

Основные представления о происхождении подземных вод (по Л.К. Давыдову)

Вода в недрах Земли находится в жидком, твердом и газообразном состоянии. Она или свободно циркулирует по трещинам и порам горных пород и почв, подчиняясь силе тяжести, или находится в физически и химически связанном состоянии с минеральными частицами почв, грунтов и горных пород.

Теории и гипотезы происхождения подземных вод

Вопрос о происхождении подземных вод издавна привлекал к себе внимание исследователей. Долгое время существовали две теории, отрицавшие одна другую, — это теория инфильтрации и теория конденсации. В первой утверждалось, что скопление подземной воды есть результат просачивания атмосферных осадков в почву и грунт, во второй, ее пропагандировал немецкий ученый О. Фольгер, — что источником происхождения подземных вод является водяной пар атмосферы, который вместе с воздухом попадает в холодные слои земной коры и там конденсируется. Сторонники этих теорий, защищая одну из них, критиковали положения другой, основываясь главным образом на общих предпосылках, не подкрепленных экспериментальными исследованиями.

А. Ф. Лебедев тщательными экспериментальными наблюдениями за передвижением воды в грунтах, динамикой их влажности и обменом парообразной воды между атмосферой и литосферой показал ошибочность теории Фольгера и вложил новое содержание в теорию инфильтрации. По мнению Лебедева (1919 г.), почва и грунт обогащаются водой как за счет просачивания атмосферных осадков, так и в результате конденсации водяных паров атмосферы и паров, поднимающихся из более глубоких слоев земли. Обогащение почвы водой за счет водяного пара атмосферы происходит вследствие термической конденсации. Водяной пар поступает и перемещается в порах почвы под влиянием разности упругостей его независимо от циркуляции в них воздуха. Упругость водяного пара возрастает с повышением температуры. Изменение соотношений упругости пара атмосферы и в порах различных слоев почвы вызывает перемещение парообразной воды либо в глубь, либо к поверхности почвы. При благоприятных условиях в горных породах происходит конденсация парообразной влаги. Наиболее благоприятные условия для конденсации создаются в слое с постоянной годовой температурой. Конденсация водяных паров в этом слое, по мнению Лебедева, дает начало первому водоносному горизонту подземных вод.

Работы Лебедева составили эпоху в изучении формирования и питания почвенных и грунтовых вод; они устранили споры о непременном господстве того или иного способа происхождения подземных вод. Учение Лебедева получило дальнейшее развитие.

К настоящему времени можно считать установленным, что основным видом питания подземных вод зоны активного водообмена является инфильтрация (просачивание) атмосферных осадков. Часть подземных вод образуется путем конденсации и сорбции. По мнению П. И. Колоскова, сорбция — более распространенное явление, чем конденсация, и очевидно, что оба эти процесса принимают участие в питании подземных вод, но роль их в различных физико-географических условиях неодинакова.

Единой точки зрения по вопросу формирования запасов подземных вод в глубоких недрах земной коры в настоящее время нет. Различные взгляды отражены в трех основных гипотезах происхождения подземных вод: 1) магматическое и метаморфическое, 2) седиментационное и 3) поверхностное (атмосферное).

К водам магматического и метаморфического происхождения относятся те, которые возникают на больших глубинах из диссоциированных ионов Н и O_2 или паров воды, поднимающихся из магматической или метаморфической зоны. Начало этим водам, со-

гласно теории А. П. Виноградова, дают газовые магматические выделения или воды, которые входят в состав гидратных минералов. На земную поверхность эти воды могут выходить в виде минеральных источников с высокой температурой.

К водам седиментационного происхождения относятся воды древних морей, лагун, озер, накапливающиеся в осадочных толщах в процессе осадконакопления на дне водоемов. Воды эти, погребенные последующими отложениями, сохраняются в глубоких закрытых пластах в течение длительного геологического времени.

Классификация подземных вод по условиям их происхождения

В соответствии с изложенными выше теориями и гипотезами подземные воды подразделяются на следующие группы.

1. Вадозные воды, подразделяющиеся на инфильтрационные — воды, просачивающиеся сквозь зернистые породы; инфлюационные — воды, втекающие с поверхности по трещинам и пустотам горных пород; конденсационные — воды, образующиеся из парообразной влаги воздуха, заключенного в подземных порах, трещинах и других пустотах. Вадозные воды — поверхностного (атмосферного) происхождения, представляют в процессе их подземного стока одно из звеньев общего круговорота воды.
2. Ювенильные — воды магматического и метаморфического происхождения.
3. Седиментационные воды.

Выделить воды «однородного» генезиса затруднительно. В ходе геологической истории в одной и той же геологической структуре возможна смена вод различного происхождения.

Виды воды в порах горных пород и почв

Водно-физические свойства горных пород и почв

Горные породы и почвы содержат различные виды воды. Ее свойства и способы передвижения определяются сочетанием гравитационных и молекулярных сил, действующих между частицами воды и породы. Условия залегания подземной воды, ее запасы и качество в значительной степени определяются водно-физическими свойствами горных пород.

Одними из главных свойств породы, определяющими ее отношение к воде, являются пористость и скважность. Под пористостью понимают наличие в породах малых пустот — капиллярных пор, под скважностью — наличие в породах более крупных, некапиллярных промежутков — скважин различного происхождения и формы. Иногда совокупность всех пустот объединяют в понятие общей пористости.

Величина пористости p определяется отношением объема $v_{\text{пор}}$ к объему породы в сухом состоянии V . Она выражается в процентах в виде $p = v_{\text{пор}}/V * 100\%$ или в долях единицы.

Пористость колеблется в широких пределах — от долей процента (плотные породы, как, например, гранит, мрамор) до нескольких десятков процентов (зернистые породы и почвы).

Пористость рыхлых осадочных пород зависит от размера частиц, их формы, степени отсортированности и характера расположения. Пористость более или менее однородных песков при диаметре зерен около 1 мм составляет 30-35%, галечников с песком 15-20%. С увеличением глинистости породы пористость ее увеличивается. Пористость глины 40-45% и более. Пористость песка меньше, чем суглинка, и значительно меньше, чем глины.

Пористость почв, главным образом суглинистых и глинистых, в значительной степени зависит от их структуры: структурных почв больше, чем бесструктурных. Пористость разных почв и разных горизонтов одной и той же почвы изменяется в широких пределах, примерно от 25 до 80%. В торфах и лесных подстилках она может превышать 90%, в перегнойных горизонтах минеральных почв разных типов изменяется в пределах 50-60%. При оглеении почв структура их нарушается и вследствие этого пористость уменьшается до 25-30%.

Пористость почв и пород определяет важные водные свойства: водопроницаемость, водоотдачу и водоудерживающую способность. Последнее свойство характеризуется влагоемкостью, т. е. тем количеством воды, которое удерживается в почвах и горных породах при определенных условиях. Она выражается (в %) отношением веса или объема воды, содержащейся в породах, соответственно или к весу сухой породы, или к ее объему. В зависимости от степени насыщенности почв и пород водой и тех сил (капиллярных, адсорбционных), которые удерживают в них воду, влагоемкость подразделяется на несколько категорий. Наиболее часто употребляются следующие понятия:

- полная влагоемкость (ПВ), или водовместимость (по Н. А. Качинскому), характеризуется наибольшим количеством влаги, которое может вмещать порода при полном заполнении всех пор;

- капиллярная влагоемкость (КВ) — наибольшее количество капиллярно-подпертой влаги, которое может содержаться в породе. Это величина переменная, зависящая от высоты слоя, для которого она определяется, над уровнем свободной воды;

- наименьшая влагоемкость (НВ), или полевая влагоемкость, характеризуется количеством влаги, которое почва или грунт способны удержать в подвешенном состоянии силами капиллярного и адсорбционного действия; соответствует (по Качинскому) капиллярной подвешенной влаге.

Горные породы подразделяются на сильноувлажнимые, слабоувлажнимые и неувлажнимые. К сильноувлажнимым породам относятся торф, глина, суглинки; к слабоувлажнимым породам — мергели, мел, рыхлые песчаники, глинистые мелкие пески, лёсс; к неувлажнимым — крупнообломочные породы: галька, гравий, песок и массивные изверженные и осадочные породы.

Содержание воды в почвах и породах в весовых или объемных единицах на какой-либо момент времени называется естественной влажностью. Обычно естественную влажность выражают отношением (в %) веса воды к весу минеральной части породы:

$$a = \frac{P_1 - P_2}{P_2} \cdot 100\%,$$

где P_1 и P_2 — соответственно вес образца породы до и после высушивания.

Влажность почв часто выражают в миллиметрах слоя воды A , содержащейся в почве:

$$h = 0,1 H \gamma a,$$

где γ — удельный вес почвы; H — мощность почвенного слоя в сантиметрах. Объем воды слоем 1 мм на площади 1 гектар составит 10 м^3 .

Водоотдача — способность породы, насыщенной водой, отдавать путем свободного стекания то или иное количество воды. Характеризуется коэффициентом водоотдачи, т. е. отношением объема стекающей из насыщенной породы воды к объему всей породы, и выражается либо в долях от единицы, либо в процентах.

Водопроницаемость — способность породы пропускать через себя воду. Водопроницаемость и водоотдача зависят от пористости, от размера и формы пор породы. Чем больше диаметр пор, тем лучшей водопроницаемостью и большей водоотдачей обладают породы.

Водопроницаемость почв, помимо их природных свойств, зависит также от степени их окультуренности. На водопроницаемость почв оказывает влияние наличие в них заземленного воздуха. Изолированные скопления последнего в порах почвы сокращают

живое сечение пор, через которое может просачиваться вода. Водопроницаемость почв не остается постоянной: сухая почва обладает большей водопроницаемостью, при насыщении почвы водой происходит набухание почвенных коллоидов, что приводит к сужению почвенных пор, разрушению структурных отдельностей и как следствие к уменьшению водопроницаемости.

По степени водопроницаемости породы подразделяются на две основные группы: водопроницаемые и водонепроницаемые, или водоупорные. К водопроницаемым относятся грубозернистые или грубообломочные породы (галечник, гравий, песок) и массивные трещиноватые породы (мрамор, гранит, известняк).

Водоупорными называются такие породы, которые практически через себя воду не пропускают или пропускают очень медленно. Это плотные массивные монолитные породы (мрамор, гранит, базальт) или осадочные мелкозернистые породы (глины, глинистые сланцы). Их водопроницаемость в естественных условиях настолько мала, что ею можно пренебречь, а коэффициент водоотдачи близок к нулю. Большая группа пород относится к полупроницаемым породам (глинистые пески, лёсс, торф, песчаники, пористые известняки, мергели и др.).

