

1.4. Опорный конспект лекций

Модуль 1

Форма, размеры, строение Земли. Геосферы. Строение земной коры

Под формой Земли понимают форму Физической поверхности ее континентов и дна Мирового океана. Земля имеет форму геоида (что означает вид или подобие Земли), который можно определить как эллипсоид вращения. На поверхности имеются крупные неровности рельефа (наивысшая точка земной поверхности – в Гималаях – пик Джомолунгма 8848м, наименьшая – Марианская впадина в Тихом океане – более 11034м).

Размеры Земли:	
Экваториальный радиус	6378,245 км
Полярный радиус	6356,863 км
Средний радиус	6371,110 км
Длина экватора	40075,704 км
Длина меридиана	40008,548 км
Площадь поверхности	510,08 млн. км ²
занято сушей	148,63 млн. км ²
занято Мировым океаном	361,45 млн. км ²
Средняя глубина водной оболочки	3,794 км
Средняя высота суши над уровнем моря	0,850 км

На основании современных геофизических исследований установлено, что тело Земли имеет концентрически-зональное строение. В центре его расположено ядро. Вокруг ядра размещаются концентрические оболочки, или геосферы. Геосферы подразделяются на внутренние и внешние. К внутренним относят земную кору (литосферу), мантию и ядро, к внешним – атмосферу, гидросферу и биосферу.

Литосфера имеет мощность 5-80 км, под дном океанов – 5 км, на равнинных участках – 35-40 км, в горных районах – 50-80 км. В земной коре выделяют три основных слоя:

- 1) осадочный чехол, состоящий из мягких слоистых пород, мощностью 1,5 км;
- 2) гранитный слой – мощностью 10-50 км (наибольшая под горными массивами, под океаническими впадинами отсутствует), сложенный кислыми магматическими породами;
- 3) базальтовый слой – мощностью до 30 км, сложенный ультраосновными магматическими породами.

Непосредственно можно изучить химический состав только поверхностных (15-20 км) слоев земной коры. О химическом составе более глубоких слоев Земли судят по косвенным данным.

В горных породах, слагающих земную кору до глубины 16 км, преоблада-

ют следующие химические элементы (данные А.П. Виноградова)

Элемент	Содержание, %	Элемент	Содержание, %
Кислород	47,00	Натрий	2,50
Кремний	29,50	Калий	2,50
Алюминий	8,05	Титан	0,45
Железо	4,05	Водород	0,15
Кальций	2,96	Фосфор	0,093
Магний	1,87	Углерод	0,023

На остальные многочисленные химические элементы в сумме приходится менее 1% состава земной коры.

Мантия отделена от литосферы поверхностью раздела обнаруженной в 1910 году геофизиком А. Мохоровичем. Мантия неоднородна по своему составу. В ней преобладают ультраосновные магматические породы. Выделяют верхнюю мантию – до глубины 400 км, переходный слой 400-900 км, нижняя мантия до глубины 2900 км.

В центре земного шара расположено ядро, состоящее из внешнего ядра – 2900-4980 км, далее до глубины 5120 км – переходная зона, и далее до центра внутреннее ядро. Ядро предположительно сложено железом и никелем в состоянии близком к жидкому. Давление непрерывно возрастает от поверхности Земли к центру примерно до 3,5 млн. атм.

На поверхности Земли выделена водная оболочка (гидросфера) – представлена водами морей, океанов, озер, рек, ледников, подземными водами, газовая оболочка (атмосфера) – подразделена на: тропосферу – 8-16 км, стратосферу – 80-90 км, ионосферу и сфера жизнедеятельности организмов (биосфера) – внедрена в литосферу на глубину до 5 км (бактерии), в атмосферу до 30-40 км (споры и бактерии), в гидросферу на всю толщу.

Физические свойства Земли

Основными физическими свойствами земли являются: плотность, давление, сила тяжести, магнетизм, тепловые, электрические свойства и радиоактивность.

Плотность

Средняя плотность вещества планеты составляет 5,52 г/см³.

Плотность литосферы – 2,5-2,9 г/см³, на границе с мантией возрастает до 3,7 г/см³. Далее плотность вещества плавно возрастает до 6,5 г/см³. На границе мантия-ядро плотность возрастает до 10 г/см³, в центре земли достигает 12,5 г/см³.

Давление

На глубине 1 км – 275 атм, в подошве литосферы – около 13 тыс. атм, в подошве мантии – 1,4 млн. атм, в центре Земли – около 3,5 млн. атм.

Сила тяжести

Предположительно обусловлена действием слабоизученных гравитационных волн. Сила тяжести убывает с высотой и глубиной от земной поверхности. На поверхности возрастает от экватора (9,78 см/с²) к полюсам (9,83

см/с²).

Магнетизм и электрические свойства

Земля представляет собой огромный магнит. Верхняя граница силового поля часто превышает 90 тыс. км. Магнитная ось Земли отклонена на 11°05' относительно географической оси. Магнитосфера препятствует поступлению опасных для жизни заряженных частиц солнечной радиации на поверхность Земли. Происхождение магнетизма связывают с процессами, происходящими в глубоких недрах планеты.

Тепловые свойства

Тепловой режим поверхностных зон формируется под воздействием двух факторов: энергии Солнца – 99,5% и внутренней энергии Земли – 0,5%.

Амплитуда колебаний температур на поверхности Земли достигает 150°C (от -90°C в Антарктиде до +65°C в Африке). Наблюдаются суточные, сезонные и годовые колебания температур.

В умеренных и северных широтах в зимний период на значительных территориях образуется зона промерзания. Глубина промерзания учитывается при проектировании и строительстве сооружений.

Ниже наблюдается зона сезонных колебаний температур.

Слой горных пород, до которой проникают годовые колебания температур называется поясом постоянной температуры. Для Белоруссии она устанавливается на глубине 25 м и равна 3,4-3,6°C.

Ниже пояса постоянных температур температура с глубиной возрастает. Для характеристики этой части введены термины: геотермический градиент – повышение температуры с глубиной на каждые 100 м и геометрическая ступень – глубина (в метрах) с которой температура повышается на 1°C. В различных частях Земли колебания градиентов установлены в пределах 2,3-5,0°C на 100 м, и соответствующая ему геотермическая ступень – 20-43,5 м.

Радиоактивность

Распад радиоактивных элементов обеспечивает огромный приток тепла, являющийся причиной разогрева отдельных масс внутри и у поверхности Земли.

Геохронология. История развития Земли

Историю развития Земли, условия, последовательность и время образования горных пород изучает отдел геологии – историческая геология. Геохронология («гео» – Земля, «хронос» – время) – разделение геологической истории на отдельные этапы.

Выделяется два этапа в развитии Земли:

1) догеологический(планетарный) – очень длительный отрезок времени (3000-3500 млн. лет) от момента зарождения Земли как планеты до момента образования ее внешних геосфер.

2) геологический – охватывает время образования осадочных толщ, их метаморфизма и гранитизации, время зарождения и развития жизни на Земле.

Для установления продолжительности событий в истории геологического

этапа развития Земли, для решения научных и практических задач определяют абсолютный и относительный возраст горных пород.

Методы определения относительного возраста горных пород:

1) стратиграфический метод – основан на описании пластов. (Пласты лежащие ниже образовались раньше, следовательно, они более древние.) Применен в районах с ненарушенным залеганием пластов.

2) петрографический метод – основан на изучении состава горных пород в разрезах.

3) палеонтологический метод – основан на определении относительного возраста по окаменевшим остаткам организмов (самый надежный). Периодизация геологической истории делается по руководящим формам организмов, имевших в геологическом измерении времени непродолжительный срок существования, широкое распространение и хорошо сохранившиеся.

Абсолютный возраст исчисляется в абсолютных единицах: годах, сотнях, тысячах, миллионах лет. Его определение стало возможным в начале XX века. Для определения возраста горных пород используется явление радиоактивности. Зная скорость полураспада и количество содержащегося в породе исходного радиоактивного вещества, а также количество устойчивого остатка, можно вычислить абсолютный возраст минерала с момента его образования.

Методы определения абсолютного возраста горных пород:

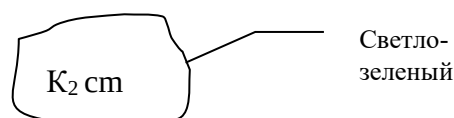
1) ураново-свинцовый метод (период полураспада 4,52 млрд. лет).

2) углеродный метод (период полураспада 5568 лет). Радиоактивный углерод накапливается в тканях растительных и животных организмов.

Используя методы абсолютной и относительной геохронологии сделана периодизация геологической истории, которая обобщенно представлена в виде стратиграфической и геохронологической шкалы.

Геохронологическая шкала	Стратиграфическая шкала
Эра	Группа
Период	Система
Эпоха	Отдел
Век	Ярус

Все подразделения стратиграфической шкалы имеют стандартизированные названия, а также буквенную, цифровую и цветовую индексацию.



К– меловая система, (2) – верхний отдел, (cm) –синоманский ярус.

Геологические процессы. Классификация геологических процессов. Их взаимосвязь

В земной коре с начала ее формирования постоянно происходят процессы,

изменяющие состав, строение и состояние отдельных участков коры и рельефа. Данные процессы называются геологическими. Скорость геологических процессов различна. Большая их часть идет медленно, незаметно для человека. Но за миллионы лет эти процессы приводят к весьма значительным изменениям.

Некоторые процессы протекают быстро, иногда с катастрофической быстротой (вулканические извержения, землетрясения). Такие процессы кратковременны, идут на отдельных участках и играют меньшую роль в истории формирования Земли.

В зависимости от источников энергии, обуславливающих геологические процессы, их подразделяют на две группы: эндогенные (рожденные изнутри) и экзогенные (рожденные извне).

Эндогенные процессы обусловлены внутренней энергией Земли (радиоактивный распад, конвективные течения в мантии). Под действием этих процессов были созданы структуры земной коры, сформировался ее основной состав и образовались наиболее крупные формы рельефа (горы, равнины и впадины)

Экзогенные процессы вызываются внешними источниками энергии (энергия Солнца, ветер, движущаяся вода, биологические источники энергии, химические источники энергии). В результате этих процессов образуются осадочные горные породы, и происходит выравнивание неровностей на земной поверхности, созданных эндогенными процессами.

