**Содержание**

Введение

1. Движение воды в зонах аэрации и насыщения

2. Движение подземных вод в водоносных пластах. Определение скорости движения подземных вод

3. Установившееся и неустановившееся движение подземных вод. Методы моделирования фильтрации

4. Приток воды к водозаборным сооружениям

4.1 Приток безнапорных вод в совершенную горизонтальную дрену (канаву)

4.2 Расчет притока грунтовых вод в скважину

4.3 Расчет притока напорных вод в совершенную дрену

4.4 Расчет притока артезианских вод в скважину

5. Методы определения коэффициента фильтрации горных пород. Определение радиуса влияния

Заключение

Список источников литературы

**Введение**

Гидрогеология — наука, изучающая подземные воды Земли, их историю, происхождение, формирование, состав, режим, геологическую и геохимическую деятельность. Но главной целью гидрогеологических исследований остается выявление новых резервов питьевой воды. В связи с быстрым ростом численности населения нашей планеты проблема запасов природных вод становится особенно острой. В ряде районов уже сейчас испытывается большой недостаток пресной воды, некоторые страны импортируют воду из других государств.

По количеству водных ресурсов Россия занимает одно из первых мест в мире. Однако промышленность и население нашей страны распределены неравномерно, в связи с чем и у нас в отдельных районах возникают очень большие потребности в питьевой воде. Такое положение сложилось в отдельных районах Урала. В РФ, к тому же, есть ряд засушливых районов с отсутствием водных ресурсов или острым их недостатком.

Роль подземных вод в жизни человека, животных и растений исключительно велика, в связи с этим значение гидрогеологии для народного хозяйства переоценить трудно.

**1. Движение воды в зонах аэрации и насыщения**

В зоне аэрации, т. е. в толще пород, расположенной между дневной поверхностью и зеркалом грунтовых вод, находятся:

а) водяной пар, заполняющий поры породы;

б) гигроскопическая влага, обусловливающая гигроскопическую влажность пород;

в) пленочная вода, обволакивающая зерна пород в виде пленок различной толщины, и

г) капиллярная вода, располагающаяся в виде капиллярной каймы над зеркалом грунтовых вод.

Движение подземных вод в зоне аэрации может происходить в виде передвижения пара, в виде пленочного движения, свободного просачивания и капиллярного движения.

Движение парообразной и гигроскопической влаги. А. Ф. Лебедевым было экспериментально доказано, что влага в парообразном состоянии передвигается от участка с большей упругостью водяного пара к участку с меньшей его упругостью. Упругость же зависит от температуры и влажности пород. Таким образом, если между различными участками горных пород появляется разница в температуре или влажности, возникает движение водяных паров. При одинаковой температуре движение направлено от более влажных частиц к менее влажным; при одинаковой влажности — от более к менее нагретым. Поэтому летом парообразная влага движется сверху вниз, а зимой — снизу вверх.

Гигроскопическая влага также передвигается в порах пород в виде водяного пара.

Движение воды в пленочном состоянии. По А. Ф. Лебедеву, движение воды в пленочном состоянии происходит под действием молекулярных сил и не подчиняется влиянию силы тяжести.

Рассмотрим движение пленочной воды на примере. Допустим, что мы имеем две одинаковые по диаметру частицы породы, соприкасающиеся между собой. Частица с центром *О1* покрыта пленкой воды толщиной *Р1, а* вторая частица — более тонкой пленкой, толщиной *Р2.* Рассмотрим влияние частиц породы на частицу воды, расположенную в точке *С.* Легко убедиться, что расстояние О1С=R+P1 и оно больше, чем О2С=R+P2 т. е. частица 2 будет оказывать большее притяжение на частицу воды в точке С, чем частица породы с центром *О1,* В результате частица воды *С* перейдет на пленку, обволакивающую частицу породы 2. Движение частиц воды происходит до тех пор, пока толщина пленок на обеих частицах породы станет одинаковой.

Движение воды в виде просачивания. Просачивание в породах может происходить в виде отдельных струек и в виде сплошной массы воды. В первом случае отдельные струйки воды движутся самостоятельно, разрозненно. Вначале происходит смачивание частиц грунта, после чего под действием сил тяжести избыточная вода в виде гравитационной просачивается вниз.

