция и карбонаты магния. Из почвы выносятся избытки азотнокислого калия, используемого на полях как удобрение. Содержание достигает 200 мг/л.

В степных областях России в результате испарения в зоне аэрации накапливается большое количество солей. Чем ближе к поверхности расположены грунтовые воды, тем выше при прочих равных условиях их минерализация. При неглубоких грунтовых водах до 1 м возможно накопление солей и на поверхности земли. В пустынных и полупустынных часто образуются грунтовые подземные воды с высокой минерализацией (до 10-20 и более) сульфатно-хлоридного и хлоридного состава.

Гидрокарбонатные кальциевые воды (образуются) формируются при растворении карбонатов кальция (известняков). Сульфатные кальциевые воды при растворении гипсов. Гидрокарбонатные натриевые воды в результате катионного обмена между водой гидрокарбонатно-кальциевого состава + поглощ. комплекс Na почв. грунта.

Благоприятная обстановка для течения реакции создается на орошаемых полях.

При содовом засолении для превращения соды в менее вредную соль вносят

Анионы и катионы. Первоисточники анионов и катионов.

Первоисточниками минерального состава природных вод являются:

- 1) газы, выделяемые из недр земли в процессе дегазации.
- 2) продукты химического воздействия воды с магматическими породами. Эти первоисточники состава природных вод имеют место до сих пор. В настоящее время в химическом составе воды выросла роль осадочных пород.

Происхождение анионов связано главным образом с газами, выделявшимися при дегазации мантий. Состав их сходен с современными вулканическими газами. В атмосферу наряду с паром воды поступают газообразные водородистые соединения хлора (HCl), азота (N_2), серы (S_2), брома (HBr), бора (HB), углерода (C_2). В результате фитохимического разложения CH_4 образуется CO_2 :

...

Далее идет процесс образования иона (HCO_3^-):

насыщ

В результате окисления сульфидов идет образование иона SO_4^{2-} .

Происхождение катионов связано с горными породами. Средний химический состав изверженных пород (%): – 59, – 15.3, – 3.8, – 3.5, – 5.1, – 3.8, – 3.1 и т. д.

В результате выветривания горных пород (физического и химического) происходит насыщение катионами подземных вод по схеме: $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{NH}_4^+$.

При наличии анионов кислот (угольной, соляной, серной) образуются соли кислот: CaCO_3 , MgCO_3 , NaCl , KCl , H_2SO_4 .

Микроэлементы. Типичные катионы: Li, Rb, Cs, Be, Sr, Ba. Ионы тяжелых металлов: Cu, Ag, Au, Pb, Fe, Ni, Co. Амфотерные комплексообразователи (Cr, Co, V, Mn). Биологически активные микроэлементы: Br, I, F, B.

Микроэлементы играют важную роль в биологическом круговороте. Отсутствие или избыток фтора вызывают болезни кариес и флюороз. Недостаток иода – болезни щитовидной железы и др.

Химия атмосферных осадков. В настоящее время развивается новая отрасль гидрохимии – химия атмосферы. Атмосферная вода (близкая к дистиллированной) содержит многие элементы.

Кроме атмосферных газов (O_2) в воздухе присутствуют примеси, выделившиеся из недр земли компонентов (CO_2 и др.), элементы биогенного происхождения (NH_3) и другие органические соединения.

В геохимии изучение химического состава атмосферных осадков позволяет охарактеризовать солевой обмен между атмосферой, поверхностью земли, океанов. Последние годы в связи с атомными взрывами в атмосферу поступают радиоактивные вещества.

Аэрозоли. Источником формирования химического состава являются аэрозоли:

пылевидные минеральные частицы, высокодисперсные агрегаты растворимых солей, мельчайшие капли растворов газовых примесей (H_2SO_4).

Размеры аэрозолей (ядер конденсации) различны – радиус в среднем 20 мк (см) колеблется (до 1 мк). Количество уменьшается с высотой. Концентрация аэрозолей максимальна в пределах городских территорий, минимальна в горах. Аэрозоли поднимаются ветром в воздух – эоловая эрозия;

соли поднимаемые с поверхности океанов и морей, льдов;
 продукты вулканических извержений;
 человеческой деятельности.

Формирование химического состава. В атмосферу поднимается огромное количество аэрозолей – они на поверхность земли опускаются:

в виде дождей,
 гравитационного осаждения.

Формирование начинается с захвата аэрозолей атмосферной влагой. Минерализация колеблется от 5 мг/л до 100 мг/л и более. Первые порции дождя более минерализованы.

Прочие элементы в составе осадков:

– от сотых долей до 1-3 мг/л. Радиоактивные вещества: и др. Они поступают в основном при испытаниях атомных бомб.

Минеральные воды

Лечебные свойства минеральных вод определяются: минерализацией, ионно-солевым составом, содержанием биологически активных компонентов, газовым и окислительно-восстановительным потенциалом (Eh), активной реакцией среды (рН), радиоактивностью, температурой, содержанием сероводорода (S₂).

Минимальная концентрация элементов для минеральных лечебных вод (мг/л): сероводород – 10, бром – 25; иод 5, фтор – 2, железо – 10, радон – 14 ед. Махе.

