

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО
ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

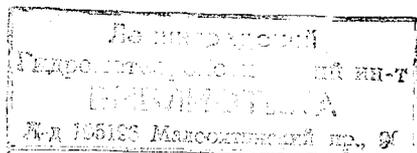
П. Н. МОРОЗОВ

БЕЗНАПОРНЫЕ ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

(Подземные воды зоны аэрации)

(конспект лекций)

Под редакцией проф. *Б. Д. Русанова*



ЛЕНИНГРАД
1976

*Одобрено Ученым советом
Ленинградского гидрометеорологического института*

Приводятся характеристики основных типов подземных вод, зоны аэрации, условий их залегания, питания, разгрузки, зональности и режима.

Конспект лекций предназначен студентам-гидрологам гидрометеорологических институтов и государственных университетов.

1. ПОНЯТИЕ О ЗОНЕ АЭРАЦИИ

Зоной аэрации принято называть самую верхнюю часть земной коры, заключенную между дневной поверхностью и зеркалом грунтовых вод, ниже которого залегает зона насыщения.

Верхняя граница зоны аэрации практически постоянна и положение ее в пространстве может измениться лишь в результате не подвижки, воздействие эрозии и аккумуляции, ледников и др.) и интенсивной хозяйственной деятельности человека. Нижняя граница зоны аэрации более подвижна, так как ее положение определяется поверхностью зоны насыщения, а последняя испытывает существенные колебания под влиянием искусственных и естественных факторов.

Зона аэрации заканчивается снизу капиллярной каймой, обычно сопутствующей поверхности зоны насыщения. Нижняя поверхность зоны аэрации неровная, вследствие колебания уровня подземных вод зоны насыщения.

Мощность зоны аэрации колеблется в значительных пределах: от нулевых значений в заболоченных равнинах до многих десятков и сотен метров в горных областях с сильно расчлененным рельефом.

Зона аэрации представляет собой образование, в котором взаимосвязаны разнообразные процессы и явления, происходящие в атмосфере, гидросфере, биосфере и литосфере. В ней осуществляется интенсивная миграция воды, паров и газов, обладающих большой подвижностью и агрессивностью. В ее пределах происходит механическое и химическое разрушение минералов и горных пород, сопровождающееся растворением, выщелачиванием, химическим преобразованием и перемещением химических элементов сверху вниз, а нередко и снизу вверх. В зоне аэрации протекают процессы биохимического преобразования солнечной энергии в кинетическую энергию геохимических и гидрохимических процессов,

глотения молекул водяного пара дисперсионными частицами породы. Строго говоря, при полном сходстве физических свойств гигроскопическая и прочносвязанная вода отличаются по генезису: гигроскопическая вода образуется за счет адсорбции водяных паров из атмосферы, а прочносвязанная — из почвенного раствора.

Гигроскопическая влага образует на поверхности минеральных частиц тонкую пленку толщиной в две-три молекулы воды, которая прочно удерживается сорбционными силами, присущими этим частицам. Молекулярные связи воды с породой чрезвычайно разнообразны: они могут иметь механическую, электростатическую, физико-химическую и коллоидную природу. Адсорбция молекул воды минеральными частицами породы сопровождается выделением тепла (теплота смачивания). Прочносвязанная вода обладает рядом физических свойств, резко отличающих ее от капельно-жидкой воды. Она не испытывает заметного влияния силы тяжести; не передает гидростатического давления; непосредственно зрением не обнаруживается; имеет плотность больше единицы (около 2); обладает высокой вязкостью; замерзает при температуре минус 78°С; в ее среде не развиваются микроорганизмы; она полностью лишена растворяющей способности. Для растений гигроскопическая влага недоступна, так как удерживается частицами породы силами молекулярного притяжения более 10 000 атм. Она может передвигаться, только переходя в парообразное состояние.

Количество гигроскопической влаги в зоне аэрации находится в подвижном равновесии с упругостью водяного пара: оно увеличивается или уменьшается в зависимости от увеличения или уменьшения температуры и влажности воздуха, окружающего частицы почвы или породы. Максимальное количество прочносвязанной влаги, которое может адсорбировать порода, называется ее максимальной гигроскопичностью (МГ) и зависит от суммарной поверхности частиц: чем больше суммарная поверхность, тем больше МГ породы (табл. 1). МГ данной породы является постоянной величиной.

Таблица 1

Предельные значения максимальной гигроскопичности для различных пород

Название породы	Максимальная гигроскопичность, %
Чистые пески	0,36
Пылеватые пески	4,61
Суглинки тяжелые	6,50
Глины легкие	18,71
Глины тяжелые	22,20

Пленочная или рыхлосвязанная вода образуется поверх гигроскопической влаги и составляет пленку толщиной в несколько диаметров молекулы воды. Образование пленочной воды происходит в условиях, когда естественная влажность горной породы или почвы превышает значения МГ данной породы.

Силы, удерживающие пленочную воду на поверхности частиц породы или почвы, по своей природе те же, что и силы, удерживающие прочносвязанную воду. Поэтому рыхлосвязанную воду часто называют молекулярной водой, подчеркивая этим участие молекулярных сил притяжения и сцепления в формировании этой влаги.

Толщина пленки рыхлосвязанной воды зависит от радиуса действия молекулярных сил притяжения и сцепления. Она может быть различной, но вероятно не более долей микрона (0,25—0,5) или порядка 23 диаметров молекулы воды.

Свойства рыхлосвязанной воды отличны как от прочносвязанной, так и от капельно-жидкой воды. Пленочная вода относится к категории жидкой воды, но не обнаруживается невооруженным глазом: горная порода, содержащая пленочную воду, по внешнему виду кажется сухой. Она обладает повышенной вязкостью, пониженной температурой замерзания, равной, в зависимости от толщины пленки, минус 1,5—минус 4°С; обладает пониженной растворяющей способностью, не испытывает влияния силы тяжести и не передает гидростатического давления; является благоприятной средой для развития микроорганизмов. Она не используется растениями.

Вместе с тем пленочная влага в отличие от прочносвязанной гигроскопической влаги может передвигаться, переходя с частицы на частицу породы, от участков с более толстой пленкой к участкам с меньшей толщиной пленки. Движение пленочной влаги может возникнуть и в том случае, если между двумя участками горной породы существует градиент влажности и температуры. Движение рыхлосвязанной воды происходит от более влажных участков к менее влажным путем влагопереноса в форме пара. Если влажность породы одинакова, то это движение может происходить от мест с более высокой температурой к местам с меньшим ее значением.

Максимальное количество рыхлосвязанной воды, удерживаемое на поверхности минеральных частиц, называется максимальной молекулярной влагоемкостью (ММВ) данной породы.

А. Ф. Лебедев считал, что максимальное количество молекулярной воды, удерживаемое частицами породы или почвы (ММВ), постоянно для данной породы (табл. 2). Однако исследования С. И. Долгова и И. В. Павлова показали, что это положение

ние справедливо не для всех условий. Так, при суждении о величине ММВ глинистых пород надо принимать во внимание характер концентрации раствора: при увеличении концентрации солей в растворе величина ММВ уменьшается.

Таблица 2

Максимальная молекулярная влагоемкость некоторых горных пород
(по А. Ф. Лебедеву)

Название породы	Диаметр частиц, мм	Максимальная молекулярная влагоемкость, %
Крупнозернистый песок	1,0 — 0,5	1,57
Среднезернистый песок	0,5 — 0,25	1,60
Мелкозернистый песок	0,25 — 0,1	2,73
Песчаная пыль	0,1 — 0,05	4,75
Мелкая пыль	0,05 — 0,005	10,25
Глина	меньше 0,005	44,85

Количество физически связанной воды зависит от гидрофильности минералов горной породы и ее дисперсности. Для крупнозернистых песков, имеющих большие поры, наличие физически связанной воды зависит от гидрофильности минералов горной породы и ее дисперсности. Для крупнозернистых песков, имеющих большие поры, наличие физически связанной воды на поверхности частиц имеет сравнительно небольшое значение. В мелкозернистых песках и особенно в глинистых породах, вследствие их дисперсности, количество физически связанной воды может быть значительным.

По мнению Н. Н. Биндемана, породы, максимальная молекулярная влагоемкость которых равна значению пористости, становятся практически водонепроницаемыми.

Химически связанная вода зоны аэрации представлена конституционной, кристаллизационной и цеолитной водой. В общем это вода, содержащаяся в кристаллической решетке минералов, входящих в состав горных пород и связанная с ними химическими связями различной прочности.

Конституционная влага наиболее прочно связана с кристаллической решеткой минералов в виде ионов Н и ОН. Она может быть выделена лишь при очень высоких, определенных для каждого минерала температурах (несколько сотен градусов). Количество выделяющейся воды также строго определены для каждого минерала. Выделение конституционной воды из минерала приводит к разрушению кристаллической решетки минерала и образованию нового минерала с новыми свойствами. Примерами конституционной химически прочно связанной с минералами воды

могут служить мусковит $KAl_2[(OH, F)_2AlSi_3O_{10}]$, диаспор $AlO(OH)$.

Кристаллизационная вода входит в кристаллическую решетку в молекулярном виде в строго определенных количествах. Она менее прочно связана и выделяется при более низких температурах (порядка $400-100^\circ C$), также определенных для каждого минерала. Примерами кристаллизационной воды являются гипс $CaSO_4 \times 2H_2O$, содержащий 20,9% воды, мирабилит $Ca_2SO_4 \times 10H_2O$, содержащий 55,9% воды. Если гипс теряет две молекулы воды, он превращается в минерал ангидрит.

Цеолитная (гидратная) вода входит в состав минералов тоже в молекулярном виде, однако число молекул воды в минералах может меняться в широких пределах без нарушения физического строения вещества, но с изменением его свойств. Цеолитная вода выделяется из состава минералов без разрушения кристаллической решетки при температурах порядка $80-120^\circ C$. Обезвоженные цеолиты при изменении влажности окружающей среды быстро восстанавливают потерю и присущие им физические свойства. Примерами минералов, в состав которых входит цеолитная вода, является большая группа алюмосиликатов. Цеолитную воду часто трудно отличить от гигроскопической влаги.