Такой вид движения Г. Н. Каменский назвал *свободным просачиванием.* Второй вид движения наблюдается в случае, если породы насыщены водой полностью. Движение воды здесь происходит сверху вниз под действием силы тяжести. Этот вид движения влаги назван *инфильтрацией.*

Капиллярное движение имеет место как в верхней части зоны аэрации при просачивании и инфильтрации, так и над зеркалом грунтовых вод (в капиллярной зоне). В первом случае капиллярное движение происходит сверху вниз *(капиллярное всасывание),* во втором — снизу вверх *{капиллярное поднятие).*

В породах, насыщенных водой, т. е. в зоне насыщения, движение воды может происходить в двух формах:

1) *ламинарного,* при котором струйки воды текут параллельно, без перемешивания и

2) *турбулентного,* при котором происходит хаотическое движение частиц жидкости и интенсивное перемешивание ее слоев. Переход от ламинарного движения к турбулентному и обратно происходит при достижении определенной скорости частиц жидкости, называемой *критической скоростью.* Движение подземных вод в нескальных породах происходит по типу ламинарного.

Чтобы установить закономерности движения жидкости в породах, французский ученый X. Дарси в 1856 г. поставил несложный опыт, который заключался в следующем. В цилиндр, наполненный песком, наливали слой воды, поддерживая ее уровень постоянным. Вода после просачивания через песок выливалась через кран в нижней части цилиндра. В цилиндр были вставлены изогнутые трубки, так называемые *пьезометры.* Вода в них устанавливалась на различных уровнях (в верхнем пьезометре — выше) в связи с тем, что в процессе фильтрации через поры грунта вода преодолевала сопротивление и на это терялась часть напора.

В результате проведенных исследований Дарси установил, что количество воды, профильтровавшейся через песок в единицу времени (расход, *О),* прямо пропорционально разности уровней воды в пьезометрических трубках *(∆Н=Н2*—*Н1),* площади поперечного сечения цилиндра *(F)* и некоторому коэффициенту пропорциональности *(К)* и обратно пропорционально высоте слоя песка *(I).* Оказалось, что коэффициент *К* зависит от свойств песка и его стали называть коэффициентом фильтрации *(Кф).* Эта зависимость получила название закона Дарен и обычно записывается в следующем виде (1):

 (1)

Выражение

обозначают буквой / и называют *напорным, градиентом* или *гидравлическим уклоном.* Тогда можно записать

 (2):

Если разделить обе части уравнения на F, то получим скорость фильтрации (υ) (2):

 (3):

Таким образом, скорость фильтрации прямо пропорциональна коэффициенту фильтрации и напорному градиенту. Формула (3) представляет собой уравнение прямой линии, в связи с чем закон Дарси называют *линейным законом фильтрации.*

Если в выражении (3) принять I=1*,* что имеет место при уклоне, равном 45°, получим

 (4):

т. е. коэффициент фильтрации — это та скорость просачивания, которую имел бы поток при уклоне, равном единице.

Не следует при этом смешивать скорость фильтрации со скоростью движения частиц воды. Дело в том, что Дарси при расчетах принимал площадь поперечного сечения потока (F)равной сечению цилиндра, тогда как в действительности вода передвигалась в породе только по порам. Чтобы получить действительную скорость (и)движения подземных вод в порах грунта, необходимо расход воды разделить на площадь поперечного сечения и пористость грунта (n).

 (5):

Так как

,

то

 (6):

Это выражение показывает, что действительная скорость движения подземных вод больше скорости фильтрации, так как величина пористости всегда меньше единицы.

Необходимо заметить, что коэффициент фильтрации выражают в м/сут, хотя в некоторых случаях применяют см/с и км/год.

Если движение подземных вод происходит в крупных пустотах горных пород, то оно становится турбулентным и подчиняется нелинейному закону фильтрации, который выражается уравнением *Шези* — *Краснопольского*

 (7):

Таким образом, скорость фильтрации при турбулентном движении пропорциональна коэффициенту фильтрации и напорному градиенту в степени ½

**2. Движение подземных вод в водоносных пластах. Определение скорости движения подземных вод**

Для определения направления движения подземных вод используют *карты гидроизогипс,* на которых в виде изолиний показан «рельеф» зеркала грунтовых вод. Перпендикуляры к гидроизогипсам, направленные в сторону снижения отметок, называются *линиями тока,* показывающими направление движения грунтовых вод.

По взаимному расположению гидроизогипс и линий тока потоки грунтовых вод разделяют на плоские и радиальные (рис. 3).В плоском потоке гидроизогипсы в плане имеют вид параллельных прямых и линии тока при пересечении с ними образуют сеть прямоугольников. Плоский поток может иметь место в междуречьях; между рекой и дреной, текущими параллельно; в случае дренирования грунтовых вод горизонтальными выработками (канавами, штольнями).