При изучении водных свойств зернистых пород и почв необходимо иметь представление о размере зерен. С этой целью производят механический, или так называемый гранулометрический, анализ пород. Сущность этого анализа заключается в разделении образца породы на порции (фракции определенных диаметров зерен) и в перечислении фракций в процентные отношения к весу всего образца. По данным механического анализа в неоднородной породе, состоящей из частиц различного диаметра, выделяют действующую (эффективную) величину зерен. Считается, что просачивание воды через фракции данного диаметра соответствует просачиванию воды в природной смеси данной пробы.

Поле сил в порах

Перемещение воды в природе осуществляется, как известно, под влиянием той или иной силы или равнодействующей группы сил. В почве и породах, как и всюду, вода прежде всего испытывает на себе действие силы тяжести, которая заставляет ее просачиваться вглубь. Между молекулами воды и молекулами и ионами частиц породы существуют силы молекулярного взаимодействия. Они вызывают явления сорбции (поглощения влаги частицами породы). Сорбционные силы способствуют удержанию воды на поверхности частиц породы. Силы эти велики, но радиус действия их крайне ограничен.

В местах скопления воды в капиллярных порах вследствие влияния поверхностного натяжения проявляются капиллярные силы, под влиянием которых вода или поднимается к поверхности, или перемещается вниз. Некоторое значение в передвижении влаги в почве и породе имеют осмотические силы, вызывающие диффузию. Это явление наблюдается в местах соприкосновения растворов разной концентрации.

В почве, покрытой растительностью, создается еще одна сила, величина которой может достигать больших значений, — это сосущая сила корневых систем растений (десукция). Под ее влиянием влага выводится из почвы через растения обратно в атмосферу. Процесс этот известен как процесс транспирации растений.

Вода в парообразном состоянии, по-видимому, подвергается действию тех же сил. Однако наибольшее значение в передвижении парообразной влаги в грунтах имеет диффузия.

Периодические изменения давления воздуха и колебания температуры, способствующие расширению или сжатию воздуха и содержащегося в нем водяного пара, также могут вызвать перемещения водяного пара в порах породы.

Таким образом, природа сил, действующих на воду, находящуюся в порах породы, и величины их различны. Постоянно действует сила тяжести. Все остальные силы сочетаются с ней и изменяются в широких пределах в зависимости от количества содержащейся в порах воды. По мере увеличения влажности породы прежде всего ослабевает действие сорбционных сил. Уменьшаясь, сорбционные силы становятся соизмеримыми с капиллярными силами и с силой тяжести. Сочетание этих сил вызывает движение воды, направление и скорость которого непостоянны.

Виды воды в порах

Всю влагу в порах породы можно разделить на ряд категорий — видов, для которых в данный момент характерно передвижение под преобладающим влиянием той или иной силы или сочетания сил. Категории эти несколько условны, так как разграничить их вполне четко невозможно.

Изучением различных видов воды в почвах и породах и ее передвижения занимаются давно. Широко известна в этой области работа А. Ф. Лебедева «Передвижение воды в почвах и грунтах», впервые опубликованная в 1919 г. Лебедев выделил в почве и грунтах следующие категории воды: вода в виде пара, гигроскопическая, пленочная, гравитационная, вода в твердом состоянии, кристаллизационная и химически связанная.

Последующие работы в этой области в основном явились продолжением работ Лебедева и развитием его идей. Приведем краткую характеристику различных форм подземной воды, по Н. А. Качинскому.

Химически связанная, или конституционная, вода — входит в молекулу вещества гидроксильной группой, например $\text{Fe}_2\text{O}_3 + 3\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{Fe}(\text{OH})_3$. Удаление химически связанной воды при прокаливании сопровождается распадом минерала.

Кристаллизационная вода — является составной частью многих минералов, например гипса ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), и удаляется из породы нагреванием до 100–200°C или химическим путем.

Парообразная вода — находится в порах и пустотах пород и перемещается, как уже указывалось, главным образом под влиянием разности упругостей пара из областей с большей упругостью в области с меньшей.

Гигроскопическая вода — это вода, адсорбированная частицами породы из воздуха. При относительной влажности воздуха в порах, близкой к насыщению, влажность породы достигает некоторого состояния, называемого максимальной гигроскопичностью. Гигроскопическая и максимально гигроскопическая вода прочно связана с частицами минерального грунта. Диполи ее строго ориентированы к поверхности минеральных частиц. Количество слоев молекул адсорбированной воды при максимальной гигроскопичности, по данным различных исследователей, варьирует в широких пределах.

Максимальная гигроскопичность увеличивается с увеличением суммарной поверхности частиц породы в единице объема, вот почему она в мелкозернистых грунтах больше, чем в крупнозернистых.

Гигроскопическая вода перемещается из одних слоев в другие путем перехода в парообразное состояние. Она может быть отделена от породы только нагреванием. Это свойство резко отличает гигроскопическую воду от других видов воды в породах.

Пленочная вода — обволакивает частицы породы сверх максимальной гигроскопичности. Эта вода адсорбируется из жидкой фазы. Она менее прочно связана с минеральными частицами и относится к категории рыхлосвязанной. Растениями усваивается с трудом. Передвигается от частицы к частице под влиянием сорбционных сил.

Капиллярная вода — заполняет сравнительно мелкие поры породы. Она удерживается и передвигается в почво-грунтах под влиянием капиллярных (менисковых) сил из зоны большего увлажнения в зону меньшего увлажнения. Сила тяжести воды при этом

(гидростатическое давление) играет подчиненную роль, частично противодействуя капиллярному подъему воды вверх и способствуя капиллярному передвижению вниз и по уклону. Различают капиллярную воду подпертую и подвешенную. В первом случае капилляры в нижней части соприкасаются с подземной водой. Во втором случае капиллярная вода находится в подвешенном состоянии и отделена от оформленного водоносного горизонта. Удерживается вода в капилляре равнодействующей силой менисков. Явление удержания воды в подвешенном состоянии может быть длительным, при этом сколько-нибудь заметного передвижения влаги вниз не наблюдается. Слои почво-грунтов, лежащие ниже, имеют меньшую влажность, чем те, в которых находится подвешенная вода. Явление это часто наблюдается в условиях нашего юга. Так, Г. Н. Высоцкий по наблюдениям в Велико-Анадоле было обнаружено, что под слоем ежегодного промачивания почво-грунтов (мощностью около 4 м) находится слой с практически постоянной и довольно низкой влажностью.

Этот слой Высоцкий назвал мертвым горизонтом, или горизонтом иссушения. Мощность этого мертвого горизонта может достигать нескольких метров. Внизу он постепенно переходит в капиллярную кайму подземных вод.

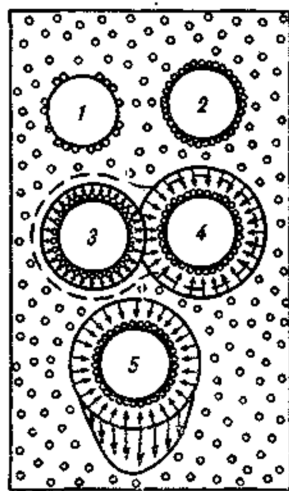


Схема различных состояний воды в почве (по А. Ф. Лебедеву).

1 - частицы почвы с неполной гигроскопичностью; 2 - частицы почвы с максимальной гигроскопичностью; 3, 4 - частицы почвы с пленочной водой; 5 - частицы почвы с гравитационной водой.

Гравитационная, или свободная, вода — заполняет некапиллярные пустоты породы. Под влиянием силы тяжести просачивается в породе сверху вниз в виде отдельных струй (при неполном насыщении породы) или фильтруется в толще насыщенной водой породы в направлении падения уровня подземных вод. Гравитационная вода передает гидростатический напор, под действием которого воды могут подниматься вверх, как в сообщающихся сосудах.

В твердом состоянии вода в породах встречается либо в составе мерзлых почв, либо в виде льда (пещерного, ископаемого).

Внутриклеточная вода — содержится в неполностью разложившихся остатках растений в почве. В большом количестве такая вода содержится в болотных почвах и особенно в торфах.

Различные формы воды в почвах и горных породах обычно присутствуют одновременно в многообразных сочетаниях в зависимости от степени увлажненности, поступления и расходования влаги в тех или иных слоях земной коры. Значительная масса воды в почвах и горных породах находится в связанном состоянии. Связанная вода непосредственно не участвует в круговороте воды и не питает реки, озера, болота. Ее нельзя

извлекать из почво-грунтов искусственным дренажем. Частично некоторые виды ее из верхних горизонтов используются растениями.

Условия залегания подземных вод в земной коре

Основные понятия

При наличии источников питания залегание подземных вод в земной коре в значительной мере определяется геологическим строением местности: структурой и литологическим составом горных пород. Чередование водопроницаемых и водоупорных пород в земной коре создает условия для накопления свободных вод в толще водопроницаемых горных пород, залегающих на водоупорах. В этих условиях на различных глубинах от поверхности земли формируются водоносные слои, или водоносные горизонты, под которыми понимают насыщенные водой водопроницаемые слои горных пород. Вода может заполнять не всю толщу водопроницаемого слоя породы, а лишь до определенной поверхности (рис. 45). Если при вскрытии водоносного горизонта колодцем, шурфом или скважиной вода в них устанавливается на том же уровне, на котором она находится в породе, то эта уровенная поверхность является свободной (безнапорной) и носит название зеркала или уровня подземных вод. Водоносные горизонты, обладающие свободной поверхностью, носят название водоносных горизонтов со свободной поверхностью.

Свободная поверхность подземных вод не может быть идеально ровной. Над ней поднимаются капиллярные воды, увлажняющие до некоторой высоты вышерасположенный слой водоносной породы, называемый капиллярной каймой, которая гидравлически связана со всей остальной водной массой водоносного слоя и испытывает такие же колебания, как и уровень подземной воды. Высота капиллярной каймы над зеркалом подземных вод зависит от свойств водоносной породы и меняется в широких пределах: от нескольких сантиметров в грубозернистых песках до 4 м и более в суглинистых породах. Расстояние по вертикали от водоупорного ложа до зеркала подземных вод называется мощностью водоносного слоя.

При вскрытии водоносного пласта, перекрытого сверху водоупорной породой, уровень в скважине может установиться выше нижней поверхности водоупорного пласта. В этом случае воды, заполняющие водопроницаемую породу, находятся под гидростатическим напором, а водоносный горизонт называется напорным водоносным горизонтом.