Свободная вода представлена в зоне аэрации капиллярной и гравитационной влагой.

Капиллярная вода образуется в условиях повышения влажности горных пород зоны аэрации сверх ММВ и заполняет поры и тонкие трещины. При незначительном превышении ММВ пород излишняя влага размещается в углах пор между частицами породы и составляет капельно-жидкую воду, прочно удерживаемую силами поверхностного натяжения, которые превосходят силы гравитации. Капиллярная вода в углах пор названа *капиллярно-неподвижной*. При заполнении водой всех капиллярных пор почвы и горных пород образуется собственно капиллярная вода — *капиллярно-подвижная*, не связанная с зоной насыщения, и *капиллярно-легкоподвижная*, связанная с зеркалом грунтовых вод.

По своим физическим свойствам капиллярная подвижная и легкоподвижная вода почти не отличается от капельно-жидкой гравитационной воды: испытывает влияние гравитационных сил, передает гидростатическое давление, обладает растворяющей способностью, является благоприятной средой для развития микроорганизмов, активно используется растениями. Однако капиллярная вода сохраняет и некоторые свойства физически связанной воды: подчиняется силам поверхностного натяжения, возникающим в капиллярных порах и тонких трещинах в местах образования менисков. Температура замерзания капиллярной воды не

сколько ниже 0°C , и чем меньше диаметр капиллярных пор и трещин, тем ниже температура замерзания.

Капиллярно-легкоподвижная вода образуется непосредственно над поверхностью зоны насыщения и тесно связана с ее динамикой; убыль этой воды на испарение быстро пополняется путем капиллярного поднятия.

Капиллярно-подвижная вода образуется при резком понижении поверхности зоны насыщения и носит название *капиллярно-подвешенной*. При испарении поверхность капиллярно-подвешенной воды постепенно понижается.

Максимальное количество капиллярной воды, удерживаемое горной породой, составляет ее капиллярную влагоемкость (КВ).

Гравитационная вода — это капельно-жидкая вода, заполняющая все поры и трещины горных пород. Она обладает всеми свойствами жидкой воды: растворяет и выщелачивает горные породы, передает гидростатическое давление, используется растениями. При своем движении она оказывает механическое воздействие на горные породы (суффозия, коррозия, цементация, уплотнение и др.). Гравитационная вода может передвигаться под влиянием силы тяжести сверху вниз (просачивание), в горизонтальном направлении (свободная фильтрация) и снизу вверх (напорная фильтрация) под влиянием гидростатического, геостатического, газового и парового давления.

Суммарное содержание всех видов воды, заполняющей все поры горной воды, составляет ее полную влагоемкость (ПВ).

Вода в твердом состоянии встречается в породе в виде кристалликов, прослоев, линз и залежей льда. Происхождение льдов вблизи земной поверхности в подавляющем большинстве случаев сезонное, связанное с понижением температуры и замерзанием капельно-жидкой воды. Встречается твердая вода и ниже глубины сезонного промерзания в виде ископаемого льда и в виде многолетней мерзлоты.

Для подземных льдов М. И. Сумгин предложил следующую классификацию:

1) погребенные льды, образующиеся на дневной поверхности и затем уже занесенные рыхлыми отложениями;

2) ледяные массы, образовавшиеся от замерзания воды в самой горной породе;

3) сублимационный лед, образующийся по схеме лед—пар—лед (минуя жидкую фазу);

4) лед, образовавшийся двумя или несколькими способами.

III. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Горные породы представляют собой сложную систему, в которой твердые минеральные и органические части, составляющие скелет породы, разделяются промежутками (пустотами) различной формы, размеров и происхождения. В этих пустотах находятся водные растворы в различном физическом состоянии, которые в процессе движения взаимодействуют с твердыми частицами; часть пустот заполнена парами воды и газами. Перемещение водных растворов, переход их из одного фазового состояния в другое, термодинамические изменения в сочетании с растворяющей деятельностью воды определяют механическое разрушение и химическое выветривание горных пород. В конечном счете эти и другие процессы приводят к изменению горных пород и их гидрогеологических свойств.

Различают физико-механические, водные и тепловые свойства горных пород.

Физико-механические свойства горных пород (механический состав, пористость, трещиноватость, плотность) представляют наибольший интерес при изучении условий формирования подземных вод. Они зависят от минералогического и химического состава, величины и формы зерен рыхлых пород, от происхождения и последующего разрушения скальных пород, а также от характера физико-химического взаимодействия между водой и породой.

Зависимость от минералогического состава обусловлена различием свойств минералов, слагающих горную породу, их удельных весов, твердости, упругости др. При этом чем больше раздроблена порода, тем меньше зависимость гидрогеологических свойств от минералогического состава. Гидратные оболочки физически связанной воды ослабляют эту зависимость.

От химического состава зависит, главным образом, степень растворимости минералов и горных пород. Зависимость гидрогеологических свойств от размера и формы зерен, слагающих рыхлые породы, обусловлена многофазностью дисперсной системы, обладающей внутренней и поверхностной энергией. Чем мельче частицы породы, тем больше их поверхностная энергия. Физико-механические свойства характеризуют физическое состояние горных пород: механический состав, пористость, трещиноватость, плотность.

Механическим или гранулометрическим составом рыхлых пород называют процентное содержание в них групп частиц (фракций) различного диаметра (по весу). Выделяют пять фракций, которым свойственны определенные водные и физические особенности.

Гравелистая фракция (диаметр частиц от 2 до 10 мм) обладает высокой водопроницаемостью и полной водоотдачей. При увлажнении не меняет своего объема и не теряет сыпучих свойств. Капиллярные силы не проявляются.

Песчаная фракция (диаметр частиц от 2 до 0,1 мм) разделяется на очень крупную (2—1 мм), крупную (1—0,5 мм), среднюю (0,5—0,25 мм) и мелкую (0,25—0,1 мм). Эта фракция обладает достаточно высокой водопроницаемостью и хорошей водоотдачей, но меньшими, чем гравелистая фракция. Поэтому, чем меньше диаметр песчаной фракции, тем хуже водопроницаемость и водоотдача. Песчаная фракция не обладает пластичностью, но в увлажненном состоянии имеет слабую связность. При изменении увлажнения она не меняет объема. Этой фракции присуще проявление капиллярных сил, и чем меньше диаметр частиц, тем больше величина капиллярного поднятия.

Пылеватая фракция (диаметр частиц от 0,1 до 0,005 мм) представлена крупной пылью (от 0,1 до 0,05 мм) и мелкой пылью (от 0,05 до 0,005 мм). Она характеризуется незначительной водопроницаемостью и, по сравнению с песчаной фракцией, ничтожной водоотдачей. При увлажнении пыль слабо набухает, приобретает связность и даже слабую пластичность. При насыщении водой легко переходит в пльвинное состояние. Высота капиллярного поднятия может достигать от 1 до 2—3 м.

Глинистая фракция (диаметр частиц от 0,005 до 0,0001 мм) является практически водонепроницаемой и не обладает водоотдачей. При увлажнении сильно набухает, а при высыхании дает усадку. В сухом состоянии — твердая, во влажном — пластичная. Величина капиллярного поднятия изменяется от 2—3 до 10—12 м.

Коллоидно-дисперсные частицы (диаметр менее 0,0001 мм) обладают высокими адсорбционной способностью и степенью набухания, активным катионным обменом. Минеральные коллоиды, видимые в микроскоп только с большим увеличением, в присутствии электролитов коагулируют, переходя в твердое состояние. Если коллоиды насыщены основаниями, то они могут вступать в обменные реакции, изменяющие физические и водные свойства рыхлых горных пород. Например, отдавая поглощенный натрий и взамен него поглощая эквивалентное количество кальция, коллоиды способствуют увеличению рыхлости породы и повышению водопроницаемости. Наоборот, замещение кальция натрием в глинистых породах способствует разбуханию глинистых фракций, увеличению их вязкости и уменьшению водопроницаемости.

В природе горные породы, состоящие из одной фракции, встречаются редко. Чаще всего естественные рыхлые породы представляют собой механическую смесь частиц различного диаметра, в которых фракции находятся в разнообразных соотношениях.

В зависимости от преобладающих в составе породы фракций формируются ее водные и физические свойства. Сущность гранулометрического анализа заключается в разделении рыхлой горной породы на отдельные фракции и определении их соотношения в объеме породы.

Данные гранулометрического состава рыхлых пород помогают выяснить условия формирования водоносных горизонтов, используются при гидрогеологических расчетах, находят применение при подборе фильтров для оборудования опытных и эксплуатационных скважин и, наконец, служат классификационным признаком для систематизации рыхлых горных пород.

Для систематизации рыхлых горных пород нет единой общепринятой классификации. В гидрогеологических исследованиях применяется трехчленная классификация, учитывающая соотношения глинистых, пылеватых и песчаных фракций (табл. 3).

Таблица 3

Классификация рыхлых горных пород

Название породы	Содержание фракции, %		
	<0,005 мм	0,005—0,1 мм	0,1—2,0 мм
Глина тяжелая	50	—	—
Глина легкая	30—50	—	Больше, чем пылеватых
Глина легкая пылеватая	30—50	Больше, чем глинистых и песчаных	—
Суглинок тяжелый	20—30	Больше, чем песчаных	—
Суглинок тяжелый пылеватый	20—30	—	Больше, чем пылеватых
Суглинок средний	15—20	—	Больше, чем пылеватых
Суглинок средний пылеватый	15—20	Больше, чем пылеватых	—
Суглинок легкий	10—15	—	Больше, чем пылеватых
Суглинок легкий пылеватый	10—15	Больше, чем пылеватых	—
Супесь тяжелая	6—10	—	Больше, чем пылеватых
Супесь тяжелая пылеватая	6—10	Больше, чем песчаных	—
Супесь легкая	3—6	—	Больше, чем песчаных
Супесь легкая пылеватая	3—6	Больше, чем песчаных	—
Песок	3	до 20	
Песок пылеватый	3	20—50	
Пыль	3	>50	

В дополнение к приведенной в табл. 3 классификации в СССР применяется классификация рыхлых пород, содержащих примесь крупнообломочного материала $d > 2$ мм и песков $d = 0,1 \div 2$ мм (табл. 4).