В радиальном потоке гидроизогипсы представляют соб»й систему кривых линий, а линии тока имеют вид радиусов. Наиболее наглядным примером радиального потока может быть приток воды в колодец или скважину во время интенсивного водоотбора. Радиальный поток может быть *расходящимся* (например, возле излучины реки) и *сходящимся* (к водозабору). При расходящемся потоке ширина его *по* направлению движения увеличивается, а при сходящемся, наоборот, уменьшается.

График изменения содержания ионов хлора в подземных водах при определении действительной скорости потока

Скорость движения подземных вод можно определить несколькими способами. Один из них основан на введении в воду *поваренной* соли. На некотором расстоянии от опытной скважины (шурфа или колодца) проходят наблюдательную скважину, которую закладывают ниже по направлению движения подземных вод. Перед началом опыта определяют содержание хлора в опытной и наблюдательной выработках. Затем в опытную выработку вводят раствор поваренной соли, в котором концентрация ионов хлора в 2000 раз выше, чем в подземных водах. Естественно, время ввода соли (t1) необходимо отметить. Через каждые 10 мин из наблюдательной скважины отбирают пробы воды и при помощи азотнокислого серебра определяют содержание хлора. Данные анализов наносят на график (рис, 3) и находят время прохождения пика (t2). Действительная скорость

 (8)

Где l - расстояние между выработками, м.

Этот способ очень удобен, но применение его невозможно при естественном содержании хлора в воде свыше 500—600 мг/л и при резких неровностях водоупорного слоя. В первом случае анализами трудно определить изменения содержания хлора, во втором — более тяжелый, чем вода, раствор поваренной соли может задержаться в понижениях водоупора.

Можно также применять *органические красители,* присутствие которых в воде обнаруживается при ничтожно малых концентрациях (до 10-6 %). Для этого применяют флуоресцеин, имеющий при слабых концентрациях зеленовато-желтый цвет, метиленовый синий краситель и др. Для определения содержания красителя в воде используют флюороскоп — набор стеклянных трубок с разной концентрацией красителя. Сравнивая цвет воды в отобранных пробах с цветом трубок-эталонов, легко и быстро можно определить содержание красителя в пробе воды. Затем строят график изменения во времени содержания красителя в воде и аналогично вышеописанному способу определяют скорость движения подземных вод.

Скорость движения подземных вод можно определять и *электролитическим* способом. Для этого в опытную скважину вводят электролит (обычно хлористый аммоний) и следят за изменением электропроводимости между опытной и наблюдательной скважинами. Для этой цели используют миллиамперметр, по данным которого строят график изменения силы тока во времени.

Новейшие достижения физики и химии позволяют использовать *«меченные атомы»* — изотопные индикаторы. Высокая чувствительность и простота радиоактивных измерений позволяют фиксировать минимальное количество изотопов в подземных водах.

**3. Установившееся и неустановившееся движение подземных вод. Методы моделирования фильтрации**

Установившимся считается движение подземных вод, при котором уровни и все другие элементы водного потока являются постоянными во времени. Если же уровни воды в одних и тех же точках изменяются во времени, то такое движение называется неустановившимся.

Большинство расчетных формул по динамике подземных вод основано на допущении, что условия питания и дренирования подземных вод постоянны. В действительности эти условия могут изменяться в зависимости от естественных или искусственных причин. К естественным причинам относятся изменения количества атмосферных осадков и величины испарения, таянье снега, паводки. Среди искусственных причин большое значение имеют водозаборы, орошение, строительство водохранилищ и т. п.

Если водоносный пласт на всем своем протяжении имеет одинаковый литологический состав, то он называется *однородным.* Если же литологический состав водоносного пласта изменяется в горизонтальном или в вертикальном направлении (что встречается в природе гораздо чаще), то водоносный пласт называется *неоднородным.*

Для моделирования фильтрации в основном используются гидравлическая и электрическая аналогии, реализуемые на сплошных и сеточных моделях.

Сплошные *гидравлические* модели, представленные фильтрационными лотками различных видов, в гидрогеологических расчетах применяются редко.

В развитии методов моделирования фильтрации подземных вод основная роль принадлежит сплошным и сеточным электрическим моделям, основанным на использовании метода *электрогидродинамических аналогий* (ЭГДА), сущность которого наглядно представляется сопоставлением основных законов движения фильтрационного потока и электрического тока:

закон Дарси и закон Ома

 и (9)

где Q — расход; F — площадь поперечного сечения потока; Н — напор; х-—расстояние;I— сила тока; с — удельная проводимость, ; р — удельное сопротивление; площадь поперечного сечения проводника; U— электрический потенциал, l — длина проводника.

Приведенная формула закона Ома получена путем несложных преобразований

; (10)

где R — сопротивление.