Водообильность водоносных слоев, свойства вод и условия их передвижения различны и определяются, помимо геологической структуры и литологического состава, глубиной залегания и степенью изолированности водоносных горизонтов друг от друга и от поверхности земли. Чем ближе подземные воды залегают к поверхности, тем значительнее они подвергаются воздействию климатических факторов и тем интенсивнее водообмен между подземными, почвенными и поверхностными водами.

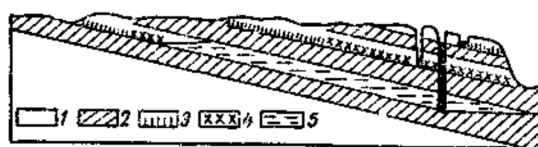


Схема соотношения различных типов подземных вод.

1 — водопроницаемая порода. 2 — водоупорная порода, 3 — грунтовые воды, 4 — межпластовые безнапорные воды, 5 — межпластовые напорные воды.

Верхнюю часть земной коры в отношении распределения в ней подземных вод принято делить на две зоны: зону аэрации и зону насыщения. В зоне аэрации вода обычно не заполняет полностью поры и пустоты породы, а если и заполняет, то временно и не везде. В этой зоне непосредственно у поверхности земли в почвах залегают почвенные воды. В зоне насыщения поры породы заполнены водой и на различных глубинах в ней залегают грунтовые, межпластовые безнапорные и напорные воды. Подземные воды по степени подвижности и интенсивности водообмена с поверхностными водами (рек, озер, болот) различны. Наиболее подвижны воды так называемой зоны активного водообмена. Нижняя граница этой зоны намечается гидрогеологами на уровне базиса эрозии малых и средних рек. В этой зоне формируются грунтовые и межпластовые воды, безнапорные или с местным напором. Эти воды, дренируемые речными долинами и озерными котловинами, являются источником питания рек и озер и представляют собой наиболее устойчивую, зарегулированную часть речного стока.

Глубже расположены воды замедленного и весьма замедленного водообмена. В них формируются, как правило, напорные (артезианские) воды. Связь их с поверхностными водами затруднена и естественный выход на земную поверхность, особенно вод зоны весьма замедленного водообмена, представляет собой редкое явление.

Вода в почве

Вода в почве находится в основном в связанном состоянии. Она удерживается на поверхности почвенных частиц и перемещается в почве под влиянием молекулярных и капиллярных сил. В местах избыточного увлажнения в почве может находиться и свободная, просачивающаяся гравитационная вода. Встретив на своем пути водоупорный или относительно водоупорный слой в пределах почвенного разреза или в подпочвенном слое ниже границы корнеобитаемого слоя, вода накапливается, заполняет поровое пространство вышележащего слоя и образует так называемый горизонт гравитационной подпертой влаги. Если эти воды находятся целиком в почвенном слое и не имеют гидравлической связи с нижерасположенными грунтовыми водами, они называются почвенными водами. Если эти воды гидравлически связаны с грунтовыми водами (постоянно или временно), они называются почвенно-грунтовыми. Иногда почвенные и почвенно-грунтовые воды называют верховодкой. К верховодке также относят временные, обычно сезонные скопления грунтовых вод в зоне аэрации, расположенные в виде отдельных линз.

Почвенные воды, так же как и грунтовые, приобретают свойство гидростатической сплошности, способны передавать гидростатическое давление и вытекать из стенки естественного или искусственного разреза, а также стекать по уклону водоупорного слоя. Такое движение в почвенном слое называют внутрипочвенным стоком.

Почвенные воды почти всегда являются временными. Они образуются обычно весной, в отдельных местах осенью, при просачивании талых или дождевых вод. В степных районах они распространены не повсеместно, чаще встречаются под «степными блюдцами», лесными полосами и в поймах рек. Почвенно-грунтовые воды широко распространены в зоне избыточного увлажнения, где уровень грунтовых вод расположен близко к поверхности и иногда достигает ее, способствуя процессу заболачивания.

В теплую часть года, особенно в период вегетации, вода из почвы интенсивно расходуется на испарение и главным образом на транспирацию растениями. К концу лета запасы влаги в почве становятся ограниченными, а сама влага порой недоступной для растений.

Грунтовые и межпластовые безнапорные воды

Грунтовыми водами в узком понимании этого определения называют свободные гравитационные воды водоносного горизонта, залегающего на первом водоупорном слое. В зависимости от характера залегания горных пород различают грунтовой поток и грунтовой бассейн (рис. 46). В природе наблюдаются различные сочетания этих разновидностей залегания.

Воды, залегающие в водопроницаемой толще пород, заключенной между двумя водоупорными слоями, называют межпластовыми водами. Верхний водоупорный слой в этом случае называется водоупорной кровлей, а нижний — водоупорным ложем. Грунтовые воды имеют обычно свободную уровенную поверхность (давление на этой поверхности равно атмосферному). Свободную поверхность имеют и межпластовые воды, в том случае, если они безнапорные или если водоносная порода насыщена водой неполностью.

Скопления подземных вод отмечаются как в рыхлых обломочных породах, так и в трещиноватых массивных изверженных или сильно метаморфизированных осадочных породах. В первом случае воды относятся к типу пластовых вод. Они обычно равномерно распределены по всему пласту и движение их осуществляется по мелким порам и пустотам между зернами, слагающими породу. Во втором случае воды называются трещинно-жилыми. Распространение их и движение приурочено к трещинам и крупным пустотам. Не всегда можно четко разграничить пластовые воды и трещинные, поэтому различают трещинно-пластовые воды. К ним относятся, например, грунтовые и межпластовые воды областей распространения карстующихся пород с хорошо выраженной слоистостью. Площадь распространения грунтовых вод, за редким исключением, совпадает с площадью их питания, т. е. с областью, в пределах которой воды атмосферных осадков проникают в почву и грунт и могут пополнять запасы грунтовых вод. Площадь распространения межпластовых вод не совпадает с областью их питания. Основные области питания этих вод приурочены к местам выходов водоносной породы на земную поверхность. Дополнительное питание межпластовые воды получают за счет просачивания вод из вышерасположенных водоносных горизонтов через относительные водоупоры.

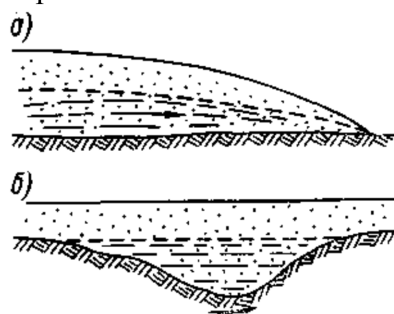


Схема залегания грунтовых вод.

а — грунтовой поток, б — грунтовой бассейн.

Грунтовые воды формируются на междуречных массивах, в аллювиальных отложениях речных долин, в предгорных конусах выноса; мощные скопления их наблюдаются в областях ледниковых отложений, в межгорных впадинах и котловинах, в местах накопления песчано-галечных отложений горных рек, в областях распространения карста.

В естественных условиях зеркало грунтовых вод представляет собой обычно не горизонтальную поверхность, а волнистую и весьма часто в сглаженной форме повторяет наземный рельеф. Это объясняется различными причинами: неоднородностью пород в отношении проницаемости как в зоне аэрации, так и в зоне насыщения, различной скоростью просачивания и различными условиями питания грунтовых вод и выхода их на поверхность в местах пересечения водоносного пласта долинами рек, оврагов и т. п. К мес-

ту выхода грунтовых вод на поверхность уровень их понижается. Такое понижение уровня наблюдается и у межпластовых безнапорных вод.

Глубина залегания грунтовых вод может быть различной: от десятков метров до 1-2 м. В последнем случае они обычно в весенний период смыкаются с почвенными водами и образуют, как говорилось выше, почвенно-грунтовые воды. Разновидностью последних являются болотные грунтовые воды, зеркало которых находится в пределах торфяной залежи.

Безнапорные межпластовые воды обычно приурочены к водоносным толщам значительной мощности, прорезаемым гидрографической сетью. Эти воды залегают, как правило, неглубоко. Речные долины иногда прорезают несколько ярусов межпластовых вод. В этом случае в местах дренирования на разных уровнях склона долины (котловины) воды выходят на поверхность и являются устойчивыми источниками питания поверхностных водотоков и водоемов.

Б. Л. Личков, подчеркивая динамическую связь между всеми водами зоны активного водообмена и поверхностными водами, дает более общее толкование термину «грунтовые воды», а именно грунтовые воды — это неглубоко залегающие безнапорные и с местным напором подземные воды в водоносных пластах, дренируемых реками или вскрываемых эрозией сетью и понижениями рельефа. Такая трактовка понятия «грунтовые воды» получила широкое распространение в гидрологии.

Напорные воды

Воды, насыщающие водопроницаемый слой, заключенный между водоупорными породами, и обладающие гидростатическим напором, называются напорными, или артезианскими, подземными водами. Напорные воды обычно приурочены к геологическим структурам осадочных пород при соответствующем напластовании водопроницаемых и водоупорных слоев или к сложной системе тектонических трещин и сбросов. Геологическая структура (впадина, мульда, синклиналь, моноклиналь и т. п.), содержащая один или несколько водоносных горизонтов и обеспечивающая напор в них, называется артезианским бассейном. В артезианском бассейне обычно выделяют область питания, область напора и в некоторых случаях область стока (разгрузки) напорных вод. Площади, занимаемые артезианскими бассейнами, колеблются в очень широких пределах.

При вскрытии кровли напорного водоносного горизонта буровой скважиной вода под гидростатическим давлением поднимается выше кровли водоносного пласта и иногда достигает поверхности земли или даже фонтанирует. В напорном водоносном горизонте, таким образом, выделяют геометрический уровень, совпадающий с нижней поверхностью водоупорной кровли водоносного слоя, и гидростатический, или пьезометрический уровень, совпадающий с уровнем подъема воды в скважинах. Напор в каждой точке водоносной породы измеряется высотой, на которую поднимается вода в скважине над нижней поверхностью водоупорной кровли при вскрытии водоносного пласта. По мере погружения пласта напор обыкновенно увеличивается.



Схема строения артезианского бассейна.

1 - водонепроницаемые породы; 2 - напорный водоносный слой; 3,4 - скважины; 5 - направление потока; BC - пьезометрический уровень, BNC — нижняя поверхность водоупорной кровли, H_1 , H_2 : — высота напора.