К промышленным водам относятся воды с содержанием компонентов не менее:

Таблица 4

Нормативные требования к минеральным промышленным водам

	50 г/л	Галитовые
	50 г/л	Сульфидные
	50 г/л	Содовые
Br	250-500	Бромные
I	18	Иодные
	150-200 мг/л 10 мг/л	Иодо-бромные
Ra	г/л	Радиевые
	200 мг/л	Борные
Li	10-20 мг/л	Литиевые
K	1000 мг/л	Калиевые

Лекция 4. Зональность подземных вод

Зональность подземных вод проявляется в глобальном масштабе и принадлежит к категории фундаментальных свойств гидrolитосферы. Под ней понимается закономерность в пространственно-временной организации подземной гидросферы, определенная направленность изменения гидрогеодинамических, гидрогеохимических, гидрогеотермических и гидрогеохронологических параметров.

В осадочном чехле, например, Волго-Уральского бассейна выделяются два гидрогеохимических этажа, которые по своему объему в целом соответствуют гидрогеодинамическим этажам. Верхний этаж (300–400 м, редко более) включает преимущественно инфильтрационные кислородно-азотные (азотные) воды различного ионно-солевого состава с минерализацией, обычно не превышающей 10–12 г/л. В пределах нижнего этажа залегают высоконапорные главным образом хлоридные рассолы различного происхождения (седиментогенные, инфильтрационные, смешанные) с концентрацией солей до 250–300 г/л и более, а водорастворенные газы (H_2S , CO_2 , CH_4 , N_2) отвечают восстановительной геохимической среде, обстановкам весьма затрудненного водообмена и квазизастойного режима недр. В пределах этажей по химическому составу и степени минерализации выделяются четыре зоны — гидрокарбонатная, сульфатная, сульфатно-хлоридная и хлоридная, которые в свою очередь подразделяются на ряд подзон (рис. 4).

Зона пресных (до 1 г/л) гидрокарбонатных вод приурочена к породам широкого возрастного диапазона (от четвертичных на платформе до девонских на западном склоне Урала) и в гидрогеодинамическом отношении соответствует зоне интенсивной циркуляции. Мощность (H) ее колеблется от 20–50 м в долинах рек до 150–200 м на водоразделах, а на Уфимском плато достигает 500–800 м. Скорости движения вод (v) в зависимости от фильтрационных свойств пород и гидравлического градиента изменяются от десятков и сотен метров до десятков километров в год, а сроки полного водообмена (t) — от десятков до первых сотен лет.

Рис. 4. Гидрогеохимический разрез Южного Предуралья

1–9 – химический состав и минерализация подземных вод, г/л: 1 – гидрокарбонатные кальциевые (до 0,5), 2 – гидрокарбонатные натриевые (0,5–1), 3 – гидрокарбонатные, реже сульфатно-гидрокарбонатные и хлоридно-гидрокарбонатные разнообразного катионного состава (до 1), 4 – сульфатные кальциевые (1–3), 5 – сульфатные натриевые и кальциево-натриевые (3–10, редко более), 6 – сульфатно-хлоридные (3–10), 7 – сульфатно-хлоридные натриевые (10–36), 8 – хлоридные натриевые (36–310), 9 – хлоридные кальциево-натриевые и натриево-кальциевые (250–330); 10 – относительно водоупорные галогенные породы кунгура; 11–13 – границы: 11 – гидрогеохимические, 12 – стратиграфические, 13 – верхняя граница распространения сероводорода в подземных водах; 14 – скважина: а – на линии профиля, б – спроектированная на него (цифра – минерализация воды (г/л) в опробованном интервале), 15 – изолинии содержания брома, 16 – гидроизотермы.

В составе гидрокарбонатной зоны выделяются две подзоны: верхняя — кальциевых (магниево-кальциевых) и нижняя — натриевых вод. Мощность последней обычно колеблется от 20 до 100 м и редко более (Юрюзано-Айская впадина). Минерализация гидрокарбонатных натриевых (содовых) вод обычно составляет 0,5–0,9 г/л, но в отдельных случаях достигает 1,2–1,7 г/л. В генетическом отношении чистые содовые воды тесно связаны с терригенными существенно глинистыми пермскими формациями, представленными переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов и глин. Они обладают довольно низкими фильтрационными свойствами и невысокой водообильностью. Газовый состав гидрокарбонатных вод отвечает окислительной геохимической обстановке: N_2 30–35, CO_2 5–30, O_2 до 10 мг/л. Газонасыщенность обычно 15–50 мл/л, Eh +100...+650 мВ, pH 6,7–8,8, T 4–6°C. Содержание гелия (He) соответствует атмосферному (5×10^{-5} мл/л).

Зона сульфатных солоноватых и соленых вод развита повсеместно, исключая очаги природного и техногенного (районы некоторых нефтяных месторождений) влияния глубинных рассолов. К ней относятся сульфатный и гидрокарбонатно-сульфатный классы вод с минерализацией от 1–3 до 15–20 г/л, формирующиеся в окислительной геохимической среде главным образом в пермских гипсоносных отложениях. В гидрогеодинамическом отношении она отвечает как зоне интенсивной циркуляции (выше вреза эрозионной сети), так и зоне затрудненного водообмена, где скорости движения подземных вод снижаются до десятков метров в год, а время полного водообмена, напротив, возрастает до сотен и тысяч лет.