Идентичность записи законов Дарси и Ома очевидна. В них соответствуют физические характеристики — коэффициент фильтрации *Кф* и удельная проводимость *с* (физическое подобие), силовые характеристики — напор *Н* и потенциал *U*(динамическое подобие) и, наконец, расход потока Q и сила тока (кинематическое подобие).

На *сплошных* моделях ЭГДА фильтрационный поток моделируется сплошным электрическим полем, геометрически подобным. Для этого применяются электропроводная бумага и электролиты. Электропроводная бумага изготавливается с удельным сопротивлением от 100 до 100 000 Ом/см, в зависимости от количества содержащихся в ней сажи и графита.

Участки поля с различной проницаемостью пород моделируются кусками бумаги различной удельной проводимости. Между собой участки модели скрепляются специальным электропроводным клеем.

Электролиты также широко используются в качестве материала модели и обычно представляют собой растворы солей, причем наибольшее распространение получили водные растворы поваренной соли и медного купороса. Кроме того, можно использовать электропроводные краски, клеи, электропроводный картон, гипс и т. д.

Определение приведенного потенциала на моделях ЭГДА производится с помощью мостовой измерительной схемы.

При составлении *сеточных* моделей поток разбивается на отдельные блоки, центры которых связываются электрическими резисторами. В таких моделях геометрическое подобие модели и объекта не сохраняется.

**4. Приток воды к водозаборным сооружениям**

Среди водозаборных сооружений мы будем рассматривать такие горные выработки, как дрены (канавы) и скважины. В гидрогеологии горные выработки разделяют на совершенные и несовершенные.

Гидродинамически совершенной называется горная выработка, вскрывающая водоносный горизонт от кровли до подошвы.

Рис. 1.Схемы совершенной *(а)* и несовершенной *(б, в)* выработок

Приток воды **к** ней происходит по всей поверхности соприкосновения стенок выработки с водоносным горизонтом (рис. 1, *а).* Если же выработка не доходит до водоупора, она называется *несовершенной по степени вскрытия* водоносного горизонта (рис. 1, б). Зачастую выработки закрепляются от обрушения, цементируются скважины оборудуются обсадными трубами, фильтрами и т. п. Естественно, что приток воды в такие выработки затруднен и их называют *несовершенными по характеру вскрытия* водоносного горизонта.Основные уравнения притока воды к водозаборам (скважинам и дренам) будем выводить при условии совершенства выработок.

Представим себе плоский поток грунтовых вод. Гидравлический градиент I в данном случае равен

 (11)

где *х —* расстояние между сечениями *h1 и h2*

Если мы будем сближать сечения *h1 и h2* так, чтобы расстояние между ними стало равно нулю, то получим уклон (гидравлический градиент) в точке *а,* который равен тангенсу угла наклона зеркала грунтовых вод или первой производной

 (12)

Подставив полученное выражение гидравлического уклона в выражение закона Дарси (21), получим для безнапорных вод

 (13)

для напорных вод

 (14)

где H —напор, отсчитываемый от подошвы водоносного пласта до его пьезометрического уровня.

**4.1 Приток безнапорных вод** в **совершенную горизонтальную дрену (канаву)**

После устройства дрены скорость движения воды в ней увеличивается и уровень воды понижается на величину S, которую в гидрогеологии принято называть *величиной понижения.* Иными словами, величина понижения представляет собой разницу между статическим и *динамическим* уровнями. Мощность водоносного горизонта до понижения обозначим через H, глубину воды в дрене — через ho. В результате понижения уровня в дрене в водоносном горизонте образуется *депрессионная воронка,* показанная на рис. 50 сплошной жирной линией. Расстояние *R,* на которое сказывается влияние понижения, называют *радиусом влияния.*

Для расчета притока воды в дрену Q выбираем на расстоянии *х* от стенки дрены сечение с напором *к,* которое находится в интервале от нуля до *R.*

В общем виде приток воды в дрену будет равен выражению (13). Подставим сюда величину площади фильтрации

 (15)

где *В* — длина дрены. Получим

 (16)

При расчете притока воды в дрену удобно пользоваться понятием единичного притока *д,* т. е. притока воды на единицу длины дрены

 (17)

Отсюда элементарная формула для расчета притока воды

 (18)

Разделим переменные в выражении (18), т. е. умножим обе его части на *dх* и проинтегрируем

 (19)

В результате получим

 (20)

 (21)

 (22)

Формула (22) выражает величину единичного притока с одной стороны дрены. Для получения полного притока воды в дрену необходимо умножить единичный приток на два, а затем — на длину дрены. Приток воды в торцы дрены обычно не учитывают, так как он при большой длине дрены составляет ничтожную долю.