В европейской части СССР, в пределах Русской платформы, располагается несколько артезианских бассейнов. Наиболее типичными, совпадающими с тектоническими впадинами являются Московский и Днепровско-Донецкий бассейны. Следует упомянуть также Прибалтийский, Причерноморский с Приазовским и Прикаспийский бассейны. Некоторые водоносные горизонты Московского артезианского бассейна дренируются долинами р. Оки и ее притоков, Днепровско-Донецкого — системой рек Днепра и Дона. Область разгрузки части Прибалтийского артезианского бассейна приурочена к долинам рек Западной Двины, Пяну, Лиелупы и др. В азиатской части СССР наиболее крупные артезианские бассейны Якутский, Сырдарьинский, Западно-Сибирский.

В Европе наиболее известен Парижский артезианский бассейн. Обширные артезианские бассейны имеются в Северной Африке и в Австралии.

Движение подземных вод

Просачивание воды в почву

Впитывание, или инфильтрация, — процесс проникновения влаги в почву. Перемещение ее от слоя к слою в условиях различной степени насыщения водой нижерасположенных горизонтов почво-грунтов относится к процессу просачивания. Процесс этот сложный и состоит из нескольких стадий. Чаще выделяют две стадии: впитывания и фильтрации. Вода атмосферных осадков, попадая на сухую почву, в начальный момент подвергается действию сорбционных и капиллярных сил и интенсивно поглощается поверхностью почвенных частиц. Постепенно поры малого сечения заполняются и движение воды в стадии впитывания осуществляется в виде пленочного и капиллярного перемещения. При полном насыщении всех пор движение воды в стадии фильтрации происходит под преобладающим действием силы тяжести и характеризуется законом ламинарного движения. В почво-грунтах всегда имеются крупные пустоты, трещины, ходы корневой системы растений, по которым вода с поверхности почвы в форме капельно-струйчатого (турбулентного) движения может проникать на ту или иную глубину. Этот процесс называют инфлюацией. Соотношение между всеми формами движения меняется в широких пределах в зависимости от влажности почво-грунтов, их механического состава, культурной обработки, наличия воздушных пробок и т. п.

Количественными характеристиками впитывания, или инфильтрации, являются интенсивность и суммарная величина. Под интенсивностью впитывания понимают количество воды в миллиметрах слоя, поглощенной почвой в единицу времени (мм/мин). Суммарная величина впитывания характеризуется слоем воды, поглощенной почвой за некоторый промежуток времени, и выражается в мм.

Интенсивность впитывания зависит не только от водных свойств почво-грунтов, но в значительной степени определяется и их влажностью. Если почва сухая, она обладает большой инфильтрационной способностью и в первый период времени после начала дождя интенсивность впитывания близка к интенсивности дождя. С увеличением влажности почво-грунтов интенсивность инфильтрации постепенно уменьшается и при достижении полной влагоемкости в стадии фильтрации становится постоянной, равной коэффициенту фильтрации данного почво-грунта.

Типичный ход изменения интенсивности впитывания во времени выражается уравнением

$$f_t = f_0 e^{-\alpha t},$$

где f_t — интенсивность впитывания в момент t ; f_0 — начальная интенсивность впитывания; e — основание натуральных логарифмов; c — постоянная величина, характеризующая физические свойства почво-грунтов.

Впитывание воды происходит и в мерзлую почву во время снеготаяния, но такое состояние почвы существенно замедляет процесс инфильтрации и фильтрации. При этом интенсивность процесса зависит от начальной влажности перед замерзанием.

Передвижение воды в водоносных слоях со свободной поверхностью. Формула Дарси

В природе существуют два вида движения воды: ламинарное и турбулентное. Ламинарное свойственно движению воды в мелкозернистых породах. Скорости движения в них невелики и измеряются метрами или даже сантиметрами в сутки. В крупнообломочных и трещиноватых породах скорости движения воды значительно больше; в них может происходить турбулентное движение, свойственное открытым потокам. В обоих случаях движение воды в водоносных слоях со свободной поверхностью совершается под влиянием гидростатического напора от мест с более высоким уровнем к местам с более низким уровнем. В естественных условиях вода передвигается по направлению к выходам источников, к открытым водоемам, если уровень в последних стоит ниже, чем уровень воды в водоносном пласте, и, наоборот, может уходить из водоемов в грунт при обратном соотношении уровней. Движение воды в водоносном пласте может быть вызвано искусственно откачкой воды из колодца, искусственным дренажем.

Наиболее изучен закон движения воды в мелкозернистых породах — в песках с мелкими, преимущественно капиллярными порами. Движение воды в случае фильтрации подчиняется закону Дарси, выражаемому формулой

$$Q = FK \frac{h}{l},$$

где Q — количество воды в $\text{м}^3/\text{с}$, протекающей в единицу времени через данное поперечное сечение породы площадью $F \text{ м}^2$; K — некоторая величина, называемая коэффициентом водопроводимости или коэффициентом фильтрации; h — напор; l — длина пути фильтрационного потока в метрах.

Величина напора определяется по разности уровней в двух сечениях потока, т. е. $h = H_1 - H_2$, где H_1 и H_2 — высота уровней в точках A и B (рис.). Под влиянием напора вода из сечения AA_1 перемещается в направлении сечения BB_1 . Отношение u есть падение напора на единицу длины пути фильтрации, т. е. напорный градиент, или гидравлический уклон, и обозначается $i = h/l$.

Разделив обе части равенства на площадь F , получим

$$v = K \frac{h}{l} = Ki,$$

где $v = Q/F$.

Величина v носит название скорости фильтрации. Скорость фильтрации не является действительной скоростью движения воды в порах породы, она представляет фиктивную (приведенную) скорость движения воды. Площадь поперечного сечения потока F в формуле (107) принята равной площади поперечного сечения породы, тогда как в действительности вода передвигается в породе только по порам и площадь сечения потока равна общей площади пор. Чтобы получить действительную скорость движения вод в порах грунта u , надо расход воды Q разделить на площадь, занятую порами, т. е.

$$u = \frac{Q}{F_p},$$

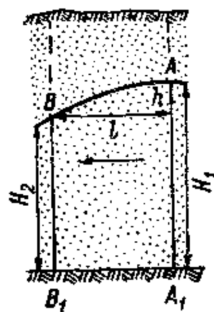
где p — коэффициент пористости.

Действительная скорость движения воды больше скорости фильтрации ($u > v$), так как коэффициент пористости меньше единицы.

Коэффициент фильтрации численно равен скорости фильтрации при $i = 1$ и может быть выражен в см/с, м/сут и т. п.

Величины коэффициента фильтрации горных пород приводятся в табл.

Коэффициент фильтрации может быть определен путем лабораторного анализа в специальных приборах, загруженных испытуемым грунтом, а также на основании механического анализа грунта с последующим применением эмпирических формул расчета.



Разрез участка подземного потока.

Ориентировочные значения коэффициента фильтрации рыхлых горных пород (по Н. Н. Биндеману)

Порода	Коэффициент фильтрации, м/сут	Порода	Коэффициент фильтрации, м/сут
Глина	0,001	Песок мелкозернистый	1—5
Суглинок легкий	0,05—0,10	Песок крупнозернистый	20—50
Супесь	0,10—0,50	Гравий	20—150
Лёсс	0,25—0,50	Галечник	100—500

Установлено, что коэффициент фильтрации зернистых грунтов зависит от величины пористости, действующей величины зерен грунта и вязкости фильтрующейся воды, которая в свою очередь зависит от температуры воды. Все эти величины в явном или скрытом виде входят в предложенные эмпирические формулы расчета коэффициента фильтрации. Хорошо известна формула Газена-Замарина, применяемая для расчета коэффициента фильтрации в мелкозернистых породах (в м/сут). Она имеет вид

$$K = C d_e^2 (0,70 + 0,03t),$$

где d_e — действующая величина диаметра зерен грунта в пределах 0,01–3 мм; t — температура воды в градусах; C — эмпирический коэффициент, изменяющийся от 400 до 1200, учитывающий степень разнородности состава породы и отчасти пористости грунта; его можно вычислить по формуле $C = 400 + 40(p - 26)$ (где p — пористость в процентах). Для сравнительно однородных крупнозернистых песков величину коэффициента фильтрации можно принять равной среднему диаметру зерен песка в метрах, т. е. $K = d_{cp}$ м/сут. В практике гидрогеологических исследований широкое распространение получил полевой метод определения коэффициента фильтрации. Его преимущество заключается в непосредственном определении осредненных значений коэффициента фильтрации для всей толщи водоносной породы. Метод этот известен как метод опытных откачек. Теория этого метода и применение его на практике излагаются в специальных курсах гидрогеологии.

Определение направления и скорости движения воды в водоносном слое

Скорость и направление движения воды в водоносном пласте можно определить непосредственными наблюдениями в поле. Полевой способ основан на введении в воду индикатора — раствора соли, например поваренной, или органической краски — и определении скорости перемещения в воде введенного вещества. Индикатор вводят в опытную (пусковую) скважину. На некотором расстоянии от пусковой скважины закладываются наблюдательные скважины по окружности или, если известно направление потока, по этому направлению. Отмечают время введения раствора в опытную скважину, время появления введенного вещества в одной из скважин и момент наступления его максимальной концентрации. Для этой цели из наблюдательных скважин регулярно берутся пробы воды. Скважина, в которой введенный раствор появится раньше, будет находиться по направлению потока. Установив направление потока, определяют скорость движения воды u по формуле

$$u = \frac{l}{T},$$

где l — расстояние от опытной скважины до наблюдательной, расположенной по направлению потока, в метрах; T — время от начала введения раствора до появления его максимальной концентрации в наблюдательной скважине.

Появление в воде наблюдательной скважины индикатора устанавливается либо химическим путем, либо колориметрическим, либо электрометрическим.

Направление течения потока можно определить по наблюдениям за уровнем воды не менее чем в трех скважинах или по карте, на которой нанесены линии одинаковых отметок зеркала ненапорных подземных вод — гидроизогипсы. Линия, перпендикулярная гидроизогипсам, укажет направление движения подземных вод.

Скорость движения воды в водоносном пласте может быть вычислена, если известен коэффициент фильтрации водоносной породы и уклон подземного потока. Для расчета скорости движения воды в мелкозернистых грунтах применяется формула Дарси. Для расчета скорости движения воды в трещиноватых породах, где движение приобретает характер турбулентного, применяется формула Шези.