Глубина залегания сульфатных вод изменяется от 0 до 250 м и более. Средняя мощность зоны составляет около 100–150 м (см. рис. 4). В пределах зоны заключены основные ресурсы лечебно-питьевых вод инфильтрационного происхождения, ведущую роль в формировании состава которых играют процессы экстракции из пород гипса и ионообменные явления с участием поглощенного комплекса пород.

Кислородно-азотный и азотный состав сульфатных вод формируется за счет поступления вместе с инфильтрационными водами газов воздуха и только в редких случаях при глубоком погружении подошвы зоны и большой ее мощности в газовой фазе присутствует H_2S , генетически связанный с биохимическими процессами в сульфатизированных и битуминозных пермских породах. Концентрация O_2 вниз по разрезу зоны в связи с его расходом на окисление органического вещества, железа, сульфидов снижается от 4–5 мг/л до нуля, а величина Eh — от +250 до –150 мВ. Кислотно-щелочной потенциал pH изменяется от 7,3 до 8,8; T 4–10°C. Увеличивается содержание гелия (до $30–100 \times 10^{-5}$ мл/л)

По катионному составу воды сульфатной зоны относятся к двум основным группам — кальциевой (магниево-кальциевой) и натриевой (кальциево-натриевой), — соответствующим гидрогеохимическим подзонам гипсовых и глауберовых вод.

Минерализация вод верхней подзоны обычно не превышает 2,5–2,6 г/л. Это типичные воды выщелачивания гипсов, загипсованных терригенных и карбонатных пород, в составе которых преобладают сульфат-ион (до 80–90%), кальций и магний (до 90–98% суммарно). Мощность подзоны изменяется от 10 до 100 м.

Сульфатные натриевые воды нижней подзоны приурочены к исключительно терригенным гипсоносным пермским осадкам лагунно-морского происхождения, залегающим ниже днищ основных рек региона. Наиболее развиты они в верхнепермских отложениях на западе региона, где глубина залегания кровли подзоны изменяется от 10–20 м в долинах рек до 200 м на водоразделах. Мощность ее в среднем 100 м. В Предуральском бассейне сульфатные натриевые воды вскрываются на глубине до 100–300 м; мощность подзоны здесь может достигать 120–150 м.

Минерализация сульфатных натриевых вод колеблется от 1,4 до 20, обычно 3–10 г/л, причем рост ее происходит с глубиной. При величине минерализации до 6,0–6,5 г/л воды по катионному составу обычно кальциево-натриевые или смешанные (трехкомпонентные). В более минерализованных водах ведущее значение среди катионов принадлежит натрию (до 85–90%), что в абсолютном выражении составляет 4–5 г/л. Образование сульфатных натриевых вод обусловлено двумя взаимосвязанными и взаимообусловленными процессами, стимулирующими друг друга: экстракцией CaSO_4 и обменной адсорбцией между кальцием раствора и натрием поглощенного комплекса пород.

Зона сульфатно-хлоридных вод с минерализацией 5–36 г/л, как и лежащая выше, связана главным образом с пермскими отложениями и характеризуется условиями затрудненного гидрогеодинамического режима. В геохимическом отношении зона занимает промежуточное положение, отличаясь окислительно-восстановительной обстановкой (E_h от +100 до 180 мВ; рН 6,7–7,5), газами атмосферного (O_2 , N_2) и биохимического (H_2S) происхождения. Поэтому в зависимости от газового состава минеральные сульфатно-хлоридные воды могут быть использованы или в лечебно-питьевых, или в бальнеологических целях.

К востоку от меридиана г. Уфы, в краевой части Волго-Камского бассейна и в Предуральском бассейне сероводородные сульфатно-хлоридные воды (5–30 г/л) установлены в карбонатных и терригенно-карбонатных отложениях нижнепермского возраста, а в Западно-Уральском бассейне — в карбонатных каменноугольных и девонских отложениях. Мощность зоны здесь достигает 250 м.

Зона хлоридных рассолов развита повсеместно, занимает наибольший интервал гидрогеохимического разреза (от 3 км на Уфимском плато до 10–11 км в Предуральском прогибе) и полностью соответствует нижнему этажу артезианского бассейна.

В составе зоны выделяется две основные подзоны: натриевых (CaCl_2 менее 20%) и натриево-кальциевых (CaCl_2 до 50–70%, или 100–150 г/л) рассолов. Указанные подзоны отличаются не только общим ионно-

солевым, но микрокомпонентным и газовым составом вод, а также гидрогеодинамическими условиями.