По формуле (22) можно рассчитать расход плоского грунтового потока. Подставив вместо радиуса влияния расстояние между сечениями, равное *I*, получим

(23)

Выражение можно записать так

 (24)

т. е. единичный расход равен

 (25)

а полный расход составит

 (26)

Исследуя выражение (22), мы сможем решить одну из весьма важных задач в гидрогеологических расчетах — вывести уравнение депрессионной кривой. Построение депрессионной кривой необходимо при возникновении угрозы затопления подземными водами котлованов, подвалов зданий и т. п..

Изменив пределы интегрирования в выражении (20) по *X* от 0 до *х,* а по *У* от h0 до h *К* получим

 (27)

Естественно, что приток воды в выражениях (22) и (27) одинаков, т. е.

 (28)

Решаем (28) относительно *h*

 (29)

Для построения депрессионной кривой мы задаемся величиной hо в зависимости от 5, мощность водоносного горизонта H легко получить по данным бурения, величину радиуса влияния можно найти по эмпирическим формулам (об этом мы поговорим позже).

На миллиметровой бумаге строим разрез через дрену и котлован (рис. 52) и, задаваясь разными значениями *х(хи x2,.*.., *хп),* например 10, 20, 30 и т. д. метров, получаем величины *h(h,* *h2,..., hп).* Соединив полученные точки плавной линией, получим кривую депрессии. Если она проходит через котлован, строят новую кривую, задавшись большей величиной понижения и, естественно, меньшим значением глубины воды в дрене. Построение производят до тех пор, пока депрессионная кривая не опустится ниже дна котлована.

**4.2 Расчет притока грунтовых вод в скважину**

Здесь мы имеем дело не с плоским потоком, как в предыдущем примере, а с радиальным. На рис. 10 показаны все обозначения, которые нам ясны из предыдущей задачи, кроме *г* — радиуса скважины.

Расчет начинаем с уравнения (13). Площадь притока воды равна площади боковой поверхности цилиндра, радиус которого равен *х,* т. е.

 (30)

 (31)

Разделяем переменные (т. е. умножаем обе части уравнения на ) и интегрируем

 (32)

Интегрирование по *х* производим не от нуля, а от *r* — стенки скважины, в результате получаем формулу Дюпюи

 (33)

 (34)

Рис. 2. Схема притока грунтовых вод в совершенную скважину

В таком виде использовать выражение (2) не совсем удобно, так как в нем присутствует натуральный логарифм. Подставим вместо него десятичный (1nх = 2,30 lgх), а вместо л его значение и получим более удобное выражение для расчета притока безнапорных вод в скважину:

 (35)

Выражение можно видоизменить:

 (36)

И, подставив его в зависимость 54), получим

 (37)

Для построения депрессионной кривой возвращаемся к (35) и изменяем пределы интегрирования: по *X* от *r* до *х* а по Y от *h0 до h:*

 (38)

 (39)

 (40)

Решаем равенство относительно *h* и получаем уравнение кривой депрессии

 (41)

**4.3 Расчет притока напорных вод в совершенную дрену**

Площадь фильтрации в сечении h, расположенном на расстоянии *х* от стенки дрены, будет равна

 (42)

Мы здесь снова не учитываем приток воды через торцы дрены. Подставляем площадь в (43):

 (43)

Переходим к единичному расходу

 (44)

Разделяя переменные и интегрируя, получим

 (45)

 (46)

 (47)

Выражение (47) представляет собой единичный приток артезианских вод в один из бортов канавы. Полный приток составит

 (48)

Если нам необходимо получить уравнение депрессионной кривой, то (43) нужно проинтегрировать по Х от 0 до ж, а по *Y* от hо до *h:*

 (49)

 (50)

 (51)

Решаем уравнение (51) относительно *h:*

 (52)

Анализируя выражение (52), мы видим, что это уравнение прямой линии. На самом деле депрессионная кривая криволинейна.

**4.4 Расчет притока артезианских вод в скважину**

В выражение (14) подставляем величину площади фильтрации, которая равна

 (53)

 (54)

Разделяя переменные и интегрируя по *X* от *r* до *Н,* а по *Y* от *hо* до *Н,* получим

 (55)

 (56)

 (57)

Переведем натуральный логарифм в десятичный и подставим значение я. Получим выражение для расчета притока артезианских вод в совершенную скважину:

 (58)

Для расчета кривой депрессии возвратимся к (55) и сменим пределы интегрирования: по X от r до *х,*а по *Y* от *hо* до *h:*

 (59)

Выражения (57) и (59) равны:

 (60)

Находим h:

 (61)

т. е. мы снова имеем уравнение прямой линии, хотя в природных условиях депрессионная воронка в разрезе имеет вид кривой.