В последние годы получили распространение геофизические методы определения направления и скорости движения грунтовых вод, не требующие устройства улавливающих скважин.

Источники

На склонах долин, оврагов, по склонам гор, в пониженных местах котловин весьма часто наблюдаются выходы водоносных пластов на поверхность земли. Если водоносный пласт обнажен до уровня циркулирующих в нем вод, то в месте пересечения зеркала подземных вод с поверхностью земли подземные воды выходят на поверхность. Различают пластовые выходы и источники (родники). Пластовые выходы проявляются в равномерном увлажнении склона на относительно большом расстоянии вдоль пересечения его с водоносным пластом. Сосредоточенные выходы подземных вод в виде отдельных струй или потоков называются источниками (родниками).

По характеру выхода и условиям питания источники обычно подразделяются на нисходящие и восходящие. Нисходящие представляют собой свободный сток воды из водоносных горизонтов (обычно грунтовой и межпластовой) со свободной поверхностью. К восходящим относятся выходы напорных вод.

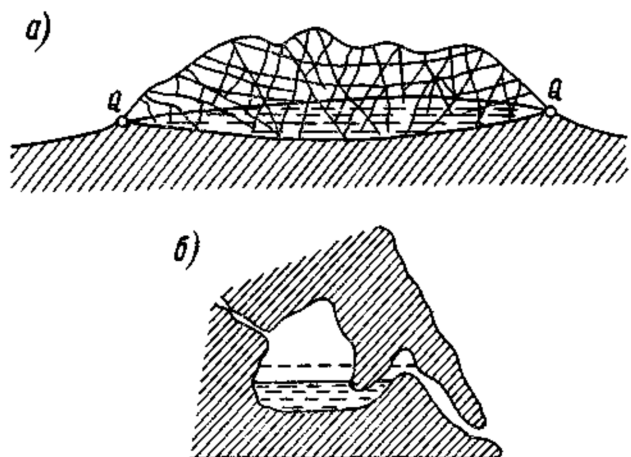
При пересечении водоносного пласта долиной появляются источники по обоим склонам долины или на одном из склонов, или в пониженных участках долины, в зависимости от положения водоносного и водоупорного пластов по отношению к долине.

Многочисленны выходы подземных вод в предгорьях на наклонных равнинах, сложенных рыхлым обломочным материалом, в краевых частях конусов выноса, где источники формируются по линии пересечения зеркала грунтовых вод дневной поверхностью. Такие источники широко распространены в предгорьях Средней Азии, Закавказья и др.

В карстовых областях формируются довольно мощные источники с расходом воды в отдельных случаях до нескольких кубических метров в секунду. По способу выхода на поверхность источники карстовых областей очень разнообразны. Распространены так называемые переливные и перемежающиеся, или сифонные, источники.

Переливные источники представляют собой выходы грунтовых вод из водоносного горизонта, залегающего на вогнутой поверхности водоупора (рис. 50 а). Режим этих источников неустойчив; с падением уровня дебит источника быстро уменьшается и наоборот. К данному типу относится известный источник Воклюз во Франции. По названию этого источника подобные переливные источники получили наименование воклюзских. К типу воклюзских относится источник Аян в Крыму. В отдельные годы максимальный расход его превышает минимальный в 600 раз.

Для перемежающихся, или сифонных, источников характерно наличие резервуара — пещеры, в которой накапливается вода, и отводного канала в форме сифона. Источник действует только тогда, когда вода в резервуаре достигает уровня верхнего колена сифона.



Переливной (а) и сифонный (б) источники.

Восходящие источники характерны для областей со сложной тектоникой. Часто они приурочены к зонам тектонических разрывов. В этом случае вода по трещинам с некоторой глубины под гидростатическим давлением, давлением пара или газа поднимается на поверхность. Восходящие источники обладают обычно большим дебитом и иногда высокой температурой.

Источники, выбрасывающие воду под действием давления паров воды, имеющих на некоторой глубине температуру выше 100°C , называются гейзерами. Гейзеры действуют периодически. Наиболее известны гейзеры в Исландии, Йеллоустонском парке США, Новой Зеландии. В СССР они имеются на Камчатке в долине гейзеров.

Питание и режим почвенных и грунтовых вод

Источники питания

Пополнение запасов почвенной влаги и питание верхних горизонтов подземных вод происходят за счет влаги атмосферного происхождения — просачивания снеговых и дождевых вод, а также адсорбции водяного пара атмосферы почвой. Значение адсорбции в питании почвенных и грунтовых вод намного меньше, чем инфильтрации, хотя в некоторых районах ее доля в питании этих вод может быть весьма ощутима.

Почвы всюду питаются атмосферными водами. Некоторые из них получают дополнительное питание за счет грунтовых вод, поступающих извне. Почвы, находящиеся в депрессиях макро- и микрорельефа, обычно увлажняются еще и за счет поступления воды, стекающей со склонов, или за счет накопления снега в понижениях. Почвы пойменных террас получают питание во время весенних разливов речных вод.

Просачивание атмосферных вод происходит в почвы и породы зоны аэрации; далее, в пределах водоносного горизонта просачивание переходит в подземный сток. Последний осуществляется в виде подземных потоков в водопроницаемых пористых или трещиноватых породах. Интенсивность и величина просачивания, а также пути и интенсивность подземного стока определяются сочетанием климатических условий, степени расчлененности рельефа, водопроницаемости горных пород и характера геологических структур. Заметная роль принадлежит также характеру почв и растительного покрова, а также антропогенным факторам, например земледелию, водным мелиорациям и т. д.

В зоне недостаточного увлажнения питание грунтовых вод за счет просачивания атмосферных вод происходит лишь в местах, наиболее благоприятных для их скопления на поверхности и просачивания в глубину. Такими местами в степных равнинах являются пониженные участки (блюдца, котловины, балки), лесные полосы, а также участки, хорошо дренированные, сложенные водопроницаемыми породами.

В зоне избыточного увлажнения питание грунтовых вод за счет инфильтрации снеговых и дождевых вод происходит практически повсеместно. Однако интенсивность этого процесса как во времени, так и по территории неодинакова, что связано с расчлененностью рельефа, типом почв, размещением растительности и т. п.

Вблизи рек, озер, водохранилищ, морских побережий, оросительных каналов питание грунтовых вод происходит также путем фильтрации вод из этих водных объектов. В некоторых областях (например, на равнинах, прилегающих к Аральскому и Каспийскому морям) наблюдается питание грунтовых вод не только за счет атмосферных осадков, но и за счет вод глубоких водоносных горизонтов, поступающих под напором сквозь водоупорные кровли. Питание грунтовых вод межгорных впадин и подгорных равнин засушливой зоны в значительной мере осуществляется за счет подтока подземных вод горных районов, орошаемых дождевыми, снеговыми и ледниковыми водами. Глубина залегания грунтовых вод по мере удаления от гор уменьшается, и на некотором расстоянии от них располагается зона выклинивания этих вод с многочисленными источниками. Примерами могут служить Ферганская котловина, предгорные районы Средней Азии. В последние годы все большее распространение получает искусственное питание подземных вод, по существу, создание подземных водохранилищ, которым, несомненно, принадлежит большое будущее.

Режим почвенной влаги

Водный режим и режим влажности почв как один из элементов этого режима рассматриваются в курсах почвоведения. Здесь остановимся на основных положениях и выводах. Г. Н. Высоцкий, А. А. Роде и др. выделяют несколько типов водного режима почв. Кратко рассмотрим некоторые крайние типы этого режима.

Промывной тип — характерен для областей, где сумма годовых осадков X_z превышает испаряемость $Z_{ог}$. В этих условиях почвенная толща ежегодно подвергается сквозному промачиванию. В годовом обороте влаги нисходящее движение влаги в почве

и грунтах преобладает над восходящим. Просачивающаяся вода достигает уровня грунтовых вод, и, таким образом, избыток ее удаляется из почвы почвенно-грунтовым стоком.

Непромывной тип характерен для областей, где $X_c \ll Z_c$. В почве часто наблюдается дефицит влажности, наибольший осенью и наименьший весной. Почва промачивается лишь на некоторую глубину, и просачивающаяся влага не достигает уровня грунтовых вод, которые залегают на глубине многих метров. Обмен влагой между атмосферой и нижерасположенной грунтовой толщей осуществляется через слой с очень малой влажностью, близкой к влажности устойчивого завядания растений (мертвый горизонт, по Г. Н. Высоцкому). Влага, поступившая в почву при инфильтрации осадков, возвращается в атмосферу в результате испарения и десукции. Годовым влагооборотом охватывается только почвенная толща.

Выпотной тип формируется в засушливом климате ($X_c \ll Z_c$) при условии близкого залегания грунтовых вод, обычно минерализованных и получающих дополнительное питание со стороны. Верхняя граница капиллярной каймы грунтовых вод располагается в нижней части почвенной толщи. Корни растений отсасывают влагу из капиллярной каймы, и грунтовые воды как бы «отпотевают» через растения в атмосферу. На глубине поглощения влаги растениями образуется солесный горизонт. Схема влагооборота для различных типов почв представлена на рис. 51.

В зависимости от источников увлажнения (атмосферное, грунтовое и др.) и степени увлажнения (полное насыщение, капиллярное, наименьшее сквозное или несквозное насыщение в весенний период) выделяются подтипы и классы водного режима почв.

В связи с постоянным влагообменом почвы с атмосферой и нижерасположенными слоями грунта, потреблением влаги растениями влажность почвы испытывает колебания, среди которых наиболее отчетливо проявляются сезонные. Размах этих колебаний различен в зависимости от климатических условий, рельефа, типа самих почв и произрастающей на них растительности.

С изменением влажности почвы меняется ее инфильтрационная и водоудерживающая способность, а это в свою очередь вызывает перераспределение между поверхностным и грунтовым стоком и меняет соотношение между стоком и испарением. Влажность почвы является, таким образом, не только фактором осадков, но также и фактором стока и испарения.

На основании многолетних наблюдений за влажностью почв С. А. Вериге выделяет на территории СССР агрогидрологические зоны, характеризующиеся той или иной степенью увлажненности почв.

В зоне обводнения (полного насыщения почв, А. А. Роде) запасы продуктивной влаги в метровом слое почвы достигают максимума весной, 250—300 мм. К концу лета отмечается минимум запасов, величина которых не снижается ниже 150 мм. В этих почвах большую часть года наблюдаются свободные гравитационные воды и верхняя граница капиллярной каймы отрывается от поверхности почвы только на два-три летних месяца. Очевидно, в зоне распространения этих почв большую часть года создаются условия для повышенного питания рек как подземными водами, так и водами поверхностного стекания.