Главные газовые компоненты нижней подзоны — CH_4 и N_2 . H_2S в ней отсутствует. Напротив, H_2S является обязательной составной частью газового состава рассолов верхней (натриевой) подзоны. Одним из неперенных условий биохимической генерации H_2S , как известно, является подвижность подземных вод, обеспечивающая растворение CaSO_4 и жизнедеятельность сульфатредуцирующих бактерий. Это обстоятельство, а также данные по степени метаморфизации рассолов ($r\text{Na}/r\text{Cl}$), величинам бромного градиента (Br/H), коэффициентов Br/M , He/Ar дают основание связать верхнюю подзону с условиями весьма затрудненного водообмена, а нижнюю — с обстановкой квазизастойного водного режима.

Лекция 5. Геологическая деятельность подземных вод

План:

Карст

Трещиноватость пород

Суффозия

I. Карст. По определению Д.С. Соколова (1962) **карст** – это процесс разрушения и уничтожения проницаемых растворимых горных пород посредством главным образом выщелачивания их движущимися водами. Выделяются карстующиеся породы – соленые породы (площадь их в мире 4 млн км²), гипсы-ангидриты (7 млн км²) и карбонатные породы (40 млн км²). Различают соляной карст, гипсовый, карбонатный. Для образования карста необходимо наличие следующих условий:

наличие растворимых горных пород,

наличие трещин, обуславливающих возможность циркуляции воды в горных породах,

наличие движущихся вод,

растворяющая способность движущихся вод.

Только при сочетании этих условий образуется карст.

Основные карстовые формы:

трещины, карстовые воронки, колодцы, слепые лога, долины и пр.,

карстовые пещеры, каналы и другие крупные карстовые полости,

каверны и вторичная пористость.

По степени перекрытости карстующихся пород выделяются подклассы закрытого, покрытого, перекрытого и голого карста. Почти 50% территории Башкортостана закарстовано (рис. 5, табл. 5).

Рис. 5. Схема районирования карста

Условные обозначения см. в табл. 5

Таблица 5

Районирование карста Башкортостана

Окончание таблицы 5

II. Трещиноватость пород. Трещиноватость представляет собой одну из форм нарушения сплошности горных пород, широко распространенную в осадочных, магматических и метаморфических образованиях земной коры.

Трещиноватость является важным фактором, определяющим водопроницаемость пород.

В соответствии с известной классификацией Д.С. Соколова существуют четыре категории трещин: литогенетические, тектонические, разгрузки и выветривания.

Литогенетические трещины образуются в процессе литогенеза за счет внутренней энергии горной породы (осадка). Отличительной особенностью их является локализация в пределах данного слоя (трещины внутрислойные); направление их может быть различным: параллельным напластованию, перпендикулярным или наклонным к нему.

Тектонические трещины являются результатом напряжений и движений земной коры, образующих пликативные (складчатые) и дизъюнктивные (разрывные) деформации горных пород. Они подразделяются на два вида: внутрислойные и секущие несколько слоев. Тектонические и литогенетические внутрислойные трещины имеют большое сходство и потому практически трудно различимы.

Трещины разгрузки и выветривания относятся к группе экзогенных. Они, как правило, являются наложенными на решетку ранее существовавших трещин эндогенного происхождения (литогенетических и тектонических) и на планетарную трещиноватость.

Изученность трещиноватости пород Башкортостана не одинакова в различных районах. Наибольшая полнота сведений по этому вопросу имеется для осадочного чехла платформенной территории Южного Предуралья (Западный Башкортостан), где трещиноватость изучалась в процессе гидрогеологических съемок, разведки и эксплуатации нефтяных месторождений, поисков источников водоснабжения. Слабо изучена трещиноватость пород горно-складчатой области Башкортостана.

Среди трещин пород платформенной области Башкортостана выделяются тектонические, литогенетические внутрислойные и секущие трещины. Они распространены во всех литологических разностях пермских пород, образующих платформенный осадочный чехол — гипсах, известняках, мергелях, алевролитах, аргиллитах и аргиллитоподобных глинах, песчаниках и др. Преобладают трещины, перпендикулярные плоскости напластования, наклонные трещины ($60\text{--}70^\circ$) встречаются довольно редко. Поверхность прямолинейных раскрытых и зияющих трещин гладкая (в гипсах и известняках) и шероховатая (в песчаниках), очень гладкая, местами как бы полированная (в аргиллитоподобных глинах). На стенках наблюдаются налеты гидроокислов железа и марганца, натски кальцита и гипса.

Наиболее трещиноватыми являются аргиллитоподобные глины и аргиллиты (густота трещин 0,1–0,3 м). В массивных средне- и толстослоистых известняках трещины расположены друг от друга на расстоянии от 0,5–2,5 до 5–9 м, а в тонкослоистых и листоватых — от 0,1 до 0,4 м, реже до 1,5 м, в гипсах — от 0,5 до 2,0 м и более. Густота трещин в песчаниках зависит от состава и типа их цемента. Песчаники слабо

сцементированные и средней плотности с глинистым цементом базального типа разбиты трещинами более интенсивно, чем крепкие разности песчаников с карбонатным цементом.

Максимальной шириной внутрислойных и секущих трещин обладают массивные, чистые по составу известняки и крепкие песчаники (1–20, иногда до 50 см). В тонкослоистых глинистых известняках и мергелях ширина трещин от 0,2 до 3 см.