Все вышеприведенные формулы крайне просты и могут служить лишь для приблизительных расчетов. В гидрогеологической практике применяются формулы, учитывающие уклоны водоупоров, неоднородность в водопроницаемости слоев, поправки на несовершенство скважин, на неустановившееся движение и т. д.

*Понятие о дебите и удельном дебите.*

Дебит (по-фр.— сбыт, расход) — количество воды, нефти, газа, даваемое источником, колодцем, скважиной за единицу времени. Единицами измерения дебита для подземных вод являются м3/с или м3/сут, для нефти — т/сут. Удельный дебит получают при делении величины дебита на величину понижения уровня

 (62)

и обычно измеряют м2/сут.

**5. Методы определения коэффициента фильтрации горных пород. Определение радиуса влияния**

Как видно из приведенных в предыдущем параграфе формул, в большинстве из них присутствуют величины коэффициента фильтрации и радиуса влияния, на методах определения которых мы и остановимся.

Определение коэффициента фильтрации горных пород можно проводить на основании использования эмпирических формул, лабораторных данных и полевых опытов.

Эмпирические формулы позволяют быстро определить коэффициент фильтрации горных пород на основании данных об их пористости и механического состава. Однако эти формулы дают лишь приблизительные представления о водопроницаемости пород и могут быть использованы только при предварительных расчетах.

Для определения коэффициента фильтрации песков с эффективным диаметром частиц, равным от 0,1 до 3,0 мм, и при коэффициенте неоднородности менее 5,0 можно применять формулу Хазена

, м/сут, (63)

где С—эмпирический коэффициент, равный, по О. К. Ла-нге,

 (64)

*п* — пористость породы, %; *dэ~* эффективный диаметр частиц, мм; *t°* — температура воды, °С.

Для определения эффективного диаметра и коэффициента-неоднородности необходимо построить интегральную (суммарную) кривую механического состава. Обычно результаты анализов механического состава лаборатория выдает в виде стандартной таблицы (табл. 1). Для построения суммарной кривой необходимо знать суммарные содержания фракций диаметром менее 0,005; 0,01; 0,05; 0,1; 0,25 и т. д. мм. Для этого в таблице справа налево мы суммируем содержания фракций и записываем ниже (под содержанием фракций, %).

|  |  |
| --- | --- |
| Характеристики | Размер частиц, мм |
| > 2,0 | 2,0-1,0 | 1,0-0,5 | 0,5-0,25 | 0,25-0,1 | 0,1-0,05 | 0,05-0,01 | 0,01-0,005 | < 0,005 |
| Содержание фракций, % | 3,5 | 6,2 | 20,3 | 35,2 | 26,2 | 4,5 | 2,8 | 0,5 | 0,7 |
| Суммарное содержание фракций, % | 100,0 | 96,4 | 90,2 | 69,9 | 34,7 | 8,5 | 4,0 | 1,2 | 0,7 |

Таблица 1. Данные для построения суммарной кривой механического состава породы

На графике по оси абсцисс откладываем логарифмы диаметра частиц, по оси ординат — суммарное содержание, %.

После построения кривой находим величины эффективного и контролирующего *(dк)* диаметров, т. е. размеры частиц, меньше которых в породе содержится 10 и 60 %. В нашем примере *dэ*= 0,11 мм, dк = 0,42 мм. Теперь можно найти коэффициент неоднородности *Кн*

 (65)

Наряду с (81) можно применять и формулу Козени

 (66)

где *п* — пористость в долях от единицы.

В лабораторных условиях чаще всего применяют трубку Спецгео и трубку КФЗ конструкции Д. И. Знаменского.

Трубка Спецгео конструкции Е. В. Симонова состоит из основной трубки *1,* нижней крышки *2* с сеткой, верхней сетки *3,* верхней крышки *4* и стеклянного мерного цилиндра *5,* снабженного шкалой с делениями через 10 см3. Мерный цилиндр поддерживает постоянный уровень над верхней сеткой, так как из него выливается вода только после поступления внутрь пузырьков воздуха. Этим достигается и постоянство гидравлического градиента, равного единице (напор равен пути фильтрации).

Коэффициент фильтрации вычисляют по формуле

 (67)

где *Q* — расход воды, см3/с; *F* — площадь поперечного сечения трубки, равная 28 см2; *V —* объем профильтровавшейся воды, см3; t — время, с; *t° -* температура воды, °С.