В зоне слабого весеннего промачивания (несквозного насыщения, по Роде) годовой максимум запасов продуктивной влаги наблюдается также весной, но величина этих запасов в метровом слое составляет в среднем лишь 50—70 мм (ниже наименьшей влагоемкости). Глубина промачивания почвы в отдельные годы не превышает 50 см. Осенний минимум снижается до влажности завядания растений. Легкоподвижная почвенная влага имеется здесь только ранней весной и во время дождей, притом только в самых верхних слоях почвы. В зоне распространения этих почв создаются хорошие условия для впитывания влаги в почву, а также условия, ограничивающие возможность формирования как

поверхностного, так и подземного стока. Поверхностный сток возникает, как правило, только весной.

Режим грунтовых вод. Зависимость колебаний уровня от климата

Изменение во времени уровня подземных вод, их температуры, химического состава и минерализации называется режимом подземных вод. Наибольшие изменения элементов режима (уровня, температуры и др.) наблюдаются в водоносных горизонтах со свободной водной поверхностью, и тем большие, чем ближе воды расположены к поверхности земли. По своему режиму наиболее динамичны грунтовые воды. В этих водах проявляются годовые, сезонные и даже суточные колебания.

Природа колебаний уровня грунтовых вод различна. Выделяют два рода этих колебаний: действительные и кажущиеся. Кажущиеся колебания являются следствием изменения гидростатического давления воды в водоносном слое. «Кажущимися» они названы потому, что наблюдаются лишь в скважинах, колодцах и других наблюдательных объектах. Само же зеркало грунтовых вод (в пласте, а не в колодце), а следовательно, и запасы их могут оставаться без изменения. Колебания эти кратковременны и в значительной мере зависят от глубины зеркала грунтовых вод. Они резко выражены при близком залегании грунтовых вод от поверхности земли и сравнительно малой мощности зоны аэрации. В этом случае изменения объема воздуха в зоне аэрации влекут за собой изменения гидростатического давления в водоносном пласте, передающиеся в наблюдательные скважины в виде резких колебаний уровня воды. Изменение давления воздуха в зоне аэрации происходит под воздействием просачивающейся сверху воды, струи которой действуют в порах грунта как поршни, нагнетающие воздух, под влиянием температуры, изменения атмосферного давления и т. п. Кажущиеся колебания накладываются на действительные колебания зеркала грунтовых вод, в результате чего график колебаний уровня становится при неглубоком залегании грунтовых вод иногда довольно сложным. Действительные колебания отражают изменения запасов воды в водоносном слое и тесно связаны с условиями питания и расходования грунтовых вод, т. е. с атмосферными осадками, испарением, стоком.

Амплитуда колебаний уровня грунтовых вод определяется не только изменением запасов, но и водными свойствами породы, вмещающей воду, и, в частности, ее водоотдачей. Известно, что один и тот же объем породы с разными водными свойствами содержит разное количество воды, способной к свободному вытеканию. Следовательно, чем меньше будет водоотдача, чем меньше свободной воды способна вмещать порода в единицу объема, тем большие колебания уровня происходят в водоносном слое при прочих равных условиях (рис. 53).

По исследованиям ВСЕГИНГЕО, на территории СССР выделяются три типа режима грунтовых вод:

- 1) кратковременного, преимущественно летнего питания («мерзлотный»),
- 2) сезонного питания (преимущественно весенне-осеннего),
- 3) круглогодичного питания (преимущественно зимнего).

Выделение этих типов режима определяется зональными особенностями питания и расходования грунтовых вод. Первый тип режима — мерзлотный — отличается не только кратковременностью питания, но и коротким (летним) периодом стока грунтовых вод вследствие промерзания их в условиях сурового климата и многолетней мерзлоты. Тип сезонного питания грунтовых вод характерен для континентального климата с продолжительной и холодной зимой, когда отсутствует пополнение запасов грунтовых вод путем инфильтрации атмосферных осадков. Расходование в виде грунтового стока осуществляется в течение всего года, потери же на испарение происходят в теплый сезон. Для этого типа в колебаниях уровня прослеживаются два максимума (весной и

осенью) и два минимума (летом и зимой). Подобный ход уровней характерен для областей с близким залеганием грунтовых вод к дневной поверхности (рис. 54). Время наступления максимумов по мере перехода от зоны избыточного увлажнения к зонам переменного и недостаточного увлажнения смещается: весеннего на более ранние, а осеннего на более поздние сроки.

Круглогодичное питание грунтовых вод свойственно климату с непродолжительной мягкой зимой, в течение которой инфильтрация атмосферных осадков в грунт не прерывается, потери же на испарение ничтожны. По этим причинам уровень грунтовых вод начиная с осени повышается и достигает максимума в середине зимы. К концу зимы, весной и летом в связи с возрастающими потерями на испарение уровень снижается и минимум его наступает в июле-августе.

Эти закономерности уровня режима грунтовых вод, характерные для той или иной климатической зоны, могут сильно меняться в зависимости от геологического строения местности и гидрогеологических ее особенностей. Существенное значение имеет глубина залегания грунтовых вод. С ее увеличением колебания уровня, вызванные изменением метеорологических факторов, сглаживаются, происходит запаздывание в наступлении максимума и минимума уровня, иногда на несколько месяцев.

В отдельные годы в зависимости от метеорологических условий средняя высота уровня может быть различной. В районах, где грунтовые воды залегают близко от поверхности, отчетливо заметно понижение их уровня в засушливые годы и повышение в годы с обильными осадками.

Температура грунтовых вод, залегающих вблизи поверхности земли и питающихся, как правило, атмосферными осадками данного места, испытывает влияние температуры воздуха, и тем отчетливее, чем ближе к поверхности залегают грунтовые воды. Суточные колебания температуры проникают до глубины около 1-2 м, сезонные — до глубины слоя грунта с постоянной температурой. Колебания температуры воздуха отражаются в колебании температуры воды в сглаженном виде и с запазданием во времени наступления максимумов и минимумов температуры, увеличивающимся с глубиной. Если область питания грунтовых вод расположена вдали от области их распространения, то в их температурном режиме проявляется влияние не только температуры воздуха области распространения, но и главным образом температуры источника питания. Примером могут служить грунтовые воды предгорий и пустынных районов Средней Азии, питание которых происходит за счет таяния снежников. Холодные воды снежников поступают к месту наблюдения на равнине с запазданием, вследствие чего к концу лета по мере поступления холодных вод температура грунтовых вод равнин может значительно понизиться.

Таким образом, температура грунтовых вод может служить показателем источника питания и относительной глубины залегания их от поверхности. Резкие колебания температуры грунтовых вод служат неблагоприятным показателем в отношении санитарного качества вод. Такие воды тесно связаны с поверхностью и могут легко загрязняться.

Химический состав подземных вод определяется сложными процессами взаимодействия между составом горных пород, вмещающих воды того или иного горизонта, и динамикой самих вод не только в настоящем, но и в прошлом.

Минерализация грунтовых вод меняется в широких пределах: от 100-150 мг/л до нескольких десятков граммов на литр. Грунтовые воды, таким образом, могут быть пресными, солоноватыми и солеными. Пресные воды (по В. И. Вернадскому) содержат в растворе менее 1 г/л солей, солоноватые — от 1 до 10 г/л, соленые — от 10 до 50 г/л и рассолы — более 50 г/л.

Химический состав и минерализация грунтовых вод, тесно связанных с поверхностными и почвенными водами, отражают влияние климатических условий. Это влияние тем больше, чем ближе воды расположены к земной поверхности.

В зоне избыточного увлажнения преобладает просачивание атмосферных осадков над восходящими токами грунтовых растворов по капиллярам к поверхности. Это привело в предшествующий исторический период к выщелачиванию (промытости) почв и грунтов от легкорастворимых хлоридных и сульфатных солей. В современный период соли, формирующиеся вблизи поверхности в засушливое время года, растворяются атмосферными осадками и выносятся с грунтовыми водами в реки. Таким образом, в зоне избыточного увлажнения формируются пресные грунтовые воды с малым содержанием ионов SO_4 и Cl . Основой их состава являются главным образом ионы Ca , HCO_3 .

В засушливой зоне, где испаряемость превышает годовую сумму атмосферных осадков и промывной режим отсутствует, происходит засоление грунтовых вод. В составе этих вод преобладают относительно легко растворимые сульфатные и хлоридные соли.

Таким образом, зависимость формирования подземных вод зоны активного водообмена от гидрометеорологических условий определяет как зональность изменения их состава по территории соответственно изменению климата, так и сезонные изменения уровня, температуры, химического состава в течение годового периода.

Взаимосвязь речных и подземных вод

Взаимосвязь речных и подземных вод наиболее полно рассмотрена в работах Б. И. Куделина и О. В. Попова.

Характер взаимосвязи между речными и подземными водами различен. В зависимости от условий залегания водоносного пласта, глубины вреза речных долин и положения мест выхода подземных вод на поверхность по отношению к высоте стояния уровня воды в реке возникают различные условия для гидравлической связи речных и подземных вод. Гидравлическая связь может быть постоянной, периодической или отсутствовать вовсе.

При отсутствии гидравлической связи колебания уровня подземных вод не определяются колебаниями уровня воды в реке. Это характерно для случая, когда грунтовой поток, направленный к реке, выходит на поверхность на склонах речных долин выше наивысшего уровня воды в реке. Отсутствие гидравлической связи может быть временным — при низком стоянии уровня воды в реке.

При гидравлической связи возможно несколько случаев соотношения речных и подземных вод. Наиболее часто наблюдаются на равнинных реках следующие соотношения.

1. Грунтовые воды питают реку при низком стоянии уровня воды в ее русле. При прохождении половодья (паводков), когда подъем воды в реке значительно превышает уровень стояния грунтовых вод, происходит фильтрация речных вод в берега. В прибрежной зоне создаются большие запасы грунтовых вод не только за счет просачивания речных вод, но и вследствие аккумуляции грунтовых вод, не находящихся стока в русло из-за подпора, создаваемого высокими паводочными уровнями в реке. Уровни грунтовых вод и уровни реки в этом случае сопряжены, и колебания уровней реки передаются уровенной поверхности грунтовых вод.
2. Запасы грунтовых вод постоянно пополняются за счет фильтрации речных вод. Это происходит вследствие того, что уровни в реке всегда стоят выше зеркала грунтовых вод. Одностороннее питание речными водами характерно для засушливых районов. Примером может служить р. Кура, дно русла которой расположено выше зеркала грунтовых вод прилегающей низменности. Аналогичное

явление наблюдается в карстовых районах, например Урала, где во время паводков речные воды расходятся на заполнение карстовых полостей.