Взаимосвязь геологических процессов заключается в том, что эндогенные процессы создают формы рельефа, а экзогенные их разрушают.

Эндогенные геологические процессы

Эндогенные процессы протекают в глубине земной коры в условиях высоких температур и давлений. В результате этих процессов происходит перераспределение вещества верхней мантии и нижней части земной коры.

По формам проявления эндогенные процессы делятся на магматизм, тектонические движения, землетрясения и метаморфизм.

1) **Под магматизмом** понимается многостадийный процесс, состоящий из стадии образования (зарождения) магмы, последующего внедрения ее в земную кору (иногда с излиянием на поверхность) и, наконец, стадии остывания магмы с образованием магматических горных пород. В соответствии с условиями остывания магмы (на глубине или на поверхности) магматизм делится на: глубинный, или плутонизм и поверхностный, или вулканизм.

2) Земная кора под воздействием внутренних сил находится в постоянном движении. Такие движения земной коры, обусловленные внутренними процессами и ведущие к изменению условий залегания горных пород, **называются тектоническими**. Они разделяются на:

а) медленные движения (эпейрогенические), в основном вертикальные опускания и поднятия, изменяющие положение береговой линии материков;

б) процессы, вызывающие изменение условий залегания горных пород с образованием складок и разрывных форм и созданием горных сооружений и

межгорных впадин;

в) быстрые сотрясения поверхности земли (землетрясения и моретрясения).

3) Сейсмические явления.

Всякое сотрясение верхней части земной коры называется землетрясением. По причинам их вызывающим, землетрясения делятся на тектонические, вулканические, денудационные (обвальные) и искусственные. Искусственные землетрясения возникают при искусственных взрывах, артиллерийской стрельбе, при прохождении поездов и т. п. Денудационные землетрясения связаны с обвалами горных пород в горах и крупных пещерах. Все эти землетрясения имеют слабую силу. Вулканические землетрясения происходят в районах распространения вулканов, сопровождая их извержение. Наиболее опасными для сооружений и человека являются тектонические землетрясения. Они являются следствием быстрых перемещений масс внутри земной коры при тектонических движениях. Место этих перемещений, или очаг землетрясения, называется гипоцентром.

При освобождении энергии в гипоцентре происходит сжатие и расширение массы, отчего возникают сейсмические волны. От гипоцентра распространяются продольные (Р) и поперечные (S) волны. Скорости распространения продольных волн больше скорости распространения поперечных в 1,73 раза. Распространяясь от гипоцентра по всем направлениям, волны вначале достигают поверхности Земли или дна моря (океана) в точке, ближайшей к гипоцентру. Она называется эпицентром. Затем от эпицентра землетрясение распространяется по поверхности Земли, причем сила его по мере удаления от эпицентра уменьшается.

4) **Метаморфизм** – группа эндогенных процессов, заключающаяся в глубоко преобразовании в недрах земной коры любых ранее существовавших горных пород. Эти преобразования происходят путем перекристаллизации вещества и выражаются в изменении минерального, а иногда и химического состава, структуры и текстуры пород. Метаморфизм совершается под влиянием высокой температуры, давления, паров воды, горячих водных растворов и газов.

Экзогенные геологические процессы

Экзогенные процессы протекают в поверхностной части земной коры. Источником энергии, вызывающей экзогенные процессы, является Солнце. Большую роль в проявлении экзогенных процессов играет сила тяжести. Экзогенные процессы заключаются в разрушении минералов и горных пород, осадков и почв, переносе продуктов разрушения и отложении их обычно в пониженных участках рельефа. В результате экзогенных процессов происходит снижение возвышенностей и заполнение понижений и впадин различными минеральными осадками. Совокупность процессов разрушения и сноса продуктов разрушения носит название денудации. Процесс накопления минеральных осадков называется аккумуляцией. В зависимости от факторов, обуславливающих экзогенные процессы, они имеют разновидности:

- 1) Выветривание горных пород.
- 2) Геологическая деятельность ветра.
- 3) Геологическая деятельность поверхностных текучих вод.
- 4) Геологическая деятельность временных русловых потоков.
- 5) Селевые потоки.
- 6) Геологическая деятельность рек.
- 7) Геологическая деятельность озер.
- 8) Геологическая деятельность болот.
- 9) Геологическая деятельность морей и океанов.
- 10) Геологическая деятельность ледников.
- 11) Геологическая деятельность подземных вод.

Выветривание горных пород

Под выветриванием понимается процесс разрушения и изменения горных пород и минералов при колебаниях температуры воздуха, замерзании воды, действии на них паров воды, углекислого газа, кислорода, других газов, а также организмов. Выветривание делится на три вида: физическое, химическое и органическое. Процессы выветривания в значительной мере обусловлены климатом: виды выветривания подчинены климатической зональности.

Физическое выветривание, называемое также механическим, преимущественно развито в полярных областях, высокогорных районах и сухих пустынных зонах. Главными факторами его являются резкие колебания температуры воздуха, действие солнечных лучей и замерзание воды в трещинах и порах горных пород. При резких колебаниях температуры происходит тепловое расширение и сжатие минералов в породах. При различном коэффициенте теплового расширения отдельных минералов изменения в объемах происходят неодинаково, расширяются существующие трещины или появляются новые.

В пустынях с жарким климатом в дневное время происходит сильное нагревание, а в ночное – охлаждение поверхности горных пород. Это вызывает шелушение (дескавацию) и потемнение пород снаружи («пустынный загар») в результате подтягивания к поверхности из породы вместе с водой растворенных соединений и последующего испарения воды. Если порода содержит растворимые в воде соли, то при испарении воды они кристаллизуются. При кристаллизации солей в трещинах происходит расширение трещин и разрушение по ним пород.

Вода, содержащаяся в трещинах, при замерзании увеличивается в объеме на 9%. Развивающееся при этом давление вызывает расширение трещин и в конечном итоге разрушение породы.

При высыхании глинистых пород происходит растрескивание их и разделение на отдельные плитки, которые осыпаются к подножию уступа.

В результате физического выветривания горные породы вначале становятся трещиноватыми, а затем превращаются в остроугольные обломки разного размера и формы, которые под действием силы тяжести смещаются к подножию склонов или остаются на месте, прикрывая породы (на ровных участ-

ках).

Химическое выветривание наиболее интенсивно проявляется в условиях теплого влажного климата. Основными факторами его являются кислород, углекислый газ, пары воды. При химическом выветривании происходит разложение минералов горных пород, не устойчивых в условиях поверхности земли (полевые шпаты, сульфиды, пироксены и др.), и превращение их в новые соединения – вторичные минералы. Вторичные минералы делятся на растворимые (гипс, галит, кальцит и др.) и практически нерастворимые в воде (каолинит, монтмориллонит, опал, лимонит и др.). К основным видам химического выветривания относятся окисление, гидратация, растворение и гидролиз.

Органическое выветривание. До глубины в несколько десятков метров земная кора является средой обитания различных животных и растительных организмов. Организмы, действуя на породы и минералы, разрушают их физически и химически. Разрушение пород идет с помощью органических кислот, которые выделяют организмы при своей жизни, и которые образуются при разложении последних. Организмы разрушают почву и механически. Так, растения корневой системой расклинивают породы по трещинам, а животные–землерои разрушают суглинистые и лёссовидные породы в зоне аэрации. Под влиянием сложных процессов выветривания с участием организмов формируются почвы.

Продукты выветривания горных пород, оставшиеся на месте своего формирования, называются элювием. Элювий прикрывает породы, в результате выветривания которых он образовался. При этом граница между элювием и горной породой весьма нечеткая. Наиболее измененным является верхний слой элювия, книзу он постепенно переходит в разрушенную породу. Состав элювия зависит от состава исходных пород, преобладающего вида выветривания, его интенсивности и длительности. В общем случае он изменяется по составу от глыб до камней, от щебня и дресвы до песка и пылевато-глинистых образований. Отличительным признаком элювия является отсутствие сортированности по размерам частиц (обломков) и генетическая связь с подстилающими материнскими породами. Сохраняется элювий с поверхности обычно на ровных выположенных приподнятых участках. Погребенный под более молодые отложения элювий встречается и на пониженных элементах рельефа.

Геологическая деятельность ветра

Геологическая работа ветра включает разрушение, перенос и отложение продуктов разрушения.

Разрушение. Горные породы, осадки и почвы разрушаются воздушными струями. Этот процесс называется дефляцией (развеванием). Близ поверхности земли ветер несет обломки твердых минералов, которые разрушают породы при ударе о них и трении. Этот процесс называется корразией (истирание).

В результате дефляции и корразии в полупустынных и пустынных обла-

стях, сложенных связными, но различными по прочности породами, создаются разнообразные мелкие положительные формы рельефа. К ним относятся останцы более прочных пород в форме башен, столбов, грибов, обелисков и др. Поверхность останцев испещрена различными углублениями, нишами, имеющими форму карманов, ячеек, труб и др.

Перенос. Продукты разрушения ветер переносит либо путем перекачивания, либо во взвешенном состоянии. Песчаные частицы переносятся на небольшие расстояния. Пылеватые и более мелкие частицы во взвешенном состоянии транспортируются на расстояния в сотни и тысячи километров.

Аккумуляция. При выпадении переносимых ветром частиц на поверхность земли формируются эоловые отложения. По гранулометрическому составу они могут быть песчаными, пылеватыми, глинистыми. В минеральном составе их преобладают кварц, полевой шпат, глинистые минералы, кальцит. Встречаются и органические частицы – пыльца, грибки, споры, бактерии. Эоловые отложения содержат в основном частицы поверхностных образований (горных пород, почв) и в меньшем количестве – частицы вулканические и космические.

Эоловые песчаные отложения формируются близ областей дефляции и представляют собой довольно рыхлые осадки и, в отличие от песков речных или морских, обладают слабой сортированностью и кривой слоистостью. На поверхности эоловые песчаные отложения образуют холмы или бугры, которые в зависимости от формы называют дюнами, барханами, грядкообразными валами, кучевыми песками. С поверхности на эоловых отложениях обычно отмечается эоловая рябь.

По окраинам песчаных отложений отлагаются пылеватые эоловые осадки – лёссы. Эоловые лёссы имеют мощность до 100 м.