Полевые опыты проводятся в полевых (натурных) условиях и дают наиболее надежные данные о фильтрационных свойствах пород. Полевые опыты заключаются в производстве откачек или наливов воды в скважины и шурфы.

*Откачки* проводят при неглубоком залегании подземных вод. На участке, где предполагается изучать водопроводимость пород, закладывают одну или несколько скважин на водоносный горизонт и откачивают воду. В результате уровень подземных вод понижается и вокруг скважины образуется депрессионная воронка. Как мы видели выше, дебит скважины зависит от коэффициента фильтрации, величины понижения уровня подземных вод и радиуса влияния. Определив при откачке дебит, динамический уровень и радиус влияния, можно получить коэффициент фильтрации.

Откачки бывают одиночные и кустовые. *Одиночные* откачки производят из одной скважины без наблюдения за депрессионной воронкой. При *кустовых* откачках бурят группу (куст) скважин, из которых одна *центральная* является *опытной* (из нее ведут откачку воды), а остальные служат для наблюдения за распространением воронки депрессии вокруг центральной скважины. *Наблюдательные* скважины в кустах располагаются по одному или 2—4 лучам, отходящим от центральной скважины. Необходимо, чтобы один из лучей совпадал с направлением движения подземного потока. На каждом из лучей закладывают не менее двух наблюдательных скважин.

Величина коэффициента фильтрации, полученная по данным опытной откачки, является средней для всей толщи породы, охваченной опытным кустом.

Для определения коэффициента фильтрации по данным одиночным откачкам пользуются формулами, по которым вычисляют приток воды к колодцам и скважинам (35) и (58), решив их относительно *Кф.* При этом радиус влияния можно принять для песков крупных — равным 500 м, для песков средней крупности — 150—100 м, для песков мелких — 75—50 м, для песков пылеватых и супесей— 30—20 м. Небольшая неточность в определении радиуса влияния не окажет большого влияния на расчет, так как этот параметр входит в формулу под знаком логарифма.

Коэффициент фильтрации вычисляется по следующим формулам:.

а) для безнапорных вод

 (68)

б) для напорных вод

 (69)

При наличии двух наблюдательных скважин коэффициент фильтрации определяется по формулам:

а) для безнапорных вод на участке центральная (ц) — первая наблюдательная (1н) скважины

 (70)

на участке между наблюдательными скважинами

 (71)

Получив два значения коэффициента фильтрации, из них находят среднюю величину, принимая ее за истинную. Иногда определяют еще и третье значение коэффициента фильтрации — в промежутке центральная — вторая наблюдательная скважины.

б) для артезианских вод определение ведется аналогичным путем:

 (72)

 (73)

Обычно опытные откачки производят при нескольких понижениях уровня.

При глубоком залегании подземных вод рациональнее вместо откачек производить *нагнетание* воды в скважины или *наливы* ее в шурфы.

При опытных нагнетаниях в скважине, а также на некотором расстоянии от нее уровни подземных вод повышаются. Зная расход воды при нагнетании и величину повышения уровня в опытной и наблюдательной скважиных, можно вычислить коэффициент фильтрации по тем же формулам, что и для опытных откачек, подставив в формулы вместо величины понижений соответствующие величины повышения уровня.

Налив воды в шурф по *способу Болдырева* применяют для определения водопроницаемости верхних слоев пород. Воду в шурф подают в таком количестве, чтобы над дном поддерживался ее слой толщиной около 10 см. Объем профильтровавшейся воды разделяют на время и получают расход. Далее коэффициент фильтрации находят по формуле

 (74)

где *Q —* расход, м3/сут; F — площадь поперечного сечения шурфа, м2.

Более точные результаты дает способ, основанный на применении *прибора ПВН* (прибор водопроницаемости Нестерова). Прибор состоит из двух колец, которые вдавливаются в испытываемую породу в дне шурфа или закопушки *(закопушка* — горная выработка, предназначенная для вскрытия коренных пород, залегающих непосредственно под почвенно-растительным слоем, обычно имеет глубину до 0,5 м). Прибор ПВН применяется для определения коэффициента фильтрации слабопроницаемых пород (супесей, суглинков). Как видно из рис. 14, *б,* инфильтрация по краям потока расходится в виде веера и мы не можем точно определить площадь фильтрации. В центральной части потока вода фильтруется вертикально. Предполагается, что поперечное сечение инфильтрационного потока из внутреннего кольца равно его площади. Поддерживая слои воды в обоих кольцах одинаковыми, определяем установившийся расход из бачка, питающего инфильтрацию из внутреннего кольца.