Таблица 4

Классификация рыхлых пород с примесью крупнообломочного материала и песков

Название породы	Содержание фракций
Галечник (щебень)	Вес обломков 10 мм — более 50%
Гравий (хрящ)	Вес частиц от 2 до 0,1 мм — более 33%
Песок (супесь) гравелистый	Вес частиц от 2 до 1,0 мм — от 10 до 33%
Песок (супесь) с гравием	Вес частиц от 2 до 10 мм — менее 10%
Песок крупнозернистый	Вес частиц крупнее 0,5 мм — более 50%
Песок среднезернистый	Вес частиц крупнее 0,25 мм — более 50%
Песок мелкозернистый	Вес частиц крупнее 0,1 мм — более 75%
Песок разнозернистый	Содержание песчаных фракций преобладает, вес каждой фракции примерно одинаков и отличается друг от друга не более чем на 5%

Примечание. Наименование рыхлой породы определяется последовательным суммированием процентов содержания частиц сначала крупнее 10 мм, затем крупнее 2 мм, крупнее 0,5 мм, и т. д. и установлением первого удовлетворяющего показателя в порядке расположения наименований породы.

В зависимости от целей исследования и необходимой точности определений пользуются различными методами гранулометрического анализа. Выбор таких методов излагается в специальных руководствах по лабораторным исследованиям рыхлых грунтов и вообще горных пород.

Пористостью рыхлых горных пород называют общий объем пор различного размера в единице объема породы.

В зависимости от вида и размера пор, пустот и трещин в горных породах различают: 1) некапиллярную пористость, обусловленную крупными (больше 1 мм) порами, трещинами и карстовыми пустотами; 2) капиллярную пористость (диаметр пор меньше 1 мм и трещины шириной меньше 0,25 мм).

По размерам поры и трещины разделяют на три группы: 1) сверхкапиллярные (поры размером от 1 до 0,5 мм, трещины шириной от 1 до 0,25 мм); 2) капиллярные (поры 0,5—0,0002 мм, трещины 0,25—0,0001 мм); 3) субкапиллярные (поры меньше 0,0002 мм, трещины меньше 0,0001 мм).

По сверхкапиллярным порам и трещинам свободно проникают гравитационные воды, преодолевая силы молекулярного притяжения и сцепления. Продвижение через эти поры минеральных час-

тиц в отличие от некапиллярных пор ограничено. Газы и тепловая энергия Солнца свободно проникают через них. В юверхкапиллярных порах и трещинах капиллярные силы проявляются слабо.

По капиллярным порам и трещинам вода может проникать под влиянием силы тяжести, капиллярных сил и сил молекулярного притяжения и сцепления. При этом следует иметь в виду, что чем меньше диаметр капиллярных пор и трещин, тем большее значение приобретают капиллярные и молекулярные силы. Продвижение воды и газов по капиллярным порам и трещинам затруднено, а твердых минеральных частиц — невозможно. Живые организмы и тепловая энергия Солнца проникают на сравнительно большую глубину, измеряемую метрами, десятками метров и более.

По субкапиллярным порам и трещинам вода и газы могут проникать только диффузным путем на небольшую глубину в несколько сантиметров. Солнечное тепло и живые организмы могут проникать на значительную глубину. Породы, пронизанные субкапиллярными порами, практически непроницаемы для воды и газов.

Величина пористости характеризуется коэффициентом пористости, который представляет собой отношение объема пор к объему всей породы, выраженное в долях единицы или процентах.

$$n = \frac{V_n}{V} \cdot 100\%, \quad (1)$$

где n — коэффициент пористости в процентах; V_n — объем пор; V — объем горной породы.

Коэффициент пористости может быть получен расчетным путем при известных значениях объемного и удельного весов

$$n = \left(1 - \frac{\delta}{\gamma}\right) \cdot 100\%, \quad (2)$$

где δ — объемный вес скелета породы в г/см³; γ — удельный вес скелета породы в г/см³.

Величина коэффициента пористости зависит: 1) от расположения зерен (при плотном расположении зерен пористость уменьшается, при рыхлом сложении — значительно увеличивается); 2) от однородности частиц и зерен по их размерам (в неоднородных зернистых породах пористость уменьшается вследствие заполнения промежутков между крупными зернами более мелкими); 3) от формы зерен, слагающих рыхлую породу (порода, состоящая из менее окатанных и угловатых зерен, как правило, имеет большую пористость); 4) от степени цементации горных по-

род (менее сцементированные породы обладают большей пористостью).

Наряду с величиной общей пористости различают понятия динамической или активной пористости, представляющие совокупность пустот и трещин, по которым вода может свободно передвигаться, не испытывая заметного притяжения и трения со стороны стенок пор и трещин, покрытых физически связанной влагой:

$$n_{\text{акт}} = \frac{V_d}{V}; \quad n_{\text{акт}} = n - \text{ММВ}, \quad (3)$$

где V_d — объем движущейся жидкости; V — объем всей породы; n — общая пористость; ММВ — максимальная молекулярная влажность породы.

В крупнообломочных и песчаных породах со сверхкапиллярными порами, содержащих в небольшом количестве физически связанную воду, общая и активная пористость почти совпадают, и движение воды происходит по всему сечению пор и трещин. У горных пород с капиллярными порами величина активной пористости значительно меньше, чем у крупнообломочных пород, хотя общая пористость может быть большой. Горные породы с субкапиллярными порами обладают высокой общей пористостью, но вовсе не имеют активной пористости.

Пористость пород обычно убывает от поверхности вглубь земли. Это связано с постепенным увеличением давления в этом направлении, с затуханием процессов выветривания и цементацией пустот на глубине.

Таблица 5

Пористость горных пород

Название породы	Пористость, %		
	максимальная	минимальная	средняя
Горф	до 90	75	80
Почвы	65	45	55
Пески различные	50	25	35
Лёсс и лёссовидные суглинки	60	35	45
Суглинки	50	25	35
Глины	50	18	35
Песчаники различной трещиноватости	40	2	20
Известняки трещиноватые	35	0,5	5
Известняки плотные	5	0,2	3

Из табл. 5 видно, что величина пористости горных пород колеблется в очень широких пределах не только для различных пород, но и для пород одного наименования и генезиса.

Определение пористости песчаных пород в естественном залегании затруднительно. Поэтому на практике приходится пользоваться лабораторными определениями, полученными при различной степени уплотнения песчаной породы. Имея значения пористости при самом рыхлом и самом плотном сложениях, можно условно считать среднеарифметические значения за пористость в естественном залегании породы

$$n = \frac{n_{max} + n_{min}}{2}, \quad (4)$$

где n — средняя пористость, условно принимаемая за естественную; n_{max} и n_{min} — пористость при самом рыхлом и самом плотном сложениях.

Для практических целей степень уплотнения песчаных пород можно получить из следующего выражения:

$$D = \frac{(n_{max} - n)(1 - n_{min})}{(n_{max} - n_{min})(1 - n)}, \quad (5)$$

где D — коэффициент плотности. В зависимости от величины коэффициента плотности песчаные породы делятся на: *рыхлые*, если $0,33 > D > 0$; *средней плотности*, если $0,66 > D > 0,33$; *плотные*, если $1,0 > D > 0,66$.

Способность песчаной породы к уплотнению зависит от формы зерен: угловатые зерна обладают меньшей способностью к уплотнению, чем округлые.

Трещиноватость скальных пород обусловлена воздействием на них экзогенных и эндогенных факторов. Различают следующие типы трещин:

1. *Трещины выветривания*, происхождение которых связано с деятельностью агентов химического и физического выветривания. Эти трещины рассекают породу мелкой сеткой и развиты преимущественно в верхних частях массива. Условно зону развития трещин выветривания можно разбить на три части: *верхняя*, глубиной порядка 1—3 м, изрезана частыми трещинами крупного сечения, происхождение которых связано с суточными и сезонными колебаниями температуры воздуха; *средняя*, глубиной порядка 20—30 м, представлена более мелкими редкими трещинами, являющимися результатом воздействия сезонных и годовых температур; *нижняя*, глубиной порядка 100 м, иногда 200 м, характеризуется очень мелкой и редкой трещиноватостью, развивающейся под влиянием многолетних колебаний температуры.

2. *Трещины отдельности*, связаны с условиями образования горной породы и особенно характерны для изверженных пород. В зависимости от типа пород трещины отдельности могут быть различной ширины и направления.

3. *Трещины литогенеза*, образование которых связано с формированием породы: это обычно мелкая, густая сеть трещин горизонтального направления или отдельные трещины, образовавшиеся в результате отмирания организмов в осадочных породах или наличия защемленного воздуха и газов при остывании пород магматического происхождения.

4. *Тектонические трещины*, образование которых связано с формированием структуры под влиянием вертикальных и горизонтальных движений земной коры; это сложная сеть густых и редких трещин различного направления, глубины и конфигурации. Различают *трещины сжатия* — мелкие, ровные, выдержанные по направлению, неглубокие трещины, обычно безводные, и *трещины растяжения* — крупные, неровные, не выдержанные по направлению глубокие трещины, частью заполненные рыхлым материалом. Глубина распространения тектонических трещин может достигать 1 км и более. Крупным тектоническим трещинам часто сопутствуют зоны мелкой трещиноватости.