Геологическая деятельность ветра особенно интенсивна в областях пустынь. По площади преобладают пустыни песчаные (1/3 всех пустынь), меньшее значение имеют лёссовые пустыни (адыры), а глинистые (такры) и солончаковые (шоры) распространены на окраине или внутри песчаных или лёссовых пустынь в виде изолированных участков.

Геологическая деятельность поверхностных текучих вод

Выпадающие атмосферные осадки и талые воды стекают по склонам в виде отдельных струек. Смывая с водоразделов и верхней части склонов продукты выветривания, струйки воды переносят их и откладывают в нижней части склонов. Процесс смыва, идущий более или менее равномерно с образованием небольших рытвин на площади водоразделов и верхней части склонов, называется абляцией. Осадки, формирующиеся в нижней части склонов, называются делювием. Делювиальные отложения залегают в виде шлейфа или плаща, прикрывая породы в нижней части склонов. По составу делювиальные отложения представлены чаще суглинками и супесями. Более мелкозернистые разности делювиальных отложений залегают ниже по склону. Генетической связи делювиальные отложения с подстилающими породами не имеют.

Геологическая деятельность временных русловых потоков

Вода, стекающая по склонам в виде струек в пониженные элементы рельефа, собирается в виде потоков, которые обычно приурочены ко дну понижений. Эти потоки образуются в период выпадения атмосферных осадков или таяния снега. При своем движении вода размывает дно понижения (оврага), углубляя его и расширяя площадь водосбора. Процесс размыва горных пород, осадков и почв поверхностными текучими водами называется эрозией. При эрозии изменяется рельеф, образуются линейно вытянутые понижения. Устье наиболее мелких понижений (рытвин, мелких оврагов) обычно приурочено к склонам более крупных понижений (глубоких оврагов, рек).

Эрозия начинается в нижней части склона (рис. 12, точка А).

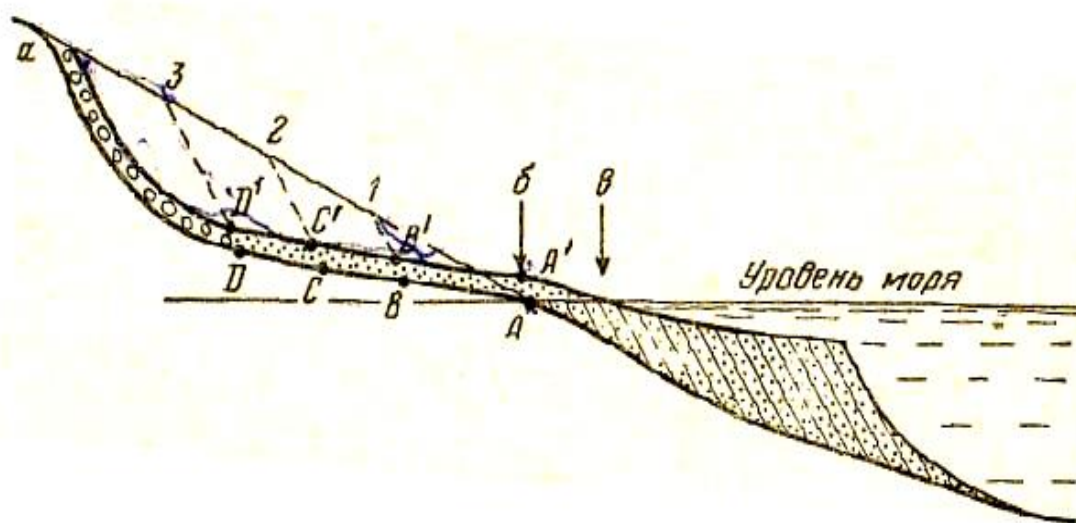


Рис. Схема разработки продольного профиля реки (оврага):

А — начальная линия склона; А — В — 1, А — В — С — 2, А — В — С — D — 3 — последовательные положения дна оврага; А' — В' — С' — D' — а — положение дна оврага при формировании профиля равновесия.

От точки А процесс размыва идет в глубь склона (точки В, С, D, а). Максимальные уклоны дна возникшего понижения будут иметь место в верхней его части (между точками D-а. Наименьший уклон дна будет в устье понижения близ точки А. Уровень, на котором находится дно понижения в его устье (точка А), называется базисом эрозии. Ниже базиса эрозии при данных условиях эрозия происходить не может. Процесс углубления дна оврага при данном базисе эрозии идет до выработки так называемого продольного профиля равновесия (линия А'—В'—С'—D'—а). Овраг постепенно превращается в балку — линейно вытянутое понижение с задернованными склонами и относительно плоским дном.

Выделяют глубинную (донную) и боковую эрозию. При донной эрозии углубляется дно понижения, при боковой — его склоны.

При своем движении вода в виде потока по дну оврага выносит продукты размыва горных пород и почв к его устью. Здесь кинетическая энергия потока, разделяющегося на более мелкие ручьи и струи, резко падает и продукты

размыва выпадают в осадок. Непосредственно у выхода оврага выпадают в осадок самые крупные обломки, ниже — более мелкие. В результате в устьях оврагов и балок формируются так называемые пролювиальные отложения, в плане похожие на конус. Такая форма получила название конуса выноса.

Пролувиальные отложения представлены различного типа обломочными породами: от глыб и галечников до глинистых разностей. В силу резко изменяющихся условий формирования состав пролювиальных отложений изменяется и по глубине.

Геологическая деятельность рек

Атмосферные осадки и выходящие на поверхность подземные воды собираются в постоянные водотоки, называемые реками. На пути своего движения реки совершают большую геологическую работу – разрушение горных пород (эрозия), перенос продуктов разрушения (транспортировка) и отложение продуктов разрушения (аккумуляция).

Кроме того, движущийся поток истирает породы обломками (водная коррозия) и оказывает растворяющее действие.

Перенос продуктов эрозии осуществляется в растворенном виде, во взвешенном состоянии и перекатывании по дну. При этом если во взвешенном состоянии передвигаются пылевато-глинистые и тонкопесчаные частицы, то перекатыванием по дну передвигаются твердые обломки. В горных реках могут передвигаться даже и валуны диаметром до 1 м. В растворенном состоянии река может переносить до 30% всех продуктов эрозии.

В результате геологической работы реки вырабатывается речная долина и формируются аллювиальные (а) отложения как результат аккумуляции продуктов эрозии.

Формирование речной долины происходит за счет боковой и глубинной эрозии, а также аккумуляционной деятельности потока. Долина представляет собой корытообразное вытянутое углубление.

Речные долины по формам, размерам и строению могут быть самые разнообразные.

Долина состоит из следующих элементов: дно долины, тальвег, русло, пойма и террасы.

Дно – это низкая часть долины, заключенная подошвами склонов.

Тальвег – условная линия, соединяющая самые глубокие точки дна долины.

Русло – часть долины, которая занята водным потоком. Для русла не характерна устойчивость и оно часто меандрирует. Остатки старых русел, отделившихся от главного потока, называют старицами.

Пойма – часть речной долины, затапливаемая водой в период паводка и половодья.

Террасы - различные уступы в долинах рек. Они бывают поперечные и продольные. Поперечные террасы располагаются поперек долины и порождают водопады и пороги, а продольные террасы располагаются вдоль склонов в виде горизонтальных или слабо наклоненных площадок. Террасы

обычно называют надпойменными. Каждая надпойменная терраса соответствует древним поймам реки, то есть каждая надпойменная терраса в свое время была поймой. Надпойменные террасы водой никогда не затапливаются. Отсчет надпойменным террасам ведут от более молодых к древним, то есть снизу вверх. Общее количество может достигать 15, однако наиболее часто реки имеют 3-4 надпойменные террасы. Каждая терраса характеризуется высотой и шириной, при этом высота колеблется от 1 до 50 м, а ширина - от 100 м до 60 км.

Река проходит в своем развитии, как и любой биологический объект, все стадии - зарождение, детство, отрочество, юность, зрелость, дряхлость и умирание.

На стадиях детства, отрочества и юности река имеет значительный уклон и большую скорость, что вызывает интенсивное проявление донной эрозии. В результате долина узкая и глубокая, а в горных районах формируются теснины и ущелья. В стадии зрелости формируется профиль равновесия, то есть долина достигает предельного продольного профиля, что обуславливает уменьшение уклонов и снижение скорости потока. Здесь глубинная эрозия сменяется на боковую. Поэтому наблюдается размыв берегов и меандрирование (блуждание) русла. При переходе в стадию дряхлости (старости) река мелеет, появляются отмели, перекаты и косы, которые формируются за счет осаждения продуктов эрозии.

Профиль равновесия реки, как и вся ее эрозионная деятельность зависит от базиса эрозии, под которым понимают уровень водного бассейна (река, озеро, море), куда впадает река.

Изменение базиса и нарушения земной коры (неотектоника) может привести к возобновлению активной геологической деятельности реки. Долина начнет углубляться и река снова повторяет все стадии своего развития.

Большое влияние на развитие рек оказывает производственная деятельность человека. Интенсивный забор воды для водоснабжения и орошения сельскохозяйственных культур усиливает аккумуляцию наносов на этом участке. Сброс же большого количества воды в реку (с орошаемых территорий, с систем водопонижения, подземных сооружений и т. д.) приводит к усилению эрозионной деятельности. Особо сильное влияние на базис эрозии всей речной системы оказывает строительство водохранилищ. Выше плотины усиливается аккумуляция наносов, а ниже - донная эрозия.

В зависимости от строения террасы делятся на эрозионные, аккумулятивные и цокольные (рис.).

Эрозионные террасы формируются обычно в горных районах и сложены породами, которые размывала вода. Аккумулятивные, или аллювиальные террасы образуются в равнинных реках и сложены осадками самой реки - аллювием. Аллювий отлагается в период преобладания боковой эрозии и аккумуляции осадков из речной воды. Цокольные террасы являются промежуточными между эрозионными и аккумулятивными. С поверхности терраса сложена аллювием, а нижняя часть уступа занята более древними породами, по происхождению не аллювиальными.