Расчет коэффициента фильтрации ведем по зависимости

 (75)

где Q — величина установившегося расхода, м3/сут; *F* — площадь внутреннего кольца, м2; *Нк* — высота капиллярного поднятия, м; h— высота слоя воды в кольцах, м; *l* — глубина просачивания воды, м, определяемая бурением после окончания опыта.

*Определение радиуса влияния*производят на основании эмпирических формул и полевых опытов.

Среди эмпирических формул наиболее часто применяются зависимости И.П. Кусакина:

для безнапорных вод

, м (76)

для напорных вод

, м (77)

Определение радиуса влияния на основании опытных откачек ведут аналитическим или графическим способом. *Аналитически* — из выражений (56) и (76), решая их относительно R.

*Графический* способ понятен из рис. 13. По данным откачки в масштабе строят разрез и продолжают *(экстраполируют)* депрессионную кривую за пределами крайней наблюдательной скважины.

Измерив расстояние от центральной скважины до *R,* получают величину радиуса влияния.

**Заключение**

Динамика подземных вод - отрасль гидрогеологии, рассматривающая теоретические основы и методы изучения количественных закономерностей режима и баланса подземных вод. С точки зрения методологических построений, основывающихся на теории фильтрации, неразрывно связана с гидравликой и гидромеханикой.

Многие положения динамики грунтовых вод., касающиеся главным образом гидромеханических проблем, заложены во 2-й половине 19 — начале 20 вв. исследователями, работавшими в области гидравлики и теоретической механики, — французскими учёными Д. Дарси и Ж. Дюпюи, установившими линейный закон фильтрации, русским учёным Н. Е. Жуковским, работавшим над теорией движения подземных вод, и др. Современные основы теории и методики Д. п. в. созданы преимущественно работами советских учёных, проведёнными в 20—30-х гг. 20 в. в связи с решением задач гидротехнического строительства. Н.Н. Павловский разработал проблемы динамики грунтовых вод в связи с гидротехническим строительством, Г.Н. Каменский — проблемы связи динамики подземных вод с геологическими условиями, вопросы движения грунтовых вод в неоднородных пластах, методику расчёта подпоров грунтовых вод и др. Для развития Д. п. в. большое значение имеет разработка вопросов нефтяной подземной гидравлики (газогидродинамика), заложенной в СССР работами Л.С. Лейбензона.

В современный период характерно активное применение гидродинамических расчётов почти во всех гидрогеологических исследованиях. Завершена разработка методики расчётов стационарной фильтрации и разработаны теоретические основы прогнозов подпора грунтовых вод в районах гидросооружений и орошаемых территорий; обосновываются методы оценки эксплуатационных запасов подземных вод; сформулированы основные направления исследований региональной динамики глубоких и взаимодействующих водоносных горизонтов.

Воздействие хозяйственной деятельности человека на подземные воды приводит к необходимости рассмотрения сложных расчётных схем, поэтому, помимо аналитических методов расчёта, широко используются методы математического моделирования с применением аналоговых приборов и цифровых ЭВМ. Это позволяет проводить гидрогеологические расчёты с возможно более полным учётом природной обстановки и всех действующих факторов. Для решения стационарных задач, как правило, используют сплошные электрические модели из электропроводной бумаги, а для решения нестационарных задач — гидроинтеграторы и сеточные электроинтеграторы на активных сопротивлениях (сетка Либманна) и на активных сопротивлениях с ёмкостями (сетка R — С).

Наряду с решением прямых гидрогеодинамических задач, в которых даётся прогноз режима и баланса подземных вод, в Д. п. в. рассматриваются решения обратных задач — восстановление параметров фильтрационной схемы по данным о режиме подземных вод (например, при многолетней работе крупных водозаборов подземных вод, в районах водохранилищ, карьеров). Важное значение для изучения загрязнения подземных вод, обоснования гидрогеохимических методов поисков полезных ископаемых приобретает новое направление, изучающее физико-химические процессы, происходящие при взаимодействии подземных вод с вмещающими их горными породами.

**Список источников литературы**

1. Белоусова А.П., Гавич И.К., Лисенков А.Б., Попов Е.В. Экологическая гидрогеология. – М.: Академкнига, 2007 – 398 с.

2. Всеволожский В.А. Основы гидрогеологии. М.: Издательство МГУ, 2007. – 448 с.

3. Кац Д.М., Пашкоский И.С. Мелиоративная гидрогеология. – М.: Агропромиздат, 1988. – 256 с.

4. Мироненко В.А. Динамика подземных вод. – М.: Издательство Московского государственного горного университета, 2005. – 520 с.