В природе обычно встречается сложное сочетание трещин различного происхождения. Можно наметить некоторые закономерности, позволяющие ориентироваться при анализе трещиноватости кристаллического массива: с глубиной трещиноватость убывает; древние породы более трещиноваты, чем молодые; мелкозернистые породы имеют большую трещиноватость, чем крупнозернистые.

5. Большое значение имеют *карстовые пустоты* различной формы и размеров, развитые в карбонатных породах (известняки, доломиты) и в гипсоносных толщах.

Пористость и трещиноватость горных пород лишь обуславливает возможность накопления подземных вод. Характер движения и использования подземных вод зависит от размеров пор и трещин. Чем крупнее пустоты и трещины, тем меньше сопротивление движению гравитационной воды, тем лучше эксплуатационные возможности водоносного горизонта. Лучшими коллекторами для подземных вод являются рыхлые четвертичные аллювиальные и флювиогляциальные отложения, представленные галечниками и песками, сильно трещиноватые песчаники и известняки, а также некоторые изверженные породы в пределах зон выветривания (тектонических нарушений) или обладающие соответствующим сложением (ноздrevатые базальты и т. п.).

Водные свойства горных пород. Между горными породами и водой в различных ее физических состояниях существует тесное

взаимодействие. Перемещение воды, ее частые переходы из одного фазового состояния в другое, термодинамические изменения в сочетании с растворяющей деятельностью приводят к изменению горной породы и ее водных свойств. К водным свойствам горной породы относятся: капиллярность, влагоемкость, водопроницаемость и водоотдача.

Капиллярность. Поры, пустоты и трещины горных пород обладают различными капиллярными свойствами. В зоне аэрации широко развиваются капиллярные явления, являющиеся важным звеном влагооборота между зоной аэрации и зоной насыщения.

Высота и скорость капиллярного поднятия зависят от гранулометрического состава пород, плотности и однородности сложения их, формы частиц, а также от температуры, степени минерализации и химического состава воды. Эти зависимости имеют следующую направленность.

1. Чем более мелкозерниста порода, тем высота капиллярного поднятия больше. В рыхлых породах из-за неоднородности гранулометрического состава высота капиллярного поднятия будет определяться диаметром наиболее крупных пор—капилляров.

2. При повышении температуры воды высота капиллярного поднятия уменьшается вследствие уменьшения вязкости воды, а следовательно и уменьшения сил поверхностного натяжения.

3. С увеличением степени минерализации воды возрастает поверхностное натяжение и высота капиллярного поднятия. Хлоридно-натриевая вода поднимается выше, чем сульфатно-натриевая при одной и той же степени минерализации (табл. 6).

Таблица 6

Средние значения высоты капиллярного поднятия в рыхлых горных породах

Название породы	H , см	Название породы	H , см
Крупнозернистые пески	2,0—3,5	Суглинки средние . . .	400—500
Среднезернистые пески	15—35	Суглинки тяжелые . . .	500—600
Мелкозернистые пески . . .	35—100	Глины легкие	600—1000
Супеси	100—300	Глины тяжелые	> 1000
Суглинки легкие	300—400		

Для подсчета высоты капиллярного поднятия в рыхлых породах известного гранулометрического состава и пористости можно применить формулу Козени

$$H_k = 0,446 \frac{1 - n}{n} \cdot \frac{1}{d_{эф}}, \quad (6)$$

где H_k — высота капиллярного поднятия в см; n — коэффициент пористости в долях единицы; $d_{эф}$ — эффективный диаметр в см.

Капиллярный подъем происходит с постепенно убывающей скоростью. Чем больше водопроницаемость, тем быстрее происходит капиллярный подъем и тем скорее он заканчивается. В мелкозернистых породах капиллярный подъем происходит на большую высоту и длительное время. Особенно замедляется он при наличии в порах породы заземленного воздуха. Внедрение в породу крупнообломочного материала также замедляет капиллярный подъем воды.

При слоистом залегании различных по гранулометрическому составу литологических разностей пород капиллярное поднятие происходит быстрее из слоя крупнозернистого в мелкозернистый. При расположении крупнозернистых слоев на мелкозернистых капиллярное поднятие может происходить лишь до высоты кровли мелкозернистых пород.

В почвах комковатой структуры высота капиллярного поднятия меньше, чем в почвах порошковатой структуры. По мере уплотнения почвы высота подъема увеличивается, и чем плотнее почва, тем меньше разница в высоте капиллярного поднятия между почвами различного агрегатного состояния.

Влагоемкостью горных пород называется способность их вмещать и удерживать в своих пустотах и трещинах определенное количество воды. Характеризуется она коэффициентом влагоемкости, представляющим процентное отношение веса или объема воды, заключенной в порах и трещинах, к весу или объему сухой породы.

Соответственно видам воды, содержащимся в горных породах, различают гигроскопическую влагоемкость (максимальную гигроскопичность), пленочную (максимальную молекулярную) влагоемкость.

Полная влагоемкость теоретически отвечает полному заполнению всех пор рыхлой горной породы. Практически же это не всегда возможно из-за наличия в мелких порах заземленного воздуха, который может занимать до 5% объема породы.

В зоне аэрации, применительно к почвам, существенное значение имеет понятие наименьшей (полевой) влагоемкости, характеризующее максимальное количество влаги, которое может удержать почва при глубоком залегании зоны насыщения. В природных условиях в горных породах всегда содержится то или иное количество воды. При этом в зоне аэрации содержание влаги резко меняется в зависимости от суточных и сезонных изменений температуры, влажности воздуха, атмосферного давления, осадков, испарения и т. д. Различают понятия: влажность породы, коэффициент насыщения и дефицит насыщения.

Естественная влажность — содержание воды в породе в условиях ее естественного залегания. Количественное содер-

Жанье воды в породе выражается весовой или объемной влажностью, характеризующей отношение веса или объема воды соответственно к весу скелета породы или объему породы. Естественная влажность породы в зоне аэрации меняется во времени, в зоне насыщения она максимальна для данной пористости породы или близка к ее максимальной величине.

Коэффициентом насыщения породы или относительной влажностью называется отношение объемной влажности данной породы к коэффициенту ее пористости. Значение этого коэффициента показывает степень насыщения водой данной породы. Он выражается обычно в долях единицы. Для абсолютно сухой породы коэффициент насыщения равен нулю, а при полном заполнении пор водой он равен единице.

Дефицитом насыщения называется разность между полной влагоемкостью и естественной влажностью породы.

Водопроницаемостью горной породы называется способность ее пропускать через себя воды и газы и их смеси при наличии перепада давления. Водопроницаемость скальных пород зависит в основном от степени трещиноватости пород и размера трещин. Чем больше трещиноватость и шире трещины, тем больше ее водопроницаемость. Зависимость водопроницаемости рыхлых горных пород более сложная: на нее влияет не общая пористость породы, а величина активной пористости, размер пустот и диаметр пор, структура и текстура, степень минерализации и вязкость воды.

Водопроницаемость породы характеризуется коэффициентом фильтрации и коэффициентом проницаемости. Для пресных вод, плотность которых близка к единице с температурой до 26° С, проницаемость в 1 дарси численно практически равна коэффициенту фильтрации 1 м/сут; для минерализованных вод и подземных вод повышенной температуры водопроницаемость породы характеризуется коэффициентом проницаемости, который отличается от коэффициента фильтрации учетом вязкости воды.

По степени водопроницаемости горные породы можно разделить на три группы: 1) водопроницаемые, к которым относятся осадочные рыхлые обломочные породы (галечник, гравий, песок), а также трещиноватые скальные породы; 2) полупроницаемые — глинистые пески, лёсс, торф, рыхлые песчаники, пористые известняки; 3) непроницаемые (водоупорные), к которым относятся массивные кристаллические и осадочные породы, а также глины.

Из табл. 7 следует, что чем более грубозернистая горная порода, тем больше ее водопроницаемость. Глинистые породы, несмотря на их высокую пористость, для гравитационного движения считаются практически водонепроницаемыми. Лишь в условиях

высоких градиентов напора возможно гравитационное движение воды в глинах.

Таблица 7

**Ориентировочные характеристики коэффициента фильтрации
основных литологических разностей рыхлых пород**

Название породы	Коэффициент фильтрации, м/сут
Грубообломочные породы (гравий, гальки) . . .	100—200
Грубозернистые пески	50,0—10,0
Крупнозернистые пески	15,0—5,0
Среднезернистые пески	5,0—1,0
Мелкозернистые пески	1,0—0,5
Глинистые пески	0,5—0,1
Супеси	0,1—0,05
Суглинки легкие	0,01—0,01
Глины и суглинки тяжелые	0,01

Водоотдачей горных пород называют способность горной породы, насыщенной до полной влагоемкости, отдавать часть воды путем свободного стекания под влиянием силы тяжести.

Коэффициент водоотдачи песчаных пород представляет собой разность между полной и максимальной молекулярной влагоемкостью или отношение количества воды, которое может отдать порода, к общему объему воды в породе. Коэффициент водоотдачи имеет размерность процентов или долей единицы. Величина коэффициента водоотдачи зависит от гранулометрического состава пород, вязкости воды и продолжительности дренирования горной породы (табл. 8).