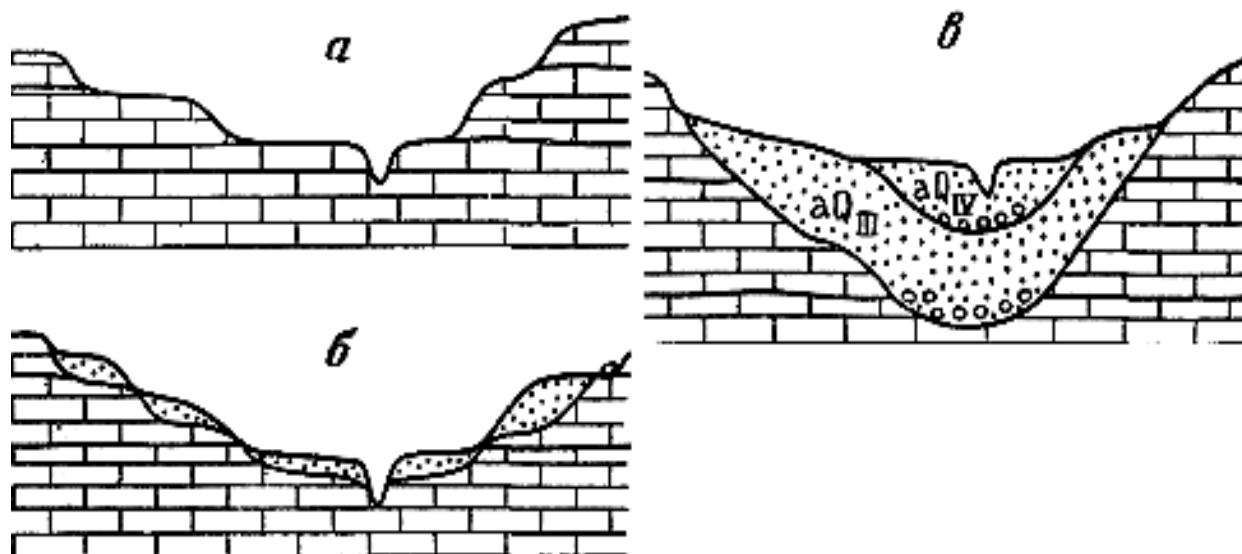


Рис. Типы речных террас
а – эрозионные; б – цокольные, или смешанные; в – аккумулятивные.

Состав аллювиальных отложений зависит в основном от скорости речного потока и стадии развития реки. В состав аллювия могут входить валуны, галечник, гравий, пески, суглинки, глины, илы и органические вещества. Мощность отложений может быть от 1-2 м до 25-30 м.

По характеру осадков и месту их скопления речные отложения разделяют на дельтовые, русловые, пойменные и старичные. Дельтовые отложения формируются в дельтах и состоят из песчано-глинистых несортированных осадков. В руслах рек откладываются русловые отложения, состоящие из песков, галечников, гравия и валунов.

Пойменный аллювий откладывается в период паводка и состоит из суглинков различного состава, супеси, глины, мелкозернистых песков, обогащенных органическими веществами. Старичный аллювий формируется в старицах в виде линз и в своем составе содержит тонкозернистый песок, ил и органические вещества.

Селевые потоки

Разновидностью временных потоков являются горные потоки (сели), приуроченные ко дну ущелий. Они возникают при ливневых осадках или прорывах воды из высокогорных озер. Селевый поток чаще представляет грунтовую массу (насыщенный водой обломочный материал от глыб до глинистых фракций), имеющую плотность до $1,8 \text{ т/м}^3$. Обладая колоссальной силой, селевые потоки в короткий отрезок времени могут изменить ландшафт местности и вызвать большие разрушения.

В связи с тем что селевые потоки представляют большую опасность, в некоторых районах (горные районы Казахстана, Узбекистана, Таджикистана, Киргизии, Северного Кавказа и др.) мерам по предупреждению селей и защите от них уделяется большое внимание.

Геологическая деятельность озер

Озера представляют собой заполненные водой впадины различного происхождения. Общая площадь озер составляет около 2 млн. км², или около 2 % поверхности суши.

В Белоруссии имеется около тысячи озер.

Геологическая деятельность озер заключается:

- 1) в разрушении горных пород, слагающих крутые берега и прибрежные части дна озера (озерная абразия);
- 2) в разnose и сортировке обломочного и растворенного материала внутри озера;
- 3) в накоплении (аккумуляция) осадков на дне озера.

Разрушительная работа озер проявляется в абразионной деятельности волн, нагоняемых ветром. Волны действием прибоа подмывают берега и создают озерные и аккумулятивные абразионные террасы. Особенно сильно размываются берега, сложенные породами континентального происхождения, а наиболее слабо – сложенные коренными скальными породами. Вместе с тем, каждое поднятие или опускание уровня воды в озерах вызывает абразионные процессы. Все изменения уровня воды обуславливаются либо тектоническим движением земной коры, либо производственной деятельностью человека.

Созидательная работа озер заключается в формировании озерных отложений. Большинство озерных отложений представлены комплексом различных накоплений обломочного, химического и органогенного происхождения.

Преобладание того или иного типа отложений зависит от климатических особенностей, рельефа местности и площади водосбора озера. Для озерных отложений характерна тонкая слоистость.

Механические отложения преобладают в горных озерах. У берегов формируются галечник и гравий, дальше от берега – песок и мелкозернистые осадки.

У озер равнинных областей в прибрежной части откладываются пески или илы, а дальше от берега – илы и глинистые осадки. Химические осадки формируются в основном в озерах засушливой зоны.

В озерах, кроме того, формируются и такие специфические образования как сапропель, торф, озерный мергель, озерный мел и трепел.

Для большинства мелководных озер характерна способность в определенных геологических и физико-географических условиях переходить в стадию заболачивания, с формированием таких типичных отложений, как ил и торф.

Со временем происходит заполнение озерной впадины осадками, что нередко приводит к превращению озера в болото.

Геологическая деятельность болот

Болотами называются участки земной поверхности с устойчивым избыточным увлажнением верхних горизонтов почв и грунтов и имеющие в разрезе слой торфа не менее 0,3 м. Избыточно увлажненные участки, не содер-

жащие в разрезе торфа или содержащие его меньше 0,3 м, называются заболоченными.

В Беларуси болота и заболоченные земли занимают более 30% всей площади. Однако на сегодня более 60% из них осушены (мелиорированы).

Болота делятся на внутриконтинентальные и приморские.

Внутриконтинентальные по происхождению и условию водного питания делят на низинные, переходные, верховые, ключевые и пойменные.

Низинные болота питаются фунтовыми, речными или озерными, а также дождевыми и талыми водами. Для верховых болот основной источник питания - атмосферные осадки и талые воды, а для переходных болот характерно смешанное питание.

Наиболее часто низинные болота образуются заторфовыванием (зарастанием) водоемов и водотоков, а верховые болота – при заболачивании суши, где под почвами на небольшой глубине залегают слабоводопроницаемые или практически водонепроницаемые породы (суглинки ледниковые, глины и др.).

Ключевые болота обычно образуются в местах выхода на поверхность подземных вод, где отсутствует возможность оттока. Эти болота имеют обычно малую площадь распространения и богато развитую болотную растительность с элементами процесса формирования торфа.

На поймах образуются пойменные болота, для которых характерен торфяной слой значительной мощности.

Заторфовывание обычно начинается с берегов мелководного озера или медленно текущей реки. На этих участках появляется влаголюбивая болотная растительность, которая при отмирании скапливается в воде и из-за недостатка кислорода не сгнивает, а трансформируется (гумифицируется) в торф. Постепенно водоем мелеет, открытая водная поверхность заторфовывается. Под слоем торфа обычно образуется сапропель.

Наиболее распространенными видами болотной растительности обычно являются - осока, тростник, кувшинка, водяной хвощ и мхи.

Однако заторфовывание водоема может произойти и путем образования сплавины (растительного ковра из мхов на поверхности воды). Тогда зарастание идет постепенно от берегов к середине озера. На дне водоема в этот момент отлагается слой сапропеля мощностью до 4 м и более.

С течением времени образовавшаяся сплавина превращается в плавающий торфяник, на котором растут осоки, кустарники и даже карликовые деревья.

Заболоченные земли формируются на тех участках земной поверхности, для которых характерна малая водопроницаемость грунтов и неудовлетворительные условия испарения воды, подземного дренирования и поверхностного стока. На этих участках грунтовые воды постоянно сохраняют свой высокий уровень, и их зеркало находится на поверхности земли. Для заболоченных земель характерна моховая растительность (сфагнум -белый мох и гипнум - зеленый мох).

С инженерной точки зрения болота являются неблагоприятными местами для строительства.

Для определения возможности строительства на болотных отложениях необходимо в процессе инженерно-геологических изысканий определить происхождение болота и его основные характеристики (площадь, рельеф минерального дна, мощность торфяного слоя и т. д.). Знание о происхождении болота позволяет оптимизировать мероприятия по его осушению.

Знание глубины торфяно-болотных отложений позволяет правильно выбрать глубину заложения и тип фундамента. При строительстве на болотах с мощностью торфяной залежи до 2 м, большое значение имеет рельеф дна болота. Наиболее благоприятным является болото с горизонтальным минеральным дном.

Болотные отложения в большинстве случаев представлены торфами, под которыми обычно залегают сапропели. Малая несущая способность торфяно-болотных отложений определяется его сильной сжимаемостью, большой влагоемкостью, низкой водопроницаемостью и небольшим сопротивлением сдвигу.

Строительные свойства торфов как правило исключают возможность какого-либо строительства без устройства искусственных оснований. Такие основания могут устраиваться в виде песчано-гравийных подушек или буронабивных свай. Иногда всю торфяную толщу прорезают железобетонными или буронабивными сваями, заглубляя их в минеральное дно, а по верху свай устраивают ростверк-фундамент. Не менее проблематично и строительство на илах и сапропелях.

Геологическая деятельность морей и океанов

Геологическая деятельность моря

В океанах и морях, занимающих около 70,8% поверхности Земли, сосредоточены огромные массы воды (около 1,37 млрд. км³). Эти массы, находясь в непрерывном движении, постоянно взаимодействуют с окружающей средой и производят работу, которая сводится к трем видам:

- 1) разрушению горных пород;
- 2) переносу продуктов разрушения;
- 3) отложению осадков и образованию новых пород.

В основном геологическая деятельность моря проявляется в процессах абразии (от латинского соскабливать) дна и берегов.