3. Река получает питание из напорного водоносного пласта, имеющего постоянную гидравлическую связь с рекой. Это питание осуществляется либо путем непосредственного поступления напорных вод в русло реки по тектоническим разломам и трещинам, либо путем напорной фильтрации через водоупорную кровлю, либо через пласты водопроницаемых пород, воды которых дренируются реками. Режим питания напорными водами зависит от сочетания изменений пьезометрического уровня в водоносном слое и уровней в реке.

Водообмен между рекой и гидравлически связанными с ней водоносными пластами в периоды половодья или паводков называется береговым регулированием руслового стока.

Явление берегового регулирования приводит к перераспределению во времени руслового стока. Этим объясняется зависимость режима подземного стока в прибрежной полосе от режима реки.

Расходы речных вод на фильтрацию в берега могут достигать значительных размеров, особенно при выходе воды на пойму.

Ширина прибрежной полосы, в которой проявляется влияние реки на уровенный режим подземных вод, при прочих равных условиях будет тем больше, чем больше амплитуда колебаний уровней реки, чем длительнее стояние высоких вод в реке и чем меньше уклон грунтового потока. С удалением от реки воздействие речных вод на колебания уровня грунтовых вод постепенно затухает и в местах выклинивания подпора становится незаметным или происходит независимо от речных вод.

Понятие о гидрогеологической съемке и изучение режима грунтовых вод

Гидрогеологическая съемка — комплекс полевых исследований подземных вод района с целью изучения морфологических особенностей этих вод, их формирования и ресурсов. В процессе съемки требуется выяснить условия залегания водоносных горизонтов, в частности глубину залегания и площадь распространения подземных вод, особенности питания, режим подземных вод и связь, отдельных водоносных горизонтов друг с другом и поверхностными водами, запасы подземных вод и их физико-химические свойства.

Составными элементами гидрогеологической съемки, помимо геологических и геоморфологических исследований, являются следующие: изучение источников, колодцев, буровых скважин и источников существующего водоснабжения; регистрация, описание и картирование физико-географических явлений, связанных с подземными водами, — оползней, карстовых образований, просадок, заболачивания, засоления; изучение связи подземных вод с поверхностными.

Описание естественных выходов подземных вод, колодцев и скважин ведется по специальной программе, по которой, в частности, предусматривается измерение дебита источников, глубины залегания и мощности слоя воды в колодцах, скважинах, химический анализ воды, определение температуры и других физических свойств. Собранные сведения служат основным материалом для первого суждения о подземных водах района.

Для выяснения положения и формы зеркала грунтовых вод определяются высотные отметки зеркала грунтовых вод в ряде точек путем нивелировки его положения в колодцах, специально устраиваемых шурфах и буровых скважинах.

Одним из важнейших результатов гидрогеологической съемки является гидрогеологическая карта с соответствующим гидрогеологическим описанием. Степень подроб-

ности гидрогеологической карты, как и самой гидрогеологической съемки, определяется задачами исследования и применяемой методикой работ. Гидрогеологическая карта обычно составляется на геологической основе. Для гидролога весьма существенным является картирование мест выхода подземных вод на поверхность и указание на количественные характеристики подземных вод, в частности на положение зеркала грунтовых вод, размеры дебитов, температуру и минерализацию. Глубина залегания зеркала грунтовых вод изображается на карте в виде гидроизогипс — линий равных отметок положения уровня грунтовых вод.

Изучение режима грунтовых вод производится путем стационарных наблюдений за колебаниями уровня, расхода воды, температуры, химического состава, минерализации и т. д. Наблюдения производятся на специальных наблюдательных пунктах в одни и те же сроки по стандартным программам и наставлениям. В качестве наблюдательных пунктов используются источники, колодцы (существующие и специально устроенные) и буровые скважины.

Зональность грунтовых вод

Представления о зональности грунтовых вод

Идея об естественноисторической зональности природных явлений, высказанная великим русским ученым В. В. Докучаевым, впервые была применена к географическому распространению грунтовых вод П. В. Отоцким, показавшим, что распределение грунтовых вод на территории европейской части СССР носит зональный характер: по мере движения с севера на юг грунтовые воды углубляются и минерализуются, содержание в них органических веществ уменьшается. Эта идея в дальнейшем была развита В. С. Ильиным, Б. Л. Личковым, О. К. Ланге, Г. Н. Каменским, И. В. Гармоновым.

В. С. Ильиным впервые была составлена карта грунтовых вод европейской части СССР. На этой карте зоны грунтовых вод были выделены как по климатическим признакам, так и по геоморфологическим, в частности по глубине вреза эрозионной сети. Эти зоны следующие: тундровых вод, высоких вод севера, неглубоких оврагов, глубоких оврагов, овражно-балочная и зона причерноморских и прикаспийских балок. Наряду с зональными водами Ильин выделил воды азональные, распределение которых подчинено главным образом геолого-геоморфологическим условиям и которые могут встречаться в любой географической зоне (воды области массивных горных пород, карста, аллювиальных отложений речных долин и др.).

Не все исследователи глубину залегания грунтовых вод, которая может зависеть от глубины залегания водоупора, принимают в качестве признака зональности. Некоторые основным признаком зональности грунтовых вод считают химический состав, определяемый в основном двумя направлениями гидрогеологического процесса — выщелачиванием и соленаккумуляцией. Так, Г. А. Максимович, обобщая работы и развивая идеи своих предшественников (В. И. Вернадского, Б. Л. Личкова и др.), выделяет на земном шаре девять зон гидрохимических фаций грунтовых вод, тесно связанных с географическими поясами. Это зоны преобладания кремнеземных и гидрокарбонатно-кремнеземных гидрохимических фаций, гидрокарбонатно-кальциевых, сульфатных, натриевых и гидрокарбонатно-натриевых и хлоридных.

В каждой из названных зон могут быть выделены области и районы с другими гидрохимическими фациями, появление которых обуславливается местными причинами.

В горах, в области развития кристаллических и метаморфических пород, гидрохимические фации грунтовых вод характеризуются развитием вертикальной поясности.

При постепенной смене гидрохимических фаций в направлении с севера на юг, по мере продвижения из зоны выщелачивания в зону соленакопления, минерализация грунтовых вод изменяется от нескольких миллиграммов на литр до 100 г/л и более.

Зональные закономерности распространяются и на подземный сток в реки.

Распределение грунтовых вод на территории СССР

О. К. Ланге, развивая идею о зональном распределении грунтовых вод, вносит некоторые исправления и дополнения в схему В. С. Ильина. На территории СССР он выделяет три обособленные провинции, различающиеся между собой по характеру климатических особенностей и имеющие своеобразные черты в распределении грунтовых вод. Внутри провинций он выделяет зоны с типичными для них грунтовыми водами.

Первая провинция — многолетней мерзлоты, характеризуется отрицательными средними годовыми температурами воздуха. Она занимает около 47% всей территории СССР. Мощность многолетнемерзлых пород различна: от 1-2 м до нескольких сотен. Многолетнемерзлые породы ежегодно оттаивают летом на ту или иную глубину, а зимой снова промерзают. Это так называемый деятельный слой. В нем циркулируют атмосферные воды, развивается корневая система растений, происходит процесс почвообразования. Деятельный слой не всегда соприкасается с верхней поверхностью многолетнемерзлого грунта. При глубоком залегании многолетнемерзлых пород деятельный слой отделен от них слоем грунта с положительной температурой.

В области многолетней мерзлоты, по Н. И. Толстихину, выделяются три категории подземных вод: надмерзлотные, межмерзлотные, подмерзлотные. Надмерзлотные воды относятся к категории грунтовых вод и верховодки. Они залегают вблизи земной поверхности, либо в деятельном слое, либо ниже него. Мерзлый грунт служит для них водоупором. Питаются эти воды атмосферными осадками, талыми водами многолетней мерзлоты, а также за счет конденсации водяного пара атмосферы. Наиболее обилен водоносный горизонт надмерзлотных вод летом в дождливый период. Зимой эти воды полностью или частично замерзают.

По условиям залегания и режиму надмерзлотные воды разделяются на три типа: сезонно промерзающие, сезонно полупромерзающие и сезонно непромерзающие. Ланге выделяются две зоны: 1) зона сплошной мерзлоты с сезонно-промерзающими водами, 2) зона таликовой и островной мерзлоты с сезоннополупромерзающими и сезонно-непромерзающими водами.

Сезоннопромерзающие воды находятся в пределах деятельного слоя. Они представляют собой верховодку. В жидком виде они существуют на севере зоны только два-три летних месяца, на юге — до полугода. При замерзании эти воды, ограниченные многолетнемерзлым водоупором снизу и мерзлым грунтом сверху, увеличиваются в объеме, за счет чего в них развивается сильное давление под действием которого поверхностные грунты как более податливые вспучиваются буграми. Нередко эти бугры разрываются с поверхности трещинами, по которым надмерзлотные воды вытекают на поверхность и замерзают, образуя скопление льда — грунтовые наледы.

Сезоннополупромерзающие и сезоннонепромерзающие воды характеризуются либо полным, либо частичным отсутствием сезонного промерзания. Их появление связано с отступанием вглубь верхней поверхности многолетней мерзлоты.

Температура надмерзлотных вод редко выходит за пределы 0-5°C. Минерализация их невысока, но зато они богаты органическими веществами и кислородом. Для водоснабжения эти воды малопригодны. Однако они требуют к себе большого внимания- при возведении разного рода сооружений нарушается естественный режим грунтовых вод, образуются наледы, бугры вспучивания которые могут повлечь за собой ряд неприятных последствий.

Среди надмерзлотных вод особое положение занимают воды приуроченные к таликам. Существование таликов часто обусловлено совместным обогревающим влиянием поверхностных (речных и озерных) и тесно с ними связанных подземных вод. При благоприятном в гидрогеологическом отношении составе горных пород такие талики водоносны и их воды служат устойчивым источником питания рек. Через талики может осуществляться связь между надмерзлотными, межмерзлотными и подмерзлотными водами. Межмерзлотные воды находятся в пределах толщи мерзлоты как в жидкой, так и в твердой фазе. Подмерзлотные воды перекрываются сверху мерзлой толщей. Чаще это напорные воды. Межмерзлотные и подмерзлотные воды при выходе на поверхность или в аллювиальные отложения речных долин служат источником питания рек.