В гипсах кунгура, несмотря на их массивность, ширина внутрислойных и секущих трещин небольшая (до 1–1,5 см), что связано с высокой пластичностью пород. Вместе с тем трещины в них служат изначальной причиной развития по ним карстового процесса, вызывающего резкое повышение водопроницаемости (до 100 м/сутки). В придолинных зонах закарстованные породы осложнены также и трещинами разгрузки.

В пермских отложениях Южного Предуралья выявлено два преобладающих направления внутрислойных и секущих трещин, ориентированных под прямым углом друг к другу и плоскости напластования. Этими направлениями являются: на Бугульминско-Белебеевской возвышенности — СЗ 320–340° и СВ 40–60° или СЗ 290–300° и СВ 25–30° (рис. 6а), в Камско-Бельском понижении — СЗ 290–335° и СВ 45–70°, на Уфимском плато (рис. 6б) — СЗ 320–340° и СВ 40–60° или СЗ 270–280°, в Юрюзано-Айском понижении (район Янган-Тау) — СЗ 310–320° и СВ 40–55° или СЗ 270–290° и СВ 15–25°, в южной части Бельской депрессии — СЗ 340–350° и СВ 60–70°. На долю северо-западного направления приходится 40–52% от общего числа измеренных трещин, а на долю северо-восточного — до 35%.

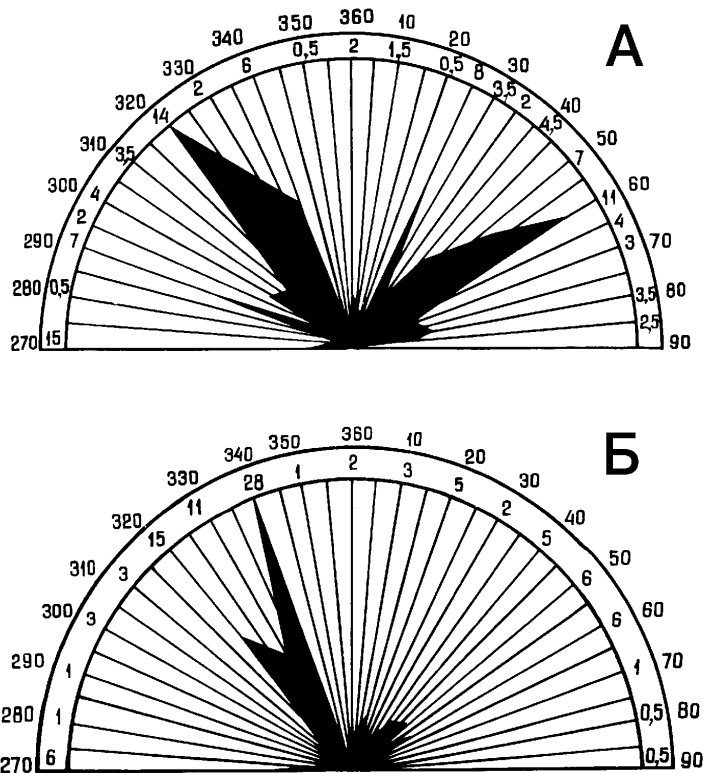


Рис. 6. Розы-диаграммы направлений внутрислойных и секущих трещин в пермских отложениях Южного Предуралья (в %)

а — Бугульминско-Белебеевская возвышенность; б — Уфимское плато

Ведущая роль тектонических процессов в формировании трещиноватости пород на платформенных структурах является установленной и признанной многими исследователями. Фактический материал по трещиноватости верхнепермских отложений Бугульминско-Белебеевской возвышенности и нижнепермских пород Уфимского плато, Прибельской равнины свидетельствует о согласии между максимумами трещиноватости и элементами залегания пород.

С преобладающими направлениями трещиноватости согласуется и расположение гидрографической сети рассматриваемой территории. К линейным зонам тектонической трещиноватости приурочена также интенсивная закарстованность карбонатных отложений.

Разновидностью литогенетических трещин являются *трещины усыхания*. Они образуются в субэдральных условиях при участии агентов выветривания, раскрыты у поверхности и быстро сужаются с глубиной. Количество таких трещин тем больше, чем меньше толщина слоя. Трещины усыхания прослеживаются до глубины 2,5–3 м от поверхности, ширина их колеблется от 1–2, редко 2,5–3 см в верхней части разреза до 1–2 мм — в нижней. Трещины либо открытые, либо заполнены рыхлым гумусовым материалом.

Литогенетические трещины напластования отчетливо выражены в известняках и песчаниках, причем наибольшая густота (0,03–0,1 м) и наименьшая раскрытость их (0,1–0,3 см) характерны для тонкослоистых известняков. Трещины в них, как правило, заполнены глинистым материалом. В средне- и толстоплитчатых известняках густота трещин составляет 0,5–0,8 м, а ширина 0,5–2,0 см. В песчаниках густота трещин напластования изменяется от 0,05 до 0,3 м, а ширина — от 0,05–0,1 до 1–3 см. Почти все трещины имеют рыхлый песчано-глинистый наполнитель.