Основную разрушительную работу совершает морской прибой. В меньшей мере этому способствуют прибрежные и донные течения, а также приливы и отливы. При морском прибое на берег постоянно действуют волны. Под силой удара морские берега разрушаются, образуются обломки пород, которые подхватываются волнами и ударяясь о породы берега истирают его (водная коррозия). Сила давления от волн достигает 16 т/м² и даже больше.

Во время бурь волны способны перекачивать валуны массой до 40 т на расстояние до 20 м и более. Высота волн может достигать 15-20 м.

По глубине действие волн ослабляется, и уже на глубине, равной половине длины волны, то есть расстоянию между двумя соседними гребнями, оно не существенно.

В результате абразии пород на крутых берегах формируется абразионный уступ, иногда с нависающими склонами, а у подножия уступа – абразионная терраса, верхняя надводная часть которой называется пляжем. При этом граница берега отступает в глубь суши. Величина отступления может быть различной – от 3-5 см до 4-15 м в год. Размыв берега может сопровождаться оползнями, обрушениями, обвалами слагающих берега пород. Абразией разрушаются, а иногда и уничтожаются острова.

Кроме механического разрушения морская вода оказывает и химическое воздействие, то есть она способна растворять многие породы.

Значительное разрушительное воздействие оказывают также многие морские организмы и растения (планктон).

Не меньшее разрушительное воздействие оказывают прибрежные и донные морские течения, а также приливы и отливы. Так как скорость этих течений не более 0,5-0,8 м/с, то их действие будет не столько разрушительным, сколько транспортирующим. Эти течения способствуют транспортировке растворенных веществ, песчано-глинистых частиц и мелких обломков пород. Наибольшей транспортирующей способностью обладают волны, которые направлены к берегу под некоторым углом. Перенос обломков пород вдоль берегов способствует увеличению или уменьшению пляжа.

С удалением от береговой линии в море возрастает значение процессов отложения осадков. Эта сторона деятельности моря имеет наибольшее значение. Из морских осадков формируются осадочные горные породы морского происхождения, которые составляют 90% всех осадочных горных пород.

По условиям образования морские осадки делятся на три подгруппы:

- а) терригенные, образующиеся из обломочного материала, поступающего с суши от разрушения горных пород, и вулканических выбросов;
- б) химические, осаждающиеся химическим путем из воды;
- в) органогенные, формирующиеся на дне моря из остатков организмов или при участии последних.

Дно моря или океана по условиям формирования осадков делится обычно на четыре части: литоральную, неритовую, батимальную и абиссальную.

Литоральная зона соответствует приливно-отливной полосе. Здесь в основном образуются терригенные осадки (галечник, гравий, песок). Органогенные осадки (торф и др.) могут отлагаться на заболоченных морских побережьях. Химические осадки образуются редко, в основном в лагунах (соли) или в теплых морях (оолитовые известковые осадки).

Неритовая зона соответствует шельфу от уровня отлива до глубины 200 м. На глубинах свыше 200 м волнения, происходящие на поверхности воды, уже не проявляются. Эта глубина также является пределом распространения донных растительных организмов. Площадь шельфа составляет до 8% площади морей и океанов. Морские осадки в этой зоне формируются как за счет продуктов разрушения берегов, так и за счет приноса материала реками и ветром.

Терригенные образования здесь представлены песками и илами. Широко распространены органогенные осадки. В теплых морях отлагаются карбонат-

ные осадки – известняки-ракушечники, коралловые накопления. В холодных морях образуются кремнистые осадки.

Химические осадки неритовой зоны также имеют важное значение, так как они часто являются полезными ископаемыми (руды железа, марганца, алюминия, фосфаты).

Осадки батинальной зоны, соответствующей континентальному склону (от 200 до 2000 м), отличаются большой однородностью и мелкозернистостью. Терригенные осадки представлены синим, зеленым, красным и вулканическим илом, органогенные осадки – коралловыми илами.

Абиссальные осадки в ложе океанов (от 2000 до 6000 м, глубже 6000 м – глубоководные впадины) представлены известковым и кремнистым органогенными илами. Из терригенных осадков в абиссальной зоне образуются красная океаническая глина за счет космической, вулканической и эоловой пыли. Сюда же попадает обломочный материал с айсбергов и остатки организмов (зубы акул, обломки костей китов).

Скорость накопления морских осадков неодинакова. В пределах океанического дна она составляет от 0,5 до 1,0 мм за 100 лет, а в неритовой зоне (шельфе) – 6 мм за 100 лет. Даже при таких небольших скоростях за время в миллионы и десятки миллионов лет формируются толщи в десятки и сотни метров. Кроме накопления осадков в пределах дна происходит и перемещение их под действием силы тяжести в виде подводных оползней и оплываний. В результате этого осадки, формирующиеся в прибрежной части моря и шельфе, встречаются на глубинах 3000 м и более.

Диагенез осадков

Морские и континентальные осадки после их отложения в последующее время превращаются в осадочные горные породы. Превращение идет по пути их уплотнения, обезвоживания (дегидратации), цементации и перекристаллизации. Весь комплекс процессов, в результате которых осадки становятся горными породами, носит название диагенеза (перерождения). Наиболее распространенные морские осадки при процессах диагенеза превращаются в осадочные породы морского происхождения (известняки, доломиты, гипс, глины, мергели, диатомит, песчаники и др.), составляющие основную массу осадочного чехла земной коры.

Геологическая деятельность ледников

В древние времена оледенение Земли было значительным. За последние 500 тыс. лет на территории Европы и, естественно, Беларуси, было около десяти крупных оледенений. Между оледенениями наступало потепление, так называемая межледниковая эпоха.

Последнее оледенение четвертичного возраста было около 10-12 тысяч лет назад.

Ледник представляет собой массу поверхностного льда, имеющую определенную форму идвигающуюся по уклону вниз. Ледники делятся на горные и материковые. В некоторых случаях выделяются промежуточные ледники.

Похолодание вызывает вначале образование горных ледников. Если похо-

лодание территории усиливается, горные ледники разрастаются, переходят в промежуточные, а затем в материковые.

В настоящее время ледники занимают 10 % поверхности всей суши. При этом 98,5% ледниковой поверхности приходится на полярные области и 1,5% – на высокогорные районы.

Скорость же движения горных ледников может колебаться от 0,04 до 4 м/сут и более.

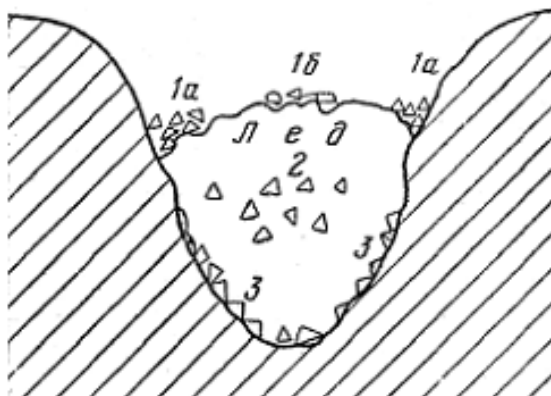


Рис. . Типы морен в леднике.

1 – поверхностная морена а – боковая, б – срединная; 2 – внутренняя морена; 3 – донная морена.

Материковые ледники распространены в Гренландии, Антарктиде и других районах, где в настоящее время протекает современная эпоха оледенения.

Льды здесь залегают сплошным покровом мощностью до 4 км и более. Скорость их движения в сторону океана достигает 40 метров в сутки. На побережье из ледника формируются айсберги, которые во время дрейфа по океану тают.

Геологическая деятельность ледников очень велика и обусловлена главным образом их движением. При своем движении ледник истирает и вспахивает поверхность земли, формируя котловины, рытвины и борозды.

При движении ледники разрушают породы, по которым двигаются и переносят продукты разрушения, откладываясь затем при таянии льда. Отложения, связанные с деятельностью ледников, называются гляциальными.

Обломки разрушенных пород ледник переносит в своем теле. Весь комплекс обломочного материала, переносимого ледником, образует движущуюся морену. В зависимости от места расположения морена может быть поверхностной (боковой и срединной), донной и внутренней (рис.).

Ледник может передвигать и более крупные обломки – валуны и громадные глыбы (отторженцы) диаметром до нескольких десятков метров и площадью в несколько сотен квадратных метров. При таянии и последующем исчезновении ледника обломочный материал движущейся морены откладывается без сортировки.

По составу отложенная морена может быть представлена щебнем, дресвой,

песком, супесью, суглинком и песчанистой неоднородной глиной. Общим свойством морены является отсутствие сортированности по размерам обломков и слоистости.

Воды, образующиеся при таянии льда, размывают морену и другие осадки, переносят продукты размыва, одновременно сортируя их по весу, и откладывают их в пониженных или равнинных элементах рельефа. В результате этих процессов образуются флювиогляциальные отложения. Флювиогляциальные отложения формируются потоками воды и представлены галечником, гравием, чаще песком, а также суглинком и лёссом.

В замкнутых понижениях, заполненных водой, образовавшейся от таяния льда, формируются озерно-ледниковые, или лимногляциальные отложения, которые представляют собой слоистые породы, чаще всего переслаивающиеся глины, супеси и суглинки.

Геоморфология. Основные типы и формы рельефа

Геоморфология – геологическая дисциплина, изучающая формы земной поверхности (рельефа) и Земли в целом, их происхождение, развитие и географическое распространение.

Рельеф представляет собой совокупность всех форм земной поверхности – возвышенности, равнины, понижения и др. Он создается в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, отражает историю геологического развития Земли.

Основными классификационными единицами геоморфологии являются: элементы, формы, типы и классы.

Элементы рельефа – это плоскости поверхностей, линии, точки, составляющие форму рельефа (Водораздельная линия – верхнее пересечение плоскостей склонов. Водосливная линия – нижнее пересечение плоскостей склонов. Вершина – точка наибольшей высоты рельефа участка.).

Формы рельефа – природные тела, образованные из различных сочетаний элементов рельефа (пойма, дельта, террасы речной долины, конус выноса, холм, ложбина).

В практике мелиоративного строительства выделяют различаемые по величине следующие формы рельефа:

1) микрорельеф (мелкие формы) – охватывает площадь от единиц до сотен квадратных метров. На его основе можно получить наиболее исчерпывающую информацию о природной обстановке участка строительства;

2) мезорельеф (средние формы) – от десятков до сотен тысяч квадратных метров, с глубиной расчленения рельефа до 200 м. Применяются для оценки инженерно-геологических и других условий района, используются на предварительной стадии проектирования строительства.