Вторая провинция — постоянного и переменного увлажнения, охватывает почти всю равнинную часть Европейской территории СССР и часть Западно-Сибирской низменности. В ней выделено шесть зон.

По мере продвижения с севера на юг минерализация и глубина залегания грунтовых вод увеличиваются. В зоне тундровых грунтовых вод минерализация их составляет около 0,1 г/л и воды залегают вблизи поверхности; в зоне высоких грунтовых вод севера на междуречных пространствах зеркало грунтовых вод удалено от поверхности земли на 2—4 м и воды по химическому составу принадлежат к гидрокарбонатно-кальциевым; в зоне грунтовых вод причерноморских и прикаспийских балок воды становятся жесткими и иногда солоноватыми. Глубина залегания их на водоразделах в районе причерноморских балок достигает нескольких десятков метров.

Третья провинция — недостаточного увлажнения (аридная область); в ней выделяются: зона равновесия подземного стока и испарения и зона грунтовых вод подгорных шлейфов и предгорных равнин. К этой же провинции Ланге присоединяет и зону прикаспийских балок Ильина.

Зона равновесия подземного стока и испарения занимает обширные пространства бессточных областей Средней Азии и Казахстана. Характерной особенностью этой зоны является несовпадение областей питания и распространения грунтовых вод. Они поступают сюда с севера, востока и юга — из зоны предгорных равнин и подгорных шлейфов, окаймляющих горные массивы. Воды эти расходуются главным образом на испарение.

Грунтовые воды зоны подгорных шлейфов и предгорных равнин формируются как за счет пришлых вод — подземного стока горных областей, так и за счет местных вод — атмосферных осадков — и в значительно большей мере за счет фильтрации речных вод и вод ирригационных каналов. В этой зоне в ряде районов выделяются участки, образуемые конусами выносов рек. В краевых частях их наблюдаются обильные выходы грунтовых вод.

Дальнейшее изучение грунтовых вод позволило выявить большое разнообразие в распределении их по территории СССР. В Физико-географическом атласе мира (1964 г.) опубликована новая сводная карта грунтовых вод СССР, составленная И. К. Зайцевым и М. П. Распоповым.

Минеральные воды

Понятие о минеральных водах

Минеральными принято называть такие воды, которые в силу своего особого химического состава или физических свойств (радиоактивности, повышенной температуры) оказывают определенное воздействие на организм человека. Эти воды часто относятся к категории лечебных. Величина минерализации является важным критерием, однако отождествлять минерализованные воды с минеральными нельзя: известны мине-

ральные воды с малой минерализацией. Лечебные свойства минеральным водам придает содержание в них некоторых характерных ионов и газов.

Содержание характерных ионов и газов в минеральных водах

Ионы и газы	Минерализация (мг/л), свыше	Ионы и газы	Минерализация (мг/л), свыше
Свободный углекислый газ		Бром	5
Сероводород	250	Иод	1
Литий	1	Мышьяковая кислота	
Стронций	1	Борная кислота	1
Железо	10	Барий	5
Фтор	10		5
	2		

Подземные минеральные воды в большинстве случаев представлены минеральными источниками, самоизливающимися на поверхность под гидростатическим напором или давлением газов. Наиболее крупные из них обычно связаны с зонами тектонических разрывов. По содержанию ионов и соотношению между ними минеральные воды очень разнообразны. Однако, несмотря на их разнообразие, можно наметить отдельные области с преобладанием того или иного состава вод. Распределение основных типов минеральных вод связано с геотектоническим расчленением земной коры на зоны альпийской складчатости и участки платформ.

Распространение минеральных вод на территории СССР

На обширной территории СССР выделяют несколько гидрогеологических областей и районов природных минеральных вод соответственно преобладанию в них вод, характерных по химическому составу и физическим свойствам. По А. М. Овчинникову, эти области и районы следующие.

Области углекислых вод приурочены к районам проявления молодых интрузий (Закарпатье, Кавказ, Памир, Южный Тянь-Шань, Саяны, Забайкалье, Сихотэ-Алинь). Наиболее известен район Кавказских Минеральных Вод.

Области азотных вод с повышенной температурой широкой полосой окружают области углекислых вод. Воды эти обычно приурочены к тектоническим разломам и трещинам в изверженных горных породах. Азотные термальные источники известны на Тянь-Шане и Алтае.

Области хлоридно-натриевых и хлоридно-кальциево-натриевых вод приурочены к глубоким артезианским бассейнам платформ.

Районы сероводородных, азотметановых и метановых вод приурочены к осадочным отложениям и часто связаны с нефтеносными месторождениями. Наибольшей известностью пользуются мацестинские воды на Кавказе.

Области радоновых и железистых вод расположены главным образом в районах развития кристаллических и метаморфических пород (Карелия и Кольский полуостров, Донецкий кряж, Урал, Казахский мелкосопочник, Среднесибирское плоскогорье и пр.). Из минеральных радиоактивных источников известны источники Цхалтубо (Грузинская ССР), Белокуриха (Алтайский край) и др.

Роль подземных вод в физико-географических процессах

Подземные воды участвуют в различных физико-географических процессах. Как уже отмечалось, сток подземных вод является одним из звеньев круговорота воды на земном шаре и составной частью речного стока. Вместе с подземными водами в реки поступают растворенные вещества, содержащиеся в земной коре. На отдельных участках земной поверхности, на склонах, в местах выхода подземных вод на дневную поверхность наблюдаются своеобразные физико-географические явления: оползни, суффозия, карст, заболачивание.

Оползни

Оползни представляют собой скользящее смещение грунтов по склону в той части, где они находятся в состоянии неустойчивого равновесия. Оползни образуются при обязательном участии подземных вод в горах, долинах рек, ручьев, оврагов, вдоль морских берегов, в искусственных выемках, по берегам озер и водохранилищ. При обнажении водоносной толщи вплоть до водоупора и наличии некоторого уклона водоупорного пласта в сторону долины или обрыва подземная вода постепенно выносит мелкие частицы водоносной породы; сила сцепления и трение между пластами ослабевают. Часть толщи породы, покрывающей водоупорный пласт, лишенная боковой опоры со стороны склона долины, отрывается от общей массы породы и начинает постепенно скользить по увлажненной поверхности водоупорного пласта к основанию склона. Подземные воды, подпертые оползнем, в дальнейшем не имеют непосредственного выхода на поверхность. Они проходят под телом оползня, продолжая подземный подмыв, и таким образом облегчают сдвиг новой толщи породы — возникают сложные оползни. Поверхность сложного оползня оказывается измятой, изорванной, появляются бугры, впадины, озёрки и т. п. Явление оползня повторяется до тех пор, пока не восстановится равновесие в положении горных пород на склоне. Если оползающие массы размываются и уносятся водой, процесс оползания прогрессирует.

В нашей стране оползни распространены по берегам больших рек — Волги, Днепра, Дона и др., по Черноморскому побережью Кавказа (от Туапсе до Сочи), в Одессе, в Крыму, на Кавказе. От оползней страдают расположенные по берегам населенные пункты.

Суффозия

Суффозия — явление размыва и выноса мелких минеральных частиц и растворенных веществ водой, фильтрующейся в толще горных пород, обуславливающее оседание покрывающих эти породы поверхностных слоев грунта. По пути следования подземного потока возникают каналобразные ходы («водные жилы»), пустоты. По мере их увеличения рыхлая водоносная порода и покрывающие ее поверхностные слои проседают. Это проседание наиболее резко заметно в местах выхода подземных вод на поверхность — у источников.

Явление суффозии широко распространено в лёссовых равнинах засушливой зоны — на Украине, в Западной Сибири. Вода, циркулируя в толщах лёсса, выносит из него мелкие частицы и легкорастворимые соли, нарушая его структуру и устойчивость. На поверхности земли появляются своеобразные формы просадки: суффозионные воронки, провалы, поды (степные блюдца), поля просадки и т. п. По этим понижениям в рельефе можно иногда проследить направление подземного потока. Явление суффозии распространено также в Средней Азии: в Ташкентском оазисе, на водоразделах Ангрен-Чирчик и Чирчик-Келес, в древних долинах Бетпак-Далы, в Каршинских степях. В Голландной степи (Бетпак-Дала) с суффозионными процессами связано образование в местах

выхода на поверхность грунтового потока своеобразных плёсов с обрывистыми отвесными берегами.

Карстовые явления

Карстовые явления распространены в местах залегания легкорастворимых горных пород: известняков, доломитов, гипса, поваренной соли. В результате выщелачивания поверхностными и движущимися подземными водами в глубине пород возникают обширные трещины, пустоты и пещеры, а на поверхности образуются углубления, воронки, замкнутые котловины, карстовые колодцы, создающие особую форму земной поверхности.

Речная сеть в карстовых областях, даже если последние находятся в районах с влажным климатом, развита слабо. Атмосферные осадки быстро просачиваются в толщу сильно закарстованных пород, особенно если они не покрыты осадочной толщей. В таких условиях не образуется поверхностный сток. Реки, протекающие в карстовых областях, часто не имеют притоков, количество воды в них на отдельных участках может либо уменьшиться, либо резко увеличиться. Иногда реки исчезают в трещинах и воронках, протекают под землей и вновь выходят на поверхность. Подземные реки известны в различных странах. Подземное течение характерно для верхнего течения Дуная. Воды его у Иммендингена просачиваются по трещинам и протекают под землей на расстоянии 12,5 км. Далее река выходит на поверхность в виде мощного потока. Многочисленные подземные карстовые реки известны на Кавказе — реки Шаора и Чешура в Западной Грузии, на Урале.

Обширные впадины в карстовых областях нередко заполняются поверхностными водами и образуют озера. Такие озера обычно недолговечны: вода по трещинам и каналам уходит из них. Некоторые из карстовых озер питаются подземными водами. Вода в них чистая, прозрачная, отличается голубой или светло-зеленой окраской. Подземные воды в карстовых областях образуют часто большие подземные озера и мощные потоки. Источники, выступающие на поверхность, отличаются большим дебитом.

Карстовые явления широко развиты на побережье Адриатического моря, в Южной Франции, во внутренних районах Флориды, в северной части полуострова Юкатан, в штатах Кентукки, Теннесси и т. д.

В СССР карстовые явления известны в Крыму, на Черноморском побережье Кавказа, в Западной Грузии, на Урале, в районе Самарской луки, в междуречье Онеги и Северной Двины, на Силурийском плато.