Трещины разгрузки (бортового и донного отпора) развиты в долинах рек. Их образование связано с разуплотнением пород, вызванным снятием геостатического давления под воздействием эрозии. Мощность зоны разгрузки в долинах рек Восточно-Европейской и Сибирской платформ, по литературным данным, составляет первые десятки метров. В осадочных породах глубина распространения разуплотненных пород зависит от их прочности и изменяется от 30 до 50 м.

Трещины разгрузки наиболее подробно изучены А.Г. Лыкошиным в долине р. Уфы при проведении изысканий под Павловскую ГЭС. В штольне им отмечены трещины шириной от 3 до 25 см, местами заполненные глинистым материалом. С глубиной количество трещин и их ширина резко уменьшаются. В долине р. Белой в районе г. Уфы трещины бортового отпора разбивают гипсы на отдельные блоки параллельно склону.

Трещины разгрузки в районах Бугульминско-Белебеевской возвышенности, Камско-Бельского и Юрюзано-Айского понижений

визуально практически не изучены. Однако следует отметить, что в долинах рек Южного Предуралья в условиях межпластовых нисходящих перетоков вод трещины бортового отпора, пересекающие на склонах как водопроницаемые, так и водоупорные породы, способствуют дренированию водоносных горизонтов до уровня рек. Этим объясняются низкие дебиты источников, их малочисленность, а также слабо выраженная этажность на крутых склонах долин Белой, Ика, Уфы, Юрюзани, Ая, Чермасана, Усени, Демы и др. Скважины, расположенные в прибортовых частях долин и не достигшие уровня рек, нередко оказываются слабоводообильными или даже безводными.

Наличием трещин бортового отпора, изолирующих массив с горячими газами от водоносных горизонтов Юрюзано-Айского водораздела, объясняется и Янгантауский «феномен» (газотермальные явления) Башкортостана.

Обширный материал гидрогеологических съемок и поисково-разведочных на воду работ на этой территории свидетельствует, что водопроницаемость плотных пород, зависящая, как известно, от их трещиноватости, в долинах рек значительно (в среднем в 10 раз) выше, чем на водоразделах. Например, в долинах рек Сюнь, База, Чермасан и др. коэффициенты фильтрации водоносных уфимских песчаников составляют от 1–5 до 10–15 м/сутки, иногда более, в то время как на водоразделах они не превышают десятых долей м/сутки.

Аналогичная зависимость водопроницаемости от орографических условий наблюдается также для глинистых пород. Такая закономерность, по-видимому, имеет общий характер и указывает на наличие под речными долинами ослабленных зон с повышенной водопроницаемостью пород, а следовательно и более высокой трещиноватостью, в формировании которой фактор разгрузки несомненно играет существенную роль.

Трещиноватость пород горно-складчатой области Башкортостана изучалась рядом исследователей (Ю.Е. Журенко, И.К. Зиняхина, А.П. Рождественский, В.А. Романов, Г.С. Сенченко, Р.А. Фаткуллин и др.). Они указывают на преобладающее развитие в этом регионе трещиноватости тектонического и литогенетического типов.

Трещиноватость пород обнаруживается практически в любых горных породах, независимо от структурного положения, петрографического состава, возраста, образуя сложную систему (сеть) мелких и более крупных трещин, рассекающих толщу пород на значительную глубину (до 300–400 м). Наиболее крупные трещины, группируясь в системы определенных направлений, разделяют массивные и плотные осадочные, магматические и метаморфические породы на блоки — отдельные различной формы и размеров.

Среди систем трещиноватости, пронизывающих породы Южного Урала, существуют некоторые в общем незначительные, но обнаруживающиеся при статистической обработке полевых замеров различия в ориентировке трещиноватости у пород различного возраста и

петрографического (литологического) состава. Так, по данным Р.А. Фаткуллина, в докембрийских породах метаморфического комплекса Уралтауского антиклинория (сланцы, кварциты) характерны простирания трещин по азимутам 20°, 50°, 280°, 320°, 340°, в песчаниках зилаирской свиты (D₃fm–C₁t) — 0°, 40°, 80°, 350°, в магматических породах силурийского и девонского возраста Ирендыкского поднятия — 0°, 20°, 40°, 80°, 350°, в девонских магматических породах Кизило-Уртазымского синклинория — 30°, 60°, 90°, 280–300°, 350°.

С трещиноватостью пород совпадают и основные направления гидрографической сети региона.

Растворимость пород. Этот процесс играет в формировании карста важнейшую роль. Растворимость пород сильно меняется в присутствии других солей (табл. 6, 7, 8).

Таблица 6

Растворимость в присутствии (В. М. Левченко, 1950)

, г/л	0	0,71	5,67	15,78	47,36	129,6	161,1	196,4	293
, г/л	2,085	2,25	3,14	4,35	6,1	7,48	6,96	6,64	5,19

Таблица 7

Растворимость в растворе

, г/л	0,0	9,72	21,03	30,03	50,62
, г/л	0,0645	0,103	0,1263	0,1326	0,1388

Таблица 8

Растворимость в зависимости от содержания CO₂

, % объема	0,00	0,03	0,30	1,0	10,00	100,00
г/л	0,0131	0,0634	0,1334	0,2029	0,4700	1,0986

III. Суффозия – механический вынос мелких частиц и из рыхлых пород, трещин движущейся подземной водой.

Суффозия является результатом гидродинамического давления, которое оказывает на породу фильтрующаяся вода. Суффозия обычно происходит в песчаных породах. Вынос частиц начинается, когда напорный градиент достигает критического значения. Критический градиент по Е.А. Замарину равняется

γ - плотность песка, n – пористость песка в долях единиц.