3) Макрорельеф (крупные формы) – до нескольких тысяч квадратных километров, с расчленением до глубины 2000 м. Используются при рассмотрении вопросов общей оценки рельефа для планирования размещения крупных комплексов гидроузлов, осушительных, оросительных систем.

Определенные сочетания форм рельефа, часто повторяющиеся на поверхности земли, имеющие сходное происхождение и геологическое строение, называются **типом рельефа** (например, равнинный, горный).

Типы объединяются в **классы** – генетически однородные типы рельефа. Выделяют 5 классов:

- 1) Аккумулятивные равнины (холмистый моренный рельеф, озерно-ледниковая равнина и т.д.);
- 2) Денудационные равнины;
- 3) Денудационно-тектонические горы;
- 4) Вулканические горы и плато;
- 5) Антропогенные образования.

Геологические карты и разрезы

Геологической картой называют проекцию геологических структур на горизонтальную плоскость в определенном масштабе и условных обозначениях.

(Геологической картой называют изображение с помощью условных знаков состава, возраста и условий залегания обнаженных на земной поверхности горных пород).

На обычных геологических картах показаны площади распространения комплекса горных пород. Границы между разнородными комплексами называются геологическими границами и показываются на карте сплошными тонкими черными линиями или штриховыми если граница предполагаемая.

В основном используются 3 принципа картирования т.е. изображения горных пород на карте:

I принцип.

Стратиграфический – заключается в изображении относительного возраста горных пород. Для магматических пород возможно и указание вещественного состава.

Используется в основном для мелко и средне масштабных карт, отсутствуют данные о вещественном составе пород.

II принцип.

Литологический – заключается в изображении состава горных пород.

III принцип.

Стратиграфо-литологический – на картах показывается состав и возраст горных пород.

Детальность изображения геологической ситуации определяется масштабом карты. Выделяют следующие карты по масштабу:

- 1) Мелкомасштабные – 1 : 500000 и мельче.

Используются для изображения крупных регионов (обзорные).

- 2) Среднемасштабные 1 : 200000 – 1 : 100000.

Региональные (Урал, Кавказ).

- 3) Крупномасштабные 1 : 50000 – 1 : 20000.

Отдельные районы.

- 4) Детальные 1 : 10000 и крупнее.

Карты полезных ископаемых.

Условные обозначения на геологических картах:

- 1) На геологических картах используются подразделения стратиграфического порядка : группа – система – отдел – ярус.
- 2) Каждая возрастная категория пород изображается своим буквенным, цифровым и цветовым индексом.
- 3) Рельеф.
- 4) Геологические карты составляются со снятием четвертичных отложений.

Модуль 2

Круговорот воды в природе. Водный баланс (уравнения)

Воды находятся в непрерывном движении. Вся эта сложная взаимосвязанная система называется обычно «круговоротом воды в природе». Скорости перехода воды из одной фазы в другую, из одной сферы (атмосферы, гидросферы, литосферы, биосферы) в другую зависят от многих причин и могут быть самыми различными. Основой круговорота воды является энергия солнца и эндогенная энергия (энергия внутренних геологических процессов).

В соответствии с причинами и скоростями движения воды в общем круговороте воды в природе выделяют ряд круговоротов второго порядка. Так, В. И. Вернадский выделял три круговорота:

- 1) большой гидрологический круговорот,
- 2) водообмен между подземными водами верхних горизонтов и подземными водяными парами,
- 3) полузамкнутый водооборот при геологических процессах — переход донных вод морей в подземные пластовые воды и медленное вытеснение и замещение их водами атмосферного происхождения.

В настоящее время выделяют климатический, геологический, метаморфогенный и гидрогеологический круговороты.

В климатическом (гидрологическом) круговороте участвуют воды атмосферы, биосферы, гидросферы и частично литосферы. Он обусловлен солнечной энергией и заключается в движении воды в результате процессов испарения, конденсации, выпадения атмосферных осадков, биологических процессов, поверхностного и частично подземного стока. В этом круговороте можно выделить большой, малый и внутренний круговороты (рис.).

При большом круговороте испаряющаяся с поверхности морей и океанов вода переносится воздушными массами на континенты. Здесь она выпадает в виде атмосферных осадков и затем в виде поверхностного и частично подземного стока снова поступает в моря и океаны. При малом круговороте испарившаяся с поверхности морей и океанов вода выпадает в виде атмосферных осадков на поверхность морей и океанов. При внутреннем круговороте вода, поступающая в виде пара в атмосферу при испарении и транспирации на суше, выпадает в виде атмосферных осадков вновь на поверхность суши.

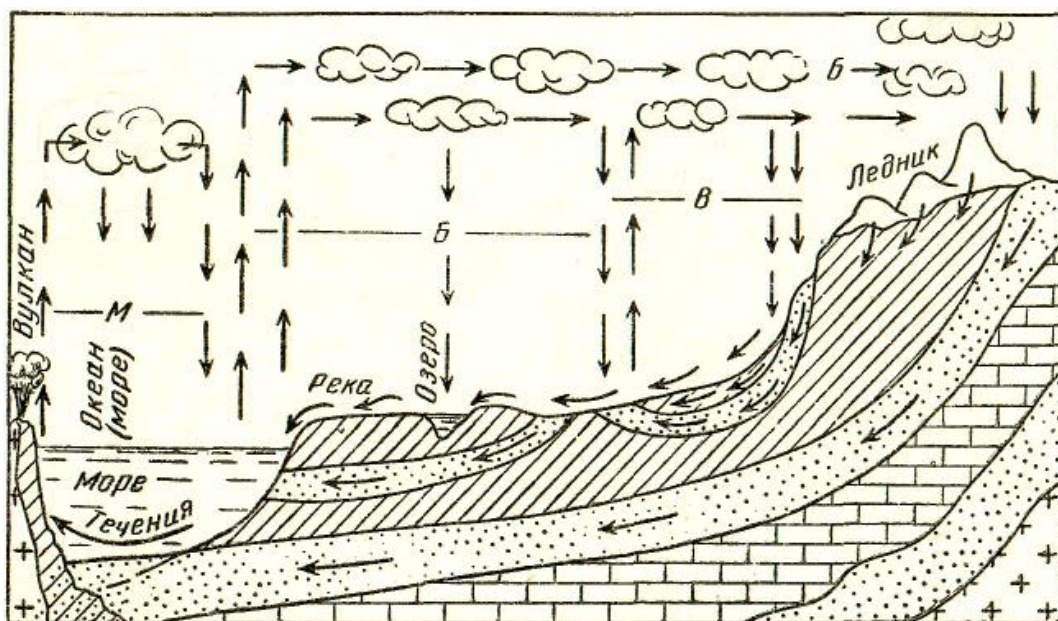


Рис. Круговорот воды в природе (схема).

Б – большой круговорот, М – малый круговорот, В – внутренний круговорот (влагооборот)

Для территории континентов уравнение водного баланса запишется в виде:

$$P = S + U + N + T,$$

где P – атмосферные осадки;

S – поверхностный сток;

U – подземный сток;

N – непродуктивное испарение;

T – транспирация.

Полный климатический водообмен в атмосфере ($12,3$ тыс. км^3) происходит в среднем за $9 - 10$ суток. В годовом круговороте участвует около 519 тыс. км^3 воды, или около $0,03 - 0,04\%$ общих запасов. На основной площади суши (117 млн. км^2) имеет место сток в моря и океаны; лишь 33 млн. км^2 суши представляют собой бессточные области, где вода расходуется в основном на испарение. С климатическим круговоротом связано формирование верхних горизонтов подземных вод.

Геологический круговорот имеет большую длительность. Начинается он с процесса осадкообразования во внутриконтинентальных морях, озерах, лагунах. Образующиеся на их дне осадки обладают большой пористостью. Поры насыщены водой этого водоема. В дальнейшем при поднятии участка на месте водоема образуется суша, но вместе с осадками остаются в них и воды бассейнов (седиментационные воды).

Метаморфогенный круговорот связан с гидратацией и дегидратацией минералов в земной коре при магматических, метаморфических и других геологических процессах.

Гидрогеологический круговорот заключается в водообмене между различными по происхождению подземными водами и подземными водяными парами. Сюда же относится, в частности, водообмен между водоносными горизонтами при их гидравлической связи.

Виды воды в горных породах

Вода в различной форме и состоянии содержится в пустотах горных пород, вокруг частиц горных пород и минералов и в составе отдельных минералов. В горных породах вода может быть в свободном и физически связанном состоянии. В минералах вода находится в химически связанном виде.

В основу современной классификации видов воды в горных породах и минералах положена классификация, предложенная в 1930 г. А. Ф. Лебедевым. Эта классификация, уточненная работами С. И. Долгова, В. А. Приклонского, А. А. Роде, Е. М. Сергеева и др., может быть представлена в следующем виде:

I. Вода в виде пара.

II. Физически связанная вода: 1) прочно связанная, адсорбированная, или гигроскопическая; 2) рыхло связанная, слабосвязанная или пленочная.

III. Свободная вода:

1) капиллярная вода: а) вода уголков пор, б) подвешенная вода, в) собственно капиллярная (капиллярной каймы); 2) гравитационная вода: а) просачивающаяся (при инфильтрации и инфлюации); б) вода зоны насыщения водоносных горизонтов.

IV. Вода в твердом состоянии (в виде льда).

V. Химически связанная вода в минералах: 1) кристаллизационная, 2) цеолитная, 3) конституционная.

I. Пары воды в пустотах горных пород находятся в динамическом равновесии с парами воды в атмосфере и другими видами воды в горных породах. Передвижение водяного пара в горных породах происходит при градиенте его упругости; в зимнее время в зоне сезонных колебаний температуры происходит преимущественно движение водяных паров снизу вверх, а летнее — сверху вниз.

II. Физически связанная вода распространена преимущественно в породах, содержащих мелкодисперсные глинистые минералы. На поверхности последних образуется электростатическое поле, имеющее отрицательный заряд. Молекулы воды, являясь диполями, притягиваются к поверхности минерала (или частицы) положительными зарядами. Кроме молекул воды притягиваются также катионы из порового водного раствора. Молекулы воды, непосредственно притянутые к поверхности частицы с силой до нескольких тысяч атмосфер, могут перемещаться в породе только переходя в парообразное состояние при испарении. Эта вода с толщиной в одну молекулу называется прочно связанной или гигроскопической, а максимальное ее количество в данном грунте называется максимальной гигроскопической влагоемкостью.