Таблица 8

Средние значения коэффициента водоотдачи некоторых пород

Название породы	Коэффициент водоотдачи	Название породы	Коэффициент водоотдачи
Тонкозернистые пески и супеси	0,10—0,15	Песчаник на глинистом цементе	0,02—0,03
Мелкозернистые пески	0,15—0,20	Известняки трещино- ватые	0,008—0,10
Среднезернистые пески	0,20—0,25	Торф	0,05—0,15
Крупнозернистые и гра- велистые пески	0,25—0,35		

IV. ПРОЦЕССЫ, ПРОИСХОДЯЩИЕ В ЗОНЕ АЭРАЦИИ

Движение подземных вод в зоне аэрации происходит под влиянием молекулярных (сорбционных), менисковых (капиллярных) и гравитационных сил. Эти силы действуют одновременно, но в зависимости от влажности горных пород, их температуры и литологического состава преобладающее значение имеют обычно одна или две силы. Так, если влажность горных пород не превышает их максимальной гигроскопичности, то вода может передвигаться только в парообразном виде. При влажности в пределах от максимальной гигроскопичности до максимальной молекулярной влагоемкости вода перемещается под влиянием молекулярных сил. При влажности в пределах от максимальной гигроскопичности до наименьшей (полевой) влагоемкости возникает движение физически связанной и капиллярной воды, в глинистых породах оно происходит под влиянием преобладающих молекулярных (сорбционных) сил, а в песчаных породах — капиллярных (менисковых) сил. При влажности, превышающей полевую влагоемкость, вода передвигается под влиянием капиллярных сил и силы тяжести. Сорбционные силы в этом движении принимают минимальное участие.

При влажности горных пород, равной полной влагоемкости, когда поры, трещины и различные пустоты в зоне аэрации насыщены водой, капиллярные силы постепенно гасятся, и начинается гравитационное движение под влиянием гидростатического давления.

К основным гидротермодинамическим и гидрохимическим процессам, протекающим в зоне аэрации, относятся: конденсация водяных паров, инфильтрация атмосферных осадков, физическое и химическое выветривание, геохимические и биохимические процессы, промерзание и оттаивание горных пород. Соотношение этих процессов представляет собой сложную систему подвижного равновесия с непрерывно изменяющимися термодинамическими условиями. В результате подобных нарушений происходит количественное и качественное изменение состава и свойств как жидкого и газообразного вещества, так и самой горной породы.

1. *Процессы конденсации водяных паров* играют существенную роль в увлажнении зоны аэрации. Они могут протекать как на дневной поверхности, так и в наземной и подземной атмосфере. Пары воды могут притягиваться поверхностью твердых частей горной породы (адсорбция), диффузно проникать в них (абсорбция), поглощаться в капиллярах вогнутыми менисками и химически соединяться с телом сорбента (хемосорбция). А. Ф. Лебедев различал два вида конденсации водяных паров: молекулярную и термическую.

Молекулярная конденсация возникает в силу молекулярного взаимодействия паров воды с поверхностью частиц горной породы. Интенсивность адсорбции молекул водяного пара зависит от относительной упругости водяных паров, заполняющих поры и трещины горной породы зоны аэрации. При малых значениях относительной упругости водяных паров имеет место однослойная, а затем и двух-трехслойная сорбция молекул водяного пара под влиянием сил электростатического притяжения. В результате этого процесса образуется прочносвязанная или гигроскопическая влага. При относительной влажности воздуха, равной или близкой к 100%, в зоне аэрации процесс молекулярной конденсации молекул водяных паров прекращается.

Термическая конденсация возникает в зоне аэрации при влажности, достигающей максимальной гигроскопичности и при наличии градиента температуры между верхом зоны аэрации и атмосферой или между двумя участками горных пород. Термическая конденсация становится невозможной при влажности пород зоны аэрации, соответствующей ее полной влагоемкости.

Молекулярная и термическая конденсация являются процессами обратимыми. Процессы неоднократной конденсации и испарения водяных паров вызывают в зоне аэрации постоянное, и подчас существенное, перераспределение влаги. Оно имеет сложный характер и в зависимости от термодинамических условий может быть направлено либо сверху вниз на пополнение зоны насыщения, либо снизу вверх, обуславливая дистилляцию капельножидкой воды зоны насыщения. Перемещение водяных паров и конденсация их может происходить и в горизонтальном направлении вследствие различных термодинамических условий в плане.

2. Другим важным процессом, протекающим в зоне аэрации, является *инфильтрация атмосферных осадков*, а также оросительных и поверхностных вод. Различают два вида инфильтрации: свободное просачивание и нормальную инфильтрацию.

Свободное просачивание начинается непосредственно после «смачивания» частиц породы зоны аэрации до состояния максимальной молекулярной влажности. Оно происходит под влиянием гравитационных и капиллярных сил не сплошным потоком, а изолированными струями по отдельным каналам, капиллярным и, частично, капиллярным порам и трещинам. Пористое пространство основной массы пород зоны аэрации при этом остается не заполненным гравитационной водой и в нем циркулирует атмосферный воздух, различные газы и водяные пары.

Интенсивность просачивания через поверхность зоны аэрации зависит от ряда условий. Прежде всего эта зависимость связана с характером горных пород: если почва сложена крупнозернистыми разностями, ее водопроницаемость очень высока и остается

постоянной; если же почвенный покров содержит большое количество глинистых и коллоидных частиц, то по мере его насыщения инфильтрационной водой последние будут набухать, и это набухание явится препятствием просачиванию атмосферных осадков.

Немалую роль в процессе просачивания играет растительность. Свободная от растительности поверхность почвы под влиянием дождя уплотняется, трещины и крупные поры кальматируются мелкими частицами, смываемыми дождем, и водопроницаемость почвы уменьшается. Густой травянистый покров и корневая система древесной растительности сильно увеличивают пористость почвы и способствуют усилению просачивания атмосферных осадков. Некоторое влияние на интенсивность просачивания оказывает температура воды, в результате изменения которой меняется вязкость воды. Сила трения и газообразная составляющая, заземленная более мелкими порами, также препятствует свободному просачиванию капельно-жидкой воды, и последнее обычно, в особенности на начальном этапе, протекает крайне медленно. Постепенно по мере вытеснения заземленного воздуха и растворения части газообразной составляющей свободное просачивание ускоряется.

После заполнения пористого пространства зоны аэрации полностью капельно-жидкой водой создаются условия для нормальной инфильтрации под влиянием гравитационных сил. При обильном увлажнении зоны аэрации нормальная инфильтрация может происходить до поверхности зоны насыщения и создавать условия гидравлической связи с ней. При недостаточном увлажнении зоны аэрации или неоднородном строении ее процесс нормальной инфильтрации может на некоторой глубине от поверхности земли приостанавливаться или прекращаться вовсе. В этом случае в зоне аэрации может образоваться слой подвешенной капельно-жидкой воды, не имеющей гидравлической связи с зоной насыщения.

По степени влажности и интенсивности инфильтрации зону аэрации можно разделить на три пояса: верхний — пояс повышенной и наиболее изменчивой влажности и более интенсивной инфильтрации; средний — пояс более или менее постоянной влажности и затухающей инфильтрации; нижний — представляющий собой капиллярную кайму. Абсолютные значения влажности этих поясов и интенсивности процесса инфильтрации зависят от климатических условий, характера выпадения осадков и литологического состава зоны аэрации.

Наиболее интенсивно процессы инфильтрации атмосферных осадков протекают на почвах крупнозернистого состава и в климатическом поясе избыточного увлажнения, во время выпадения

длительных морозящих дождей в осенний период и при оттаивании снежного покрова во время оттепелей и весеннего снеготаяния. Инfiltrация воды тающего снежного покрова в весенний период происходит более интенсивно, если твердые осадки выпали на незамерзшую почву.

Тонкозернистые почвы значительно менее проницаемы для воды.

Скорость инfiltrации влаги в зоне аэрации наибольшая в песчано-гравийных породах. Она характеризуется коэффициентом капиллярной водопроницаемости (КП), физическая сущность которого аналогична коэффициенту инfiltrации в насыщенной зоне. Между этими коэффициентами существует, по С. Ф. Аверьянову, следующая зависимость:

$$K_{\text{кп}} = K_{\text{ф}} \left(\frac{W_t - W_m}{n - W_m} \right)^{3,5} \quad (7)$$

Здесь $K_{\text{кп}}$ — коэффициент капиллярной водопроницаемости; $K_{\text{ф}}$ — коэффициент инfiltrации; W_t — полная влагоемкость с учетом заземленного воздуха ($W_t = p$, где p — пористость, p — количество заземленного воздуха); W_m — максимальная молекулярная влагоемкость пород зоны аэрации выше поверхности капиллярной каймы.

Величина коэффициента капиллярной водопроницаемости зависит от влажности зоны аэрации. Она значительно меньше коэффициента инfiltrации пород, аналогичных по литологическому составу, в 3—4 раза. Более сложно и медленно протекает инfiltrация атмосферных осадков в зону аэрации, сложенную супесчано-суглинистыми разностями.

Н. Н. Биндеман рассматривает два случая условий инfiltrации: интенсивность дождя меньше коэффициента инfiltrации почвы или горной породы и инfiltrация больше коэффициента инfiltrации почвы. В первом случае скорость инfiltrации предполагается рассчитывать по уравнению

$$u = i \left[\frac{1}{(n - a) \sqrt[3]{\frac{i}{k} - (g_0 - a)}} \right] + \frac{a}{n - a}, \quad (8)$$

где u — скорость инfiltrации или просачивания; i — интенсивность дождевания или поступления воды с поверхности земли; n — пористость; a — содержание физически связанной воды; k — коэффициент инfiltrации; g_0 — начальная влажность почвы или горной породы; α — коэффициент, определяемый степенью покрытия поверхности земли слоем воды и зависящий от разме-

ров падающих капель и размеров пор горной породы ($0 \leq z \leq 1$). Для песков значение α должно приниматься равным нулю, а для супесчано-суглинистых разностей — от 0 до 1.

При наличии влажности, равной содержанию связанной воды ($g_0 = a$), формула (8) приобретает вид

$$u = \frac{i}{n-a} \left(\sqrt[3]{\frac{K}{i}} + \alpha \right), \quad (9)$$

или при $\alpha = 0$

$$u = \sqrt[3]{\frac{Ki^2}{n-a}}. \quad (10)$$

Н. Н. Биндеман указывает, что если интенсивность дождя i меньше коэффициента фильтрации почвы или горной породы, то скорость движения фронта просачивания* определяется по формуле (8).