Суффозия происходит под основаниями гидротехнических сооружений, каналов, может привести к разрушению сооружений.

Лекция 6. оценка Запасов подземных вод

Для разработки и добычи подземных вод необходимо знать запасы подземных вод (иногда называют ресурсы). Они складываются из нескольких видов:

Вековые

$Q_{\text{век}} = F \times N \times \mu$, где F – площадь распространения водного горизонта, км²; N – мощность водного горизонта, м, μ – водоотдача.

Возобновляемые естественные ресурсы (запасы).

$Q_{\text{воз}} = MF$, где M – модуль подземного стока л/с×км².

Эксплуатационные запасы

$Q_{\text{экс}} = +\alpha Q_{\text{воз}}$, где α – коэффициент извлечения, предельная допустимая величина понижения уровня водного горизонта (обычно не более половины мощности водоносного горизонта, $\alpha=0,5$), t – заданное время эксплуатации, лет (обычно рассчитывается на 15, 25, 50 лет).

Для использования подземных вод необходимо знать **эксплуатационные ресурсы**. Это объем подземных вод в м³/сут, который может быть получен рациональными в технико-экономическом отношении водозаборными сооружениями при заданном режиме эксплуатации и качестве воды, удовлетворяющем требованиям в течение всего расчетного срока водопотребления.

Эксплуатационные запасы (ресурсы) обеспечиваются:

естественными (вековыми) емкостными запасами;

естественными (возобновляемыми) ресурсами;

привлекаемыми ресурсами;

искусственными запасами (формирующимися при гидротехническом строительстве, орошении, искусственном восполнении).

Эксплуатационные запасы подразделяются на 4 категории: А, В, С₁, С₂. Категории А и В являются промышленными запасами.

Лекция 7. Режим подземных вод

Под **режимом** подземных вод следует понимать изменение их уровня, температуры, химического состава и расхода во времени и в пространстве под влиянием естественных и искусственных факторов.

Под **естественными факторами**, влияющими на режим подземных вод, понимают изменение условий питания и разгрузки подземных вод в зависимости от режима поверхностных вод, а также от количества атмосферных осадков, температуры и давления воздуха. Ряд исследователей связывают изменения в режиме подземных вод с деятельностью солнца.

Искусственные факторы, влияющие на режим подземных вод, связаны с практической деятельностью человека. К ним относятся откачки, подъем горизонта воды в водохранилищах, орошение, осушение и др.

Следует различать суточные, сезонные, годовые и многолетние изменения элементов режима подземных вод.

Суточные колебания уровня изучены наиболее полно; они зависят от дефицита влажности в зоне аэрации и составляют величину порядка 0,7—3,2.

Сезонные колебания в основном зависят от осадков и температуры грунтов; отчетливо влияние этих факторов фиксируется весной и осенью.

Годовые колебания уровня подземных вод зависят от величины осадков, их интенсивности, дефицита влаги и температуры грунтов. Годовые амплитуды колебаний составляют 0,78—3,05 м. По данным 60-летних наблюдений фиксируется ряд максимумов и минимумов, повторяющихся через 10—13 лет. Минимальные уровни воды совпадают с засушливыми годами, максимальные — с влажными.

Принято различать два типа режима подземных вод: прибрежный и водораздельный.

На водораздельных пространствах режим подземных вод зависит в основном только от климатических факторов; колебания уровня поверхностных вод сказываются слабо.

Режим подземных вод в прибрежных речных, морских районах или вблизи водохранилищ находится в прямой связи с режимом поверхностных вод; влияние их сказывается на расстояниях, достигающих 5—11 км. Амплитуда колебаний уровня подземных вод в скважине, расположенной в 1 км от реки достигает 6,5 м.

На режим подземных вод оказывают влияние приливно-отливные течения, распространяющиеся до 15 км от берега.

В районах с увлажненным климатом амплитуда колебаний уровня подземных вод вдали от рек обычно не превышает 1 — 1,5 м и редко достигает 2—2,5 м. Наибольшая амплитуда наблюдается весной в период снеготаяния, наименьшая — зимой. Производительность водоносных пластов, а также химический состав и температура подземных вод в течение года изменяются мало.

В горных районах колебания уровня подземных вод и изменение производительности водоносных пластов в течение года проявляются весьма резко.

В засушливых областях, как и в увлажненных, режим подземных вод находится в зависимости от метеорологических факторов. Различие в режиме этих областей заключается в том, что в засушливых областях годовая амплитуда колебаний уровня подземных вод достигает 6—8 м при значительном снижении производительности водоносного пласта.