Вокруг прочно связанной воды формируется слой рыхло связанной (пленочной по А. Ф. Лебедеву) воды, или диффузный слой. Прочность связей между частицей грунта и диполями воды (а также катионами диффузного слоя) убывает по мере удаления от поверхности частицы. Рыхло связанная вода может медленно передвигаться с частиц с большей к частице с меньшей толщиной пленки. Скорость передвижения рыхло связанной воды зависит

также от температуры. Рыхло связанная вода не передает гидростатического давления, обладает пониженной способностью растворять соли и замерзает при температуре ниже нуля.

III. Свободная вода. Капиллярная вода подвержена влиянию силы тяжести, но находится под действием капиллярных сил, преобладающих над гравитационными. Эта вода может быть: а) изолированной, удерживаемой поверхностным натяжением близ стыков частиц породы (стыковая вода, или вода уголков пор), б) подвешенной, удерживаемой от опускания вниз капиллярными менисками (обычно образуется после выпадения небольшого дождя в верхней части зоны аэрации), в) расположенной непосредственно над уровнем грунтовых вод и образующей так называемую капиллярную кайму.

Гравитационная вода движется в пустотах различного размера и формы внутри горной породы под действием напорного градиента или уклона. Гравитационные воды изучаются главным образом в гидрогеологии.

IV. Вода в твердом состоянии содержится в породах в виде отдельных кристаллов или скоплений льда в виде прослоев и жил.

V. Химически связанная вода входит в состав минералов и включает:

1) кристаллизационную воду, которая в виде постоянного для каждого минерала количества молекул воды участвует в строении кристаллической решетки (гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$). Выделяется из минералов при температуре $300 - 400^\circ$; при этом происходит перестройка кристаллической решетки минерала;

2) цеолитную воду, которая также входит в виде молекул в кристаллическую решетку минералов, но в отличие от кристаллизационной количество ее может изменяться;

3) конституционную воду, входящую в кристаллическую решетку минералов (например, слюд) в виде ионов H^+ и OH^- . При разрушении кристаллической решетки при температуре свыше 400°C выделяются водород и гидроксил, которые, соединяясь, образуют молекулы воды. Этот процесс сопровождается поглощением тепла.

Зона аэрации и зона насыщения

В рыхлых породах ниже уровня грунтовых вод все поры полностью заполнены водой (кроме пор, занятых заземленным воздухом). Это — зона насыщения. Слой выше зоны насыщения называется зоной аэрации. Мощность его равна глубине залегания уровня грунтовых вод, и поскольку эта глубина изменчива во времени, то и мощность зоны аэрации непостоянна. Непосредственно над уровнем грунтовых вод располагается капиллярная влага в форме каймы. В зоне аэрации распространена парообразная, гигроскопическая, пленочная, подвешенная, капиллярная, гравитационная и твердая вода.

Физические и водные свойства горных пород

Пористость

Пористость (n) — отношение объема пор ($V_{\text{п}}$) к объему породы (V).

Происхождение пустот в породах может быть различно. Первичные пустоты образуются при формировании горных пород. В магматических породах тонкие трещины возникают при остывании магмы, в осадочных породах пустоты остаются после превращения пористых осадков в породы. Вторичные пустоты в породах образуются при тектонических движениях, выветривании, растворении и выщелачивании части горных пород. Первичные и вторичные пустоты могут быть как изолированными, так и сообщающимися между собой. Это оказывает большое влияние на свойства грунтов (водопроницаемость, воздухопроницаемость, морозостойкость и др.).

$$n = \frac{V_n}{V} \cdot 100\%$$

Наименьшей пористостью обладают обычно магматические, метаморфические и плотные осадочные породы.

Коэффициент пористости (e) – отношение объема пор (V_n) к объёму ее твердой части (V_s).

$$e = \frac{V_n}{V_s} \cdot 100\%$$

Пористость пород обычно вычисляется по плотности частиц, плотности скелета грунта и влажности. Точность вычисления зависит от точности определения этих величин в лаборатории.

$$n = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s}$$

где ρ_s – плотность частиц грунта.

ρ_d – плотность скелета грунта равна

$$\rho_d = \frac{\rho_w}{W + \frac{\rho_w}{\rho_s}} = \frac{\rho}{1 + 0,01 \cdot W}$$

где ρ_w – плотность воды, равная 1;

ρ – плотность грунта;

W – влажность грунта в долях единицы.

Влажность

Влажность грунтов характеризует содержание воды в горных породах. Вода в грунтах, как правило, влияет на различные свойства и прежде всего на прочность или сжимаемость грунтов. Особенно большое значение содержание воды имеет для грунтов, растворимых в воде, и глинистых. Количественно влажность грунтов выражается весовой (W), объемной (n_w) и относительной влажностью (степенью влажности) (S_r). Массовая влажность равна отношению массы воды в грунте (m_b) к весу породы, высушенной при температуре 100 – 105°C до постоянной массы (m_c).

$$W = \frac{m_b}{m_c} \cdot 100\%.$$

Объемной влажностью (n_w) называется отношение объема воды, содержа-

щейся в породе (V_B), к ее объему (V)

$$n_w = \frac{V_B}{V} \cdot 100\%$$

Оба вида влажности выражаются в процентах. Кроме того, объемная влажность выражается также в долях единицы.

Степень влажности, т. е. отношения содержания объема воды в грунте к суммарному объему пор, определяется в долях единицы

$$S_r = \frac{W \cdot \rho_s}{e \cdot \rho_w}$$

Влагоемкость

Влагоемкостью называют способность грунта вмещать определенное количество воды в единице объема образца. Различают полную, капиллярную, максимальную молекулярную и гигроскопическую влагоемкости. Полная влагоемкость способность грунта вмещать определенное количество воды при полном насыщении грунта водой. Численно она равна пористости. Под капиллярной влагоемкостью понимают способность грунта вмещать определенное количество воды в капиллярных и более мелких порах. Максимальной молекулярной влагоемкостью называется способность грунта содержать общее количество всей физически связанной воды, а гигроскопической – способность грунта содержать какое-то количество прочно связанной (гигроскопической) воды. Количественно влагоемкость характеризуется весовой или объемной влажностью грунтов и представляет собой безразмерную величину или выражается в процентах.

Кроме влагоемкости существует понятие о **водоудерживающей** способности, или водоудержании грунтов. Водоудерживающая способность грунтов численно измеряется количеством воды, которая остается в первоначально водонасыщенной породе или почве после свободного вытекания воды из образца. (В почвоведении эта величина называется полевой, или наименьшей влагоемкостью).

Водоотдача

Водоотдачей называют способность грунтов отдавать свободную воду. Численно она равна разности между полной и наименьшей влагоемкостью.

Коэффициент водоотдачи – отношение объема свободно вытекающей из породы воды (при полном заполнении пор или трещин) к объему всей породы. Недостаток насыщения грунта водой до полной влагоемкости численно равен разности между полной влагоемкостью и естественной объемной влажностью.

Водопроницаемость

Водопроницаемостью называется свойство горной породы пропускать воду при наличии перепада давления. Величина водопроницаемости зависит от размеров и количества пустот в горной породе.

По водопроницаемости несколько условно горные породы можно разделить на три группы: водопроницаемые, слабоводопроницаемые, практически водонепроницаемые (водоупорные). К первой группе относятся рыхлые по-

роды (галечник, гравий, песок, щебень и дресва без примесей глинистых или пылеватых частиц); ко второй – ссыззные пористые породы (супесь, лёсс, суглинок); к третьей группе – глины. Численно водопроницаемость оценивается коэффициентом фильтрации. Он равен скорости фильтрации при напорном градиенте, равном единице.

Водопроницаемые породы имеют коэффициент фильтрации больше 1 м/сут, слабоводопроницаемые – в пределах 0,001 – 1,0 м/сут, а практически водонепроницаемые – меньше 0,001 м/сут.

Водопроницаемость крепких скальных пород зависит от их состояния, в основном трещиноватости. Они могут быть и водонепроницаемы и слабо водопроницаемы.

Классификация подземных вод по происхождению

По происхождению подземные воды делятся на следующие группы:

1) инфильтрационные воды — образуются в результате просачивания с поверхности земли атмосферных осадков и поверхностных вод в пустоты горных пород. Эта группа составляет основную часть подземных вод, содержащихся в земной коре;

2) конденсационные воды — образуются благодаря конденсации водяного пара, перемещающегося под влиянием разности упругости его из атмосферы в горные породы или внутри горных пород — от одного участка к другому. Конденсационное питание подземных вод пока изучено недостаточно. В некоторых физико-географических условиях, например в высокогорных районах, оно имеет существенное значение, но по сравнению с инфильтрационным питанием несопоставимо мало;

3) седиментационные воды — образуются за счет вод тех водоемов, в которых происходило накопление осадочных пород. Это погребенные воды, сохранившиеся в глубоких частях закрытых гидрогеологических и нефтегазоносных структур. Отличаются высокой минерализацией и представляют интерес как сырье для химической промышленности и как лечебные минеральные воды;

4) воды магматического и метаморфического происхождения — образуются при извержении и застывании магмы, а также выделяются при метаморфизации минералов и горных пород.

Классификация подземных вод по условиям геологического залегания

Выделяются три основных типа вод: верховодка, грунтовые и межпластовые воды.

Верховодка и почвенные воды приурочены к зоне аэрации.

Грунтовые воды залегают на первом от поверхности земли водонепроницаемом (или слабопроницаемом) слое. На всей площади своего развития могут получать питание сверху за счет инфильтрации осадков и поверхностных вод. Их поверхность свободная, то есть давление на этой поверхности равно атмосферному. В скважинах и колодцах, вскрывающих грунтовые воды, уровень воды, как правило, устанавливается на той глубине, на которой был

вскрыт.

Межпластовые воды залегают в водопроницаемых отложениях, заключенных между водонепроницаемыми.