Поскольку влажность почв и горных пород в природных условиях близка к содержанию в них связанной воды, то для ориентировочных расчетов скорости движения фронта просачивания можно пользоваться формулой (10), так как в этом случае фронты просачивания и впитывания совпадают. В случае, когда интенсивность дождя больше коэффициента фильтрации, в первый период до достижения некоторой глубины, образование слоя воды на поверхности земли не происходит, и скорость просачивания равна интенсивности дождя, деленной на недостаток насыщения почвы или горной породы водой ($n - g_0$), а скорость впитывания измеряется интенсивностью дождя, деленной на величину полной водоотдачи ($n - a$). После образования слоя воды на поверхности земли скорость просачивания определяется уравнением Цункера с поправкой Н. Н. Биндемана, вводящего в него величину

$$t = \frac{n - g_0}{K} \left[l - (H_0 + h_k) \ln \left(1 + \frac{l}{H_0 + h_k} \right) \right], \quad (11)$$

где t — время просачивания до определенной глубины; H_0 — толщина слоя воды на поверхности; h_k — капиллярная сила породы или капиллярный напор, действующий на нижней границе инфильтрационной колонны; n — пористость; g_0 — начальная влажность почвы или горной породы.

* Под фронтом просачивания Н. Н. Биндеман понимает границу зоны, в пределах которой происходит лишь перемещение начальной влажности вследствие передачи напора, под фронтом впитывания — границу зоны фактического проникновения воды с поверхности земли.

Таким образом, механизм передвижения инфильтрационной влаги в зоне аэрации зависит от интенсивности дождя, недостатка насыщения или полной водоотдачи и коэффициента фильтрации, а процесс продвижения фронта просачивания и впитывания может быть подсчитан по формулам (8) и (9).

Просачивание в зоне аэрации достигает наибольшей глубины при более длительных дождях. Прекращение дождя замедляет процесс продвижения воды, и в таких случаях возможно образование подвешенных вод в зоне аэрации.

Формулы (8)—(10) не учитывают конденсации водяного пара и физического испарения и транспирации влаги растительностью, а также возможного изменения литологического состава и температуры горных пород. Но учитывая, что коэффициент фильтрации в формулах (8), (9) и (10) находится под корнем третьей степени, а значения водоотдачи невелики, основными условиями для просачивания инфильтрационной воды до границ зоны насыщения остаются интенсивность дождя и его продолжительность.

3. Одним из существенных процессов, протекающих в зоне аэрации, является *физическое и физиологическое испарение влаги* из зоны аэрации и с поверхности зоны насыщения.

В отличие от испарения с открытой водной поверхности, в рассматриваемых процессах, наряду с климатическими факторами (температурой атмосферного воздуха, его влажностью, скоростью ветра, атмосферным давлением), существенную роль играют механический и литологический состав пород зоны аэрации, их структура, степень насыщения водой, рельеф и цвет земной поверхности, характер и густота растительного покрова, гидрогеологические условия (состав и структура почв, глубина залегания поверхности зоны насыщения) и хозяйственная деятельность человека.

Испарение из верхней части зоны аэрации происходит различно в зависимости от степени насыщения ее водой, механического и литологического состава пород, их структуры и некоторых других природных факторов. В периоды полного насыщения зоны аэрации испарение из верхней ее части происходит так же, как с открытой водной поверхности. Как известно, величина испаряемости зависит от климатических условий (табл. 9).

Для расчета испаряемости предложено несколько формул (Б. Д. Зайков, Л. К. Давыдов и др.). Для расчета месячной испаряемости с поверхности прудов и малых водоемов применяют формулу Б. Д. Зайкова

$$E = 0,2nCD_{200}^{0,78} (1 + 0,87\omega_{100}), \quad (12)$$

где E — испаряемость за месяц в мм; n — число дней в расчетном месяце; C — параметр, находится по карте изолиний; D_{200} — сред-

немесячный дефицит влажности воздуха на высоте 2 м от поверхности земли в мм; ω_{100} — средняя месячная скорость ветра на высоте 1 м от поверхности земли в мм/с.

Таблица 9

Величины испаряемости в различных климатических условиях

Ландшафтная зона	Испаряемость мм/год	Ландшафтная зона	Испаряемость мм/год
Тундра	200—300	Пустыня	800—1000
Тайга	300—600	Субтропики	600—1300
Смешанный лес	400—850	Поверхность Мирового океана	800
Степь	600—1100		
Полупустыня	700—960		

Если известна по данным метеорологических наблюдений средняя месячная упругость насыщенного водяного пара d_0 в мм, рассчитанная по температуре поверхности воды, и упругость водяного пара на высоте 2 м от поверхности земли d_{200} , то формула Б. Д. Зайкова примет следующий вид:

$$E = 0,2 n (d_0 - d_{200}) (1 + 0,85 \omega_{100}). \quad (13)$$

Формула Л. К. Давыдова была предложена на основании анализа большого количества наблюдений над испаряемостью с водной поверхности различных водоемов

$$E = 0,55 d^{0,8} (1 + 0,125 \omega), \quad (14)$$

где E — среднесуточная величина испаряемости в мм, d — среднесуточный дефицит в мм (влажности), ω — среднесуточная скорость ветра в м/с.

Для водоемов больших размеров, но не превышающих нескольких десятков квадратных километров, в формулу (14) вводится поправочный коэффициент 0,9. Эта поправка объясняется повышенной влажностью воздуха над крупными водоемами, уменьшающей испаряемость.

Испарение из верхней части зоны аэрации, не полностью насыщенной водой, происходит в виде движения парообразной влаги из более увлажненных участков в менее увлажненные. В тех случаях, когда поверхность капиллярной каймы находится неглубоко, имеет место испарение с поверхности капиллярной каймы, и испаряющаяся влага может частично восстанавливаться за счет капиллярного поднятия из зоны насыщения. Однако это возобновление совершается очень медленно, так как скорость капилляр-

ного поднятия меньше скорости испарения. Особенно это заметно в грубозернистых породах.

Испарение с поверхности зоны насыщения может происходить под влиянием солнечной радиации и внутреннего тепла земли. Несмотря на то, что испарение под влиянием теплового потока, идущего из недр земли, идет непрерывно и при любой глубине залегания зоны насыщения, оно сравнительно невелико и едва достигает 0,79 мм/год. Наиболее интенсивно влага испаряется с поверхности зоны насыщения под влиянием солнечной радиации при глубине залегания зеркала, не превышающей высоты капиллярного поднятия. Эта глубина называется критической.

В районах умеренного климата критическая глубина не превышает 120—150 см, а в условиях засушливого климата она достигает 150—400 см. Критическая глубина может быть определена по формуле В. А. Ковда

$$\Delta_0 = 170 + 8 t_{\text{ср}}^{\circ} \pm 15, \quad (15)$$

где Δ_0 — критическая глубина испарения в см; $t_{\text{ср}}^{\circ}$ — среднегодовая температура воздуха.

М. И. Будыко выделяет три фазы испарения из верхней части зоны аэрации и с поверхности зоны насыщения в зависимости от запасов влаги в зоне аэрации и глубины залегания поверхности зоны насыщения.

В первой фазе при высокой влажности верхней части зоны аэрации или высоком залегании поверхности зоны насыщения испарение зависит только от гидротермических условий атмосферы. Величина его в этом случае максимальна. Во второй фазе интенсивность испарения зависит от скорости капиллярного подпитывания верхней части зоны аэрации. Вместе с иссушением верхней части зоны аэрации и снижением зеркала зоны насыщения испарение постепенно уменьшается. В третьей фазе испарение происходит за счет диффузии водяного пара через верхний пересушенный слой и по величине оно незначительно (табл. 10).

Процесс физиологического испарения растительностью или транспирация состоит в том, что каждое растение забирает корневой системой из почвы влагу и расходует ее частично на рост самого растения, а более значительную часть влаги испаряет через листву в атмосферу. Растительный покров во влагообороте суши выполняет роль грандиозного испарителя. Расход влаги на транспирацию в течение года различен и зависит от характера растительности, влажности воздуха, недостатка насыщения, температуры воздуха и почвы, а также скорости ветра. Чем больше влажность воздуха и меньше дефицит влажности, тем

меньше транспирация; чем выше температура воздуха и почвы и чем больше сила ветра, тем величина транспирации больше. В некоторых условиях интенсивность физиологического испарения превышает величину испаряемости с водной поверхности. Расход влаги на транспирацию зависит от характера растительности: травяной покров и культурные растения могут транспирировать до 230—250 мм/год; крупные лиственные деревья — от 200 до 300 мм/год; мелкие деревья и кустарники — от 155 до 205 мм/год; хвойные деревья транспирируют от 100 до 155 мм/год. Наибольших значений транспирация достигает при наличии влаголюбивой растительности — фреатофитов, корневая система которых, стремясь достичь зоны насыщения, может проникать на глубину 20—30 м.

Таблица 10

Соотношение испарения и испаряемости в различных климатических условиях

Ландшафтная зона	Испарение, мм/год	Испаряемость, мм/год
Тундра	70—120	200—300
Тайга	200—300	300—600
Смешанный лес	250—430	400—850
Степь	240—550	600—1100
Полупустыня	180—200	700—900
Пустыня	50—100	800—1000
Субтропики	300—750	800—1300

В природных условиях, в ряде случаев, процессы физического и физиологического испарения разделить невозможно. Поэтому часто испарение с поверхности земли и транспирацию растениями определяют суммарно. Величина суммарного расхода влаги на испарение и транспирацию получила за рубежом название *эвапотранспирации*. Она может быть приблизительно вычислена по эмпирической формуле С. Ф. Аверьянова

$$u_c = u_0 \left(1 - \frac{h_{кр}}{h}\right)^n, \quad (16)$$

где u_c — суммарное испарение при глубине зоны насыщения; u_0 — испарение с поверхности земли при очень высоком положении зоны насыщения (приблизительно может быть принята равной испаряемости); $h_{кр}$ — критическая глубина положения зоны насыщения, с которой начинается заметное расходование воды на испарение; h — глубина залегания грунтовых вод; n — показатель степени ($1 < n < 3$), зависящий от глубины залегания грунтовых вод, обычно равен 2.