Под влиянием искусственных факторов режим подземных вод может резко изменяться. Наиболее отчетливо это проявляется в районах водозаборов, разработки полезных ископаемых, где снижение уровней подземных вод в год не менее 1,5—2 м.

Изменение режима подземных вод, в частности колебания их уровня, имеет большое практическое значение: при подъеме уровня может произойти подтопление зданий или заболачивание территорий, а в засушливых районах, где подземные воды залегают на небольшой глубине — 1,5 м, подъем уровня может вызвать испарение с поверхности подземных вод и накопление солей в почве с образованием солонцов или солончаков.

Лекция 8. Основы инженерной геологии

План:

Понятие об инженерно-геологических свойствах пород.

Методы изучения инженерно-геологических свойств горных пород.

Основные инженерно-геологические свойства горных пород.

Техническая мелиорация пород.

Горные породы, используемые в качестве оснований для различных сооружений, являются грунтами. Грунты – это горные породы и почвы,

которые изучаются как многокомпонентные системы, изменяющиеся во времени, с целью познания их как объекта инженерной деятельности человека. Ввиду различий в происхождении и геологического развития, горные породы неодинаковы. Некоторые свойства могут изменяться при эксплуатации сооружений. На инженерно-геологические свойства влияет геоморфологические условия, современные геологические процессы, гидрогеологические условия (глубина залегания подземных вод, химический состав) и др.

Инженерно-геологические свойства горных пород изучают:

геологическими методами (возраст пород, происхождение, характер залегания, мощность) с бурением скважин, шурфов.

полевыми методами (штампами). Они основаны на использовании специальных установок, позволяющих оценить свойства горных пород в условиях их естественного залегания (наливы, откачки и др.).

лабораторными методами (гранулометрический состав, пластичность, естественная влажность, пористость, степень плотности, объемный вес, схема грунта и др.).

При изучении скальных пород изучают их состояние (трещиноватость, выветренность, заполнитель трещин, прочность на сжатие и др.). Классификация прочностных свойств пород приводится в табл. 9.

Таблица 9

Классификация горных пород по величине прочности на сжатие

Группа пород	Интервал прочности, кгс/см²
I Весьма слабые	
A	<40
B	40-60
B	60-100
II Слабые	
A	100-150
B	150-230
B	230-350
III Средней прочности	
A	350-520
B	520-800
B	800-1200
IV Прочные	
A	1200-1800
B	1800-2700
	>2700
V Весьма прочные	

К основным инженерно-геологическим свойствам горных пород относятся следующие показатели:

1. Гранулометрический состав несвязных (определяется ситовым анализом) и связных пород определяется ареометрическим методом – основанном на различной скорости оседания частиц в воде). Скорость оседания определяется по Стоксу. Коэффициент неоднородности и диаметры частиц, меньше которых в данной породе содержится соответственно 60 и 10% частиц. При $K > 3$ породы называются неоднородными.

2. Плотность пород – отношение массы твердых частиц к их объему (плотность песчаных пород обычно – 2,5-2,8 г/см³).

3. Пористость пород – отношение объема всех пор к общему объему породы: .

4. Для песков, гравия определяют угол естественного откоса. Это угол образуемый поверхностью песчаного конуса с горизонтальной плоскостью при свободном высыпании песка на плоскость в воздушно-сухом состоянии.

5. Пластичность – способность породы под воздействием внешних усилий изменять форму без разрушения и разрыва. Определяется в интервале влажности. Верхней предел пластичности – влажность, при увеличении которой порода теряет свои пластические свойства.

Техническая мелиорация пород состоит в регулировании и преобразовании состояния и свойств пород в заданном направлении, изменять гранулометрический состав, структуру кристаллической решетки, степень монолитности. Отдельные способы технической мелиорации производят столь глубокие и коренные изменения, что они полностью утрачивают природные свойства. Пески в результате двухрастворной силикатизации превращаются в монолитные породы. Глинистые породы после обжига каменеют, замораживание, цементация.

Способы мелиорации пород: укрепление гранулометрическими добавками, механическое уплотнение (виброуплотнение), укатка, сейсмическое уплотнение, водопонижение и пр.

Литература

Основная

Всеволожский В.А. Основы гидрогеологии: Учебник. - 2-е изд. М: Изд-во МГУ, 2007. 448 с.

Богомолов Г.В. Гидрогеология с основами инженерной геологии. М.: Изд-во «Высшая школа», 1966. 316 с.

Дополнительная

Абдрахманов Р.Ф. Гидрогеоэкология Башкортостана. Уфа: Информреклама, 2005. 344 с.

Абдрахманов Р.Ф. Методические указания по выполнению практических занятий по курсу «Гидрогеология». Уфа, ИГ УНЦ РАН, 2008. 44 с.

Абдрахманов Р.Ф., Мартин В.И., Попов В.Г. и др. Карст Башкортостана. Уфа: Информреклама, 2002. 383 с.

Абдрахманов Р.Ф., Чалов Ю.Н., Абдрахманова Е.Р. Пресные подземные воды Башкортостана. Уфа: Информреклама, 2007. 184 с.

Соколов Д. С. Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
322 с.

Содержание