Верховодка. Условия образования и залегания

Верховодка — гравитационные воды, находящиеся в зоне аэрации на относительно слабопроницаемых или водонепроницаемых породах. Последняя образуется вследствие просачивания атмосферных осадков, поверхностных, оросительных вод — во всех тех случаях, когда скорость поступления на такие линзы или прослойки больше, чем скорость просачивания через них воды. Верховодка при интенсивном питании может «сливаться» с водоупора, пополняя грунтовые воды. Водосодержащими породами могут быть пески, суглинки, супеси, лёссы, трещиноватые скальные или полускальные разновидности пород в коре выветривания. Мощность насыщенных водой пород обычно не более 0,5–1,0 м и редко достигает 3–5 м. Площадь, занимаемая верховодкой, определяется размерами водопроницаемых или относительно менее водопроницаемых пород по сравнению с породами, залегающими выше и содержащими верховодку. Породами, ограничивающими верховодку снизу, могут быть глины, суглинки, а также плотные скальные и полускальные породы, если верховодка приурочена к элювию.

Формирование верховодки зависит и от рельефа поверхности земли. На плоских равнинных площадях с небольшими углублениями, западинами поверхностный сток минимален и условия для инфильтрации наилучшие. На территории городов и строительных площадок источниками образования верховодки могут быть различные воды, используемые при строительстве и эксплуатации зданий и сооружений. По химическому составу воды весьма разнообразны, в зависимости от характера источников питания и водосодержащих пород, климатических и других условий. На территориях населенных пунктов и производственных предприятий воды верховодки обычно загрязнены.

Длительность существования верховодки зависит от соотношения количеств воды поступающей и расходуемой. Как правило, верховодка — временный водоносный горизонт, существующий в природных условиях в весенний и осенний периоды, летом она исчезает, а зимой обычно промерзает.

На строительных и застроенных площадках воды верховодки могут заполнять котлованы и подвальные помещения зданий, и поэтому их приходится отводить в сторону от площадок различного рода дренажными сооружениями.

Грунтовые воды. Условия образования и залегания

Грунтовыми водами называются гравитационные воды, содержащиеся в каких-либо водоносных породах выше первого от поверхности земли выдержанного по площади водонепроницаемого пласта.

Грунтовые воды приурочены преимущественно к четвертичным отложениям, имеют широкое, почти повсеместное распространение (за исключени-

ем участков, сложенных с поверхности водонепроницаемыми породами). Область питания грунтовых вод за счет инфильтрации атмосферных осадков, фильтрации поверхностных вод совпадает с областью их распространения.

При вскрытии их выработками (скважинами, колодцами и др.) уровень ГВ устанавливается, как правило, на той же глубине, на которой вскрывается. Исключение составляют участки, где в нижней части зоны аэрации встречается в виде линз водонепроницаемая порода, подошва которой лежит ниже уровня грунтовых вод. В этом случае при вскрытии грунтовых вод уровень их поднимается от подошвы водонепроницаемой линзы. На подобных участках встречаются местные напоры.

Выше уровня грунтовых расположены в виде каймы капиллярные воды, давление на верхней границе которой меньше атмосферного. Грунтовые воды гидравлически связаны с поверхностными водоемами (озерами, морями, водохранилищами) или водотоками (реками, каналами), либо питают водоемы и водотоки, либо сами получают из них питание. Режим грунтовых вод находится под влиянием поверхностных вод и климатических факторов, при некотором влиянии иногда напорных вод.

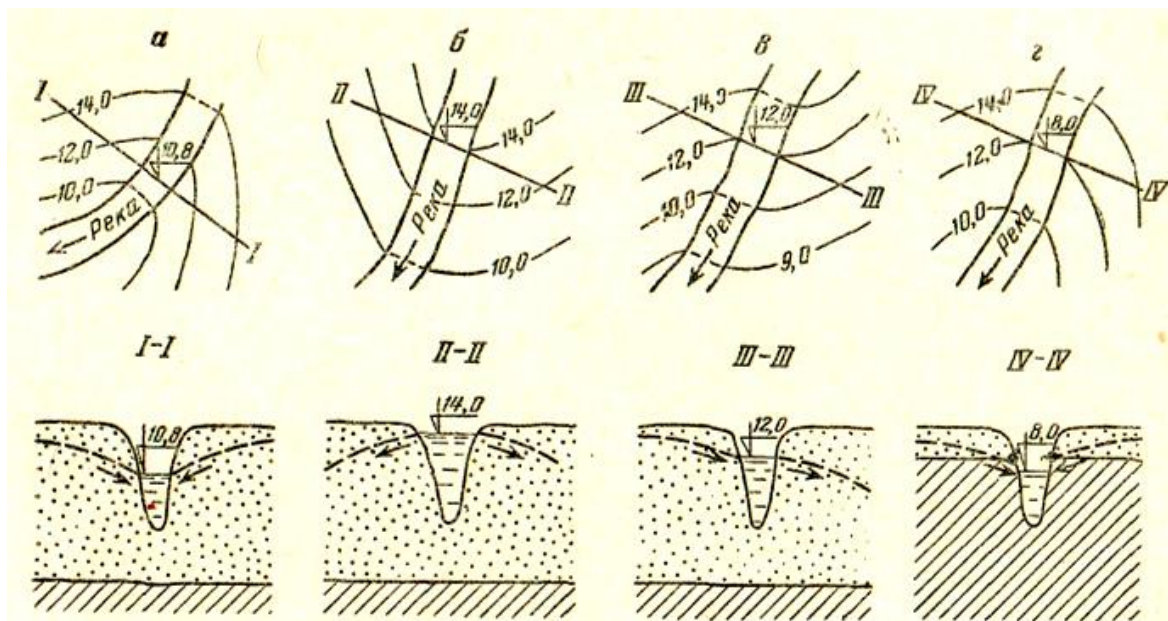
Карты гидроизогипс. Их составление и назначение

Положение зеркала грунтовых вод по площади их распространения характеризуется изолиниями или гидроизогипсами. Эта поверхность в общем имеет криволинейный характер и уклон к месту разгрузки грунтовых вод и называется депрессионной поверхностью. На гидрогеологических разрезах она отражается линией, называемой депрессионной кривой. Депрессионная поверхность и депрессионная кривая характерны для потока грунтовых вод.

Гидроизогипсы представляют собой линии, которые соединяют точки с одинаковыми абсолютными (реже относительными) отметками уровня грунтовых вод. Гидроизогипсы обычно строят на топографической карте на определенный момент (дату) времени. Такая карта называется картой гидроизогипс. По карте гидроизогипс можно определить глубину залегания уровня, направление и величину уклона потока грунтовых вод. Направление движения грунтовых вод совпадает с линиями, перпендикулярными в каждой точке к гидроизогипсам и направленными в сторону гидроизогипс с меньшими абсолютными или относительными отметками. Уклон потока грунтовых определяется по направлению движения его. Он выражается обычно тангенсом угла наклона поверхности грунтовых вод к горизонту. Для определения величины уклона разность абсолютных отметок уровня воды, взятых в двух точках по линии направления движения, делят на расстояние между этими точками (скважинами).

Глубина залегания уровня грунтовых вод определяется по разности между абсолютными отметками горизонталей и гидроизогипс в точках их пересечения. Для характеристики глубин залегания уровня грунтовых вод строится также карта гидроизобат. Гидроизобаты представляют собой линии, соединяющие точки с одинаковой глубиной залегания уровня грунтовых вод от поверхности земли. Глубина залегания уровня грунтовых вод определяется в

основном рельефом поверхности земли.



По карте гидроизогипс можно определить также взаимосвязь грунтовых вод и поверхностных вод в водоемах и водотоках. Она может быть различной на разных площадях в одно и то же время и на одной площади в разное время года.

Определение направления и скорости движения подземных вод

Для определения направления движения подземных вод составляют карты гидроизогипс и гидроизопьез.

Поток подземных вод движется в направлении, перпендикулярном этим изолиниям в сторону уменьшения отметок.

Направление движения подземных вод указывается линиями перпендикулярными гидроизогипсам и носящими название **линий тока**.

Скорость движения подземных вод неодинакова даже в одной породе. Когда говорят, о скорости движения подземных вод, имеют в виду среднюю её скорость. Величина её колеблется от нескольких миллиметров до десятков и даже сотен метров в сутки.

Для определения скорости движения подземных вод используют следующие методы:

- 1) Метод индикаторов
 - а) Химический
 - б) Колориметрический
 - в) Электролитический
- 2) Геофизические методы
- 3) Изотопный метод

1) **Метод индикаторов** заключается в погружении в опытную скважину веществ, изменяющих химический состав (цвет) воды и улавливании этой воды в наблюдательных скважинах, расположенных ниже по течению подземных вод.

Расстояние между опытной и наблюдательной скважинами:

Крупнозернистый песок	2 – 5 м
Мелкозернистый песок	1 – 2 м
Супеси, суглинки	0,5 – 1,5 м

Скорость движения воды:

$$u = \frac{l}{t_2 - t_1},$$

где t_2 - время обнаружения индикатора

t_1 - время погружения индикатора

а) Химический

Индикатор – ион хлора вводимый в скважину в виде раствора поваринной соли, хлористого лития, хлористого аммония. Появление индикатора устанавливается титрованием отбираемых проб раствором азотнокислого серебра.

б) Колориметрический метод.

В качестве индикатора используют краски, не поглощаемые породой.

Щелочные воды – эозин, эритрозин растворённые в растворах щёлочи.

Кислые воды – метиленовая и анилиновая синька растворённые в слабых растворах кислот.

в) Электролитический метод – аналогичен химическому методу. Отличие состоит в том, что в процессе опыта ведут наблюдения за омическим сопротивлением воды, понижающимся при введении электролита. Электролитом служит хлористый аммоний, поваренная соль и др.

2) Геофизические методы применяются при низкой минерализации подземных вод.

Метод резистивиметрии основан на измерении удельного электрического сопротивления воды в скважине с помощью прибора называемого резистивиметром. Перед опытом измеряют электросопротивление воды в естественных условиях. Вводят электролит и периодически повторяют замеры. Скорость движения воды находят по формуле:

$$v = \frac{1,81r}{t_2 - t_1} \lg \frac{C_1 - C_0}{C_2 - C_1},$$

где r - радиус скважины, см;

C_0 - естественная концентрация солей в воде;

C_1 и C_2 - концентрация солей при замерах в момент времени t_2 и t_1 (после запуска электролита).

3) Изотопный метод.