Суммарное испарение с поверхности почвы, покрытой травой, в 1,5—2 раза больше, чем почвы, лишенной травяного покрова. Эвапотранспирация, например, травянистой растительности в сухих степях составляет несколько тысяч кубических метров воды с гектара в год. Ежегодная транспирация всей растительностью Советского Союза достигает 3500 км³. Это третья часть годового количества осадков.

Однако из того факта, что растительность для своего развития потребляет большое количество воды, не следует делать вывод о том, что растительность всегда и неизменно влияет отрицательно на увлажнение зоны аэрации. В период вегетации растительность действительно расходует много воды, но та же растительность создает условия, при которых физическое испарение с поверхности зоны аэрации значительно уменьшается. В периоды же, когда растения не развиваются, они способствуют увеличению инфильтрации атмосферных осадков, задержанию снега, более равномерному его распределению по площади и создают условия для более интенсивного просачивания талых вод в периоды весеннего снеготаяния.

4. *Физическое и химическое выветривание* включают в себя важнейшие процессы, изменяющие вещественный состав и физические свойства горных пород и активизирующие миграцию влаги в зоне аэрации. В результате этих процессов происходит механическое раздробление и химическое разрушение минералов и горных пород на месте их залегания и последующий перенос и вынос за пределы зоны аэрации. Процессы выветривания очень тесно связаны между собой и протекают одновременно под влиянием колебаний термодинамической обстановки, состава газов, поступающих из атмосферы и находящихся в воде в растворенном состоянии, деятельности растительного покрова и животных организмов. Интенсивность выветривания зависит от климатических условий, рельефа местности и состава горных пород зоны аэрации. Так, в условиях аридного климата обычно преобладают интенсивно протекающие процессы физического выветривания, в то время как в условиях гумидного климата большое значение приобретает химическое разрушение горных пород.

Физическое выветривание обусловлено механическим раздроблением горной породы под влиянием колебаний температуры, замерзания и оттаивания воды. С физическим выветриванием связаны: *солифлюкция* — медленное передвижение почв и горных пород под влиянием попеременного промерзания и протаивания, действия гравитационных сил, миграции воды и других процессов; *механическая суффозия* — вынос движущейся водой мелких частиц рыхлой породы.

Химическое выветривание обуславливается химическим взаимодействием одних минералов горной породы с други-

ми минералами, с водным раствором, воздухом и различными газами, а также с органическими выделениями и остатками растений и животных. Химическое выветривание протекает под влиянием гидродинамических условий движения инфильтрационных вод.

Атмосферный воздух, состоящий из азота, кислорода, водяных паров, углекислоты и некоторых инертных газов, и атмосферные осадки, часто содержащие растворенные углекислый газ и кислород, сероводород, азот и органические вещества, являются активными разрушителями минералов и горных пород.

Температура окружающей среды и водного раствора в большинстве случаев оказывают сильное влияние на интенсивность химических и биохимических реакций. Изменение температуры увеличивает или снижает скорость движения почвенных растворов, ускоряет или замедляет миграцию химических элементов, активизирует переход в раствор некоторых соединений. Так, например, растворимость карбонатов натрия в дистиллированной воде при температуре 0°С равна 70 г/кг, а при температуре 40°С увеличивается в 7 раз и составляет около 500 г/кг. При тех же условиях переход в раствор сульфата натрия составляет соответственно 50 и 480 г/кг. Напротив, растворимость карбоната кальция и магния с повышением температуры значительно уменьшается. Атмосферное давление и его изменение в зоне аэрации непосредственно мало влияет на ход химических реакций и преобразование растворов. Однако даже относительно небольшое изменение внешнего давления вызывает усиленную миграцию газов, изменение парциального давления и увеличивает или уменьшает подвижность некоторых компонентов в воде.

Гидродинамические условия движения влаги в зоне аэрации играют ведущую роль в процессах химического выветривания горных пород: чем интенсивнее водообмен, тем активнее они протекают.

Основными процессами, связанными с химическим выветриванием, являются выщелачивание, растворение, обменные реакции и биохимические процессы.

Растворение и выщелачивание горных пород в зоне аэрации осуществляются в процессе инфильтрации атмосферных осадков. Они являются взаимосвязанными процессами, между которыми трудно установить четкие границы. Выщелачивание является процессом более широким, чем растворение, так как при выщелачивании происходит вынос атомов и ионов из пород зоны аэрации без разрушения кристаллической решетки минералов, входящих в состав горных пород. Выщелачивание и растворение активизируют другие растворообразующие процессы: катионный обмен, гидролиз, окисление и пр.

Интенсивность процесса выщелачивания и растворения зависит, с одной стороны, от химического состава горных пород, а с другой — от термодинамических и гидродинамических условий, в которых взаимодействуют воды и горные породы.

Известно, что вода является активным растворителем и, вероятно, в ее составе присутствуют все из известных нам химических элементов. В настоящее время в природных водах обнаружено более 60 химических элементов. Вода участвует в создании, разложении и изменении минералов, перераспределении комплекса минеральных и органических веществ, находящихся в зоне аэрации в разных формах молекулярного и коллоидного состояния.

Атмосферные осадки, выпадающие на поверхность земли, уже содержат растворенные вещества, хотя и в небольшом количестве. Над территорией СССР минерализация атмосферных осадков изменяется в очень широких пределах: от 6 до 2000 мг/л и даже несколько более. На ЕТС в среднем за год с осадками поступает от 50 до 80 г солей на каждый квадратный километр поверхности земли. Просачиваясь через зону аэрации, инфильтрационная вода обогащается солями и органическими веществами, меняет свой газовый состав. Зона аэрации является главным источником минерализации грунтовых вод зоны насыщения. В ее пределах происходит наиболее интенсивное выветривание пород, а заключенные в ней и проходящие через нее воды характеризуются большой подвижностью и агрессивностью. Главные компоненты растворимого комплекса горных пород зоны аэрации представлены хлоридными, сульфатными и гидрокарбонатными ионами, а также ионами натрия, магния, кальция и калия.

Различные сочетания основных компонентов имеют неодинаковую растворимость в воде. Наиболее растворимыми являются хлористые соединения кальция, магния, калия и натрия. Их растворимость в дистиллированной воде при температуре 18°С составляет (в г/л): CaCl_2 —732; MgCl_2 —558; KCl —400; NaCl —353. Менее растворимыми при аналогичных условиях являются сернокислые соли тех же катионов (в г/л): MgSO_4 —354; Na_2SO_4 —163; K_2SO_4 —111; CaSO_4 —2. Еще менее растворимы углекислые соединения (в г/л): Na_2CO_3 —194; MgCO_3 —0,022; CaCO_3 —0,013. Слаборастворимыми являются силикаты, алюмосиликаты и гидроксиды.

Выщелачивание и растворение горных пород происходит значительно активнее в присутствии газов, растворенных в воде, сорбированных молекулярными силами на поверхности минеральных частиц, и свободных, заполняющих все пустоты, не занятые водой. Особенно повышается растворяющая способность воды,

если в ней присутствуют углекислота, сероводород и органические кислоты.

Скорость выщелачивания и растворения зависит не только от степени растворения вещества, но и от дисперсности горных пород. Так, например, через гравелистые разности атмосферная вода будет инфильтроваться, мало изменяя свой химический состав и общую минерализацию. Если же атмосферная вода будет просачиваться через мелкозернистую горную породу, общая поверхность частиц которой в сотни и тысячи раз больше поверхности гравелистых частиц, она будет заметно изменять свой химический состав и повышать общую минерализацию.

Степень растворения горных пород зависит также от химической активности воды, определяемой величинами концентрации водородных ионов рН, окислительно-восстановительного потенциала Eh , степенью и характером минерализации.

При движении инфильтрационных вод через зону аэрации наряду с выщелачиванием и растворением происходят различные химические и биохимические обменные реакции между солями водного раствора и соединениями, входящими в поглощенный комплекс горных пород и почв. Процессы обменной адсорбции изменяют не только химический состав раствора, но и свойства самих водовмещающих пород.

5. Химические и биохимические процессы, протекающие на поверхности и в зоне аэрации, постепенно насыщают минеральными и органическими соединениями почвенные растворы, часть которых вместе с инфильтрационными водами переносится в зону насыщения.

Однако при известных условиях может происходить обратный перенос растворенных в воде химических соединений и отложение их в верхних частях зоны аэрации. Так, в условиях засушливого климата, при близком от поверхности земли залегании зоны насыщения, интенсивное испарение с капиллярной каймы может повлечь вынос солей из зоны насыщения в зону аэрации и появление в ней засоленных горизонтов, а на поверхности — образование солончаков. Подобный результат возможен и при обильном увлажнении зоны аэрации поливными водами. Засоление почв, вызванное выносом солей к поверхности земли, в отличие от природного засоления, называется вторичным засолением.

В последующем, при интенсивной инфильтрации атмосферных осадков или при искусственном промывании засоленных участков пресными водами некоторая часть солей может вновь раствориться и поступить в зону насыщения.

6. Промерзание и оттаивание почв и горных пород зоны аэрации представляет собой сложное явление, играющее важную роль в водном режиме как самой зоны аэрации, так и зоны на-

сыщения. Промерзание почвы сильно понижает ее водопроницаемость, а промерзшая влажная почва становится вовсе водонепроницаемой. По мере оттаивания почвы водопроницаемость ее восстанавливается.

Промерзание почвы происходит в течение всей зимы. В начале зимы — нередко из-за отсутствия или маломощности снежного покрова, затем в январе—феврале, даже при наличии снежного покрова, — вследствие низких температур воздуха, и в марте, а подчас в апреле — вследствие уплотнения снега и уменьшения его защитных (утепляющих) свойств.

Глубина промерзания почвы и горных пород в зоне аэрации обусловлена влиянием ряда физико-географических факторов. Она зависит от широты места, величины отрицательных температур воздуха и хода их во времени, характера макро- и микро-рельефа, мощности снежного покрова и времени его выпадения, степени густоты растительности, теплоемкости и теплопроводности, а также от агрегатного состояния почв и горных пород. Например, снежный и растительный покров защищают поверхность зоны аэрации от охлаждения, и глубина промерзания в этих условиях будет меньше, чем на участках, не имеющих снежного и растительного покрова.

Рельеф местности и особенно микрорельеф очень сильно влияют на промерзание зоны аэрации. Влияние макрорельефа ограничивается лишь разной экспозицией склонов по отношению к сторонам света, в то время как микрорельеф определяет мощность снежного покрова и, следовательно, глубину промерзания почв. Глубины промерзания в местах, покрытых густой растительностью и в открытых пространствах, резко различны. В лесных массивах снег слабо уплотнен и имеет меньшую теплопроводность, чем уплотненный снежный покров на открытых площадках. Промерзаемость почвы в лесу протекает медленнее и на меньшую глубину. В ряде мест в отдельные зимы поверхностный слой почвы в этих условиях совсем не промерзает. Заметное влияние на процессы промерзания почвы оказывает теплоемкость и теплопроводность почвы и горной породы. Как известно, величины этих параметров зависят от структуры, сложения, литологического состава и влажности породы. Так, например, рыхлые породы, поры которых заполнены воздухом, обладают плохой теплопроводностью. Слоистость также снижает ее теплопроводность.

Особую роль в повышении теплопроводности горной породы играет ее влажность. Известно, что теплопроводность воды в 15 раз больше, чем теплопроводность воздуха. Пористая рыхлая порода во влажном состоянии обладает теплопроводностью в 10 раз большей, чем в сухом состоянии. При замерзании воды в по-

родах их теплопроводность еще больше увеличивается, так как теплопроводность льда в 4 раза больше теплопроводности воды в жидкой фазе.

Глубина промерзания почвы и горных пород в различных климатических условиях различна и колеблется в широких пределах. На территории СССР глубина сезонного промерзания увеличивается с юга на север и с запада на восток. В южных районах она составляет 0,75—1 м; в центральных частях ЕТС — около 2 м, а на севере Азиатской части сезонное промерзание достигает 3—4 м.

Правильное представление о замерзании и оттаивании почв и горных пород облегчает понимание процессов инфильтрации жидких атмосферных осадков и вод тающего снега через зону аэрации. Питание зоны аэрации водами тающего снега может быть тем больше, чем больше запасы воды в снеге. Однако эти запасы далеко не всегда используются полностью. Так, если снежный покров выпал на глубоко промерзшую почву, то при весеннем снеготаянии значительная часть воды стекает по замерзшей поверхности почвы и только небольшая часть просачивается в зону аэрации после оттаивания ее поверхности.

V. ТИПЫ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЗОНЫ АЭРАЦИИ

Скопления свободных гравитационных вод в зоне аэрации представлены почвенными водами и верховодкой.

Почвенными водами следует называть капельно-жидкие воды, заключенные в верхней части зоны аэрации от поверхности земли до глубины развития почвообразовательного процесса. Они формируются на слабопроницаемых разностях почвенного разреза.

Почвы отличаются от горных пород тем, что в их составе, кроме минеральной массы, составляющей 90—95%, находятся органические и органо-минеральные вещества. Они представляют собой сложное природное тело, сформировавшееся в результате взаимодействия живых организмов и растительности с горными породами в определенных условиях климата и рельефа. Почвенный покров, несмотря на его сравнительно небольшую мощность, играет чрезвычайно важную роль в формировании химического состава и общей минерализации как вод зоны аэрации, так и вод зоны насыщения.

Образование почвенных зон обусловлено инфильтрацией атмосферных осадков и конденсацией водяных паров. Процессы инфильтрации наибольшую интенсивность приобретают в периоды обильного увлажнения, длительного выпадения жидких атмосферных осадков, весеннего снеготаяния и длительных зимних от-

тепелей. Преобладают эти процессы, как правило, в поясах избыточного, переменного и, частично, недостаточного увлажнения. В климатических условиях сухого пояса, как правило, преобладают процессы конденсации водяных паров.

Подобно тому как с севера на юг закономерно распространены различные типы почв, вместе с ними закономерно изменяются и заключенные в них воды.

Почвенным водам присущи свои характерные черты, отличительные от других типов подземных вод. Области питания и распространения почвенных вод совпадают. Они отличаются полной зависимостью от гидрометеорологических условий, характеризуются резкими колебаниями температуры и значительными ее амплитудами. Колебания температуры носят сезонный и суточный характер с амплитудой свыше 50°C (зимнее промерзание и летнее нагревание).

Отличительной чертой почвенных вод является также их тесная связь с органическими веществами, растениями и живыми организмами.

Движение почвенных вод происходит исключительно в вертикальном направлении: нисходящее, безнапорное, ламинарное.

Почвенные воды принимают активное участие в формировании поверхностного стока. В зависимости от насыщения почвы влагой за счет выпадения атмосферных осадков или весеннего снеготаяния почвой поглощается то или иное количество воды, характеризующее потери поверхностного стока. Изменение запасов почвенных вод происходит под влиянием осадков и температуры воздуха и имеет четко выраженный сезонный характер. Наибольшие запасы воды в почве наблюдаются в период весеннего снеготаяния. В этот период талые воды могут насыщать почву до полной влагоемкости и проникать до поверхности зоны насыщения. Избыток влаги, не просочившийся в зону аэрации, расходуется на формирование поверхностного стока, испарения и транспирации.

Различные типы почвы обладают разной водопроницаемостью и скоростью впитывания, которая в общем уменьшается с глубиной. В климатическом поясе избыточного увлажнения и в периоды обильного увлажнения в климатическом поясе переменного увлажнения почвенные воды могут смыкаться с нижележащими подземными водами, образуя единый водоносный горизонт, который иногда называют почвенно-грунтовым. Такие условия могут создаваться в климатических условиях пояса недостаточного увлажнения на орошаемых массивах в периоды обильных поливов или в случаях близкого залегания поверхности зоны насыщения.

В процессе водообмена между почвой и атмосферой инфильтрационные воды вступают в физическое взаимодействие с почвами и образуют почвенные растворы, которые отражают характерные особенности химического состава почв. По химическому составу почвенные воды так же разнообразны, как разнообразны сами почвы и материнские горные породы, хотя в большинстве своем они имеют невысокую минерализацию (пресные) и лишь местами засолены.

Наименьшая минерализация почвенных вод наблюдается в климатическом поясе избыточного увлажнения. Длительное и систематическое промывание почвы в этих условиях обедняет ионный состав почвенного раствора и вымывает из почв легкорастворимые соли. В результате подзолистые, бурые и серые лесные почвы слабо обогащают инфильтрационные воды хлоридными и сульфатными соединениями, насыщая их органическими веществами.

В условиях недостаточного увлажнения почвы обычно промачиваются на небольшую глубину в период весеннего снеготаяния или кратковременных дождей. Почвенные растворы каштановых луговых каштановых, бурых и пустынно-степных почв имеют повышенную, а местами и значительную концентрацию. В областях недостаточного увлажнения и в сухом климатическом поясе на срошаемых массивах может иметь место так называемое вторичное засоление почвы и почвенных вод. Это неблагоприятное явление связано с обильными поливами, повышением зеркала подземных вод зоны насыщения и высоким испарением. Особенно характерно явление вторичного засоления почв в условиях высокого положения капиллярной каймы нижележащей зоны насыщения.

Верховодкой называются временные скопления капельно-жидких вод в зоне аэрации. Этим названием объединяется широкая группа подземных вод, залегающих наиболее близко к земной поверхности, не отличающихся постоянством во времени и не имеющих сплошного распространения.

К верховодкам относятся скопления жидкой воды при следующих условиях: 1) воды, приуроченные к поверхности сравнительно небольших линз водонепроницаемых пород среди водопроницаемых в зоне аэрации; 2) воды, приуроченные к прослоям пород, обладающих меньшей фильтрационной способностью, чем вышележащие породы; 3) скопление воды на иллювиальных горизонтах или погребенных почвах; 4) воды деятельного слоя многолетнемерзлых пород и надмерзлотные воды сезонных таликов; 5) воды коры выветривания трещиноватых пород нисходящей гидродинамической зоны; 6) воды верхнего этажа закарсто-

VI. ГИДРОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ВОД ЗОНЫ АЭРАЦИИ

Гидрологическое значение подземных вод зоны аэрации ограничено. Подземное питание рек непосредственно из зоны аэрации не происходит. Представления о так называемом боковом внутриводном стоке и его большой роли в гидрологическом режиме рек не подтверждаются ни теоретическими, ни экспериментальными исследованиями. Почвенные воды, а в значительной мере и верховодка, не обладают способностью к горизонтальному перемещению. Можно допустить, что в условиях избыточного увлажнения в почвенном слое формируется постоянный водоносный горизонт, зеркало которого наклонно в сторону дренирующей депрессии. Но в таком случае этот водоносный горизонт будет относиться к зоне насыщения, а не к зоне аэрации.

СОДЕРЖАНИЕ

I. Понятие о зоне аэрации	3
II. Виды воды в породах зоны аэрации	4
III. Гидрогеологические свойства горных пород	11
IV. Процессы, происходящие в зоне аэрации	23
V. Типы подземных вод зоны аэрации	37
VI. Гидрологическое значение вод зоны аэрации	42

Морозов Павел Николаевич

Безнапорные подземные воды
(конспект лекций)

Редактор *Ю. П. Андрейков*

М-19526. Подп. к печ. 23.01.76 г. Объем 2,75 п. л. Заказ 587 Тир. 900
Цена 24 коп.

Типография ВВМУПП им. Лен. комсомола
По плану 1975 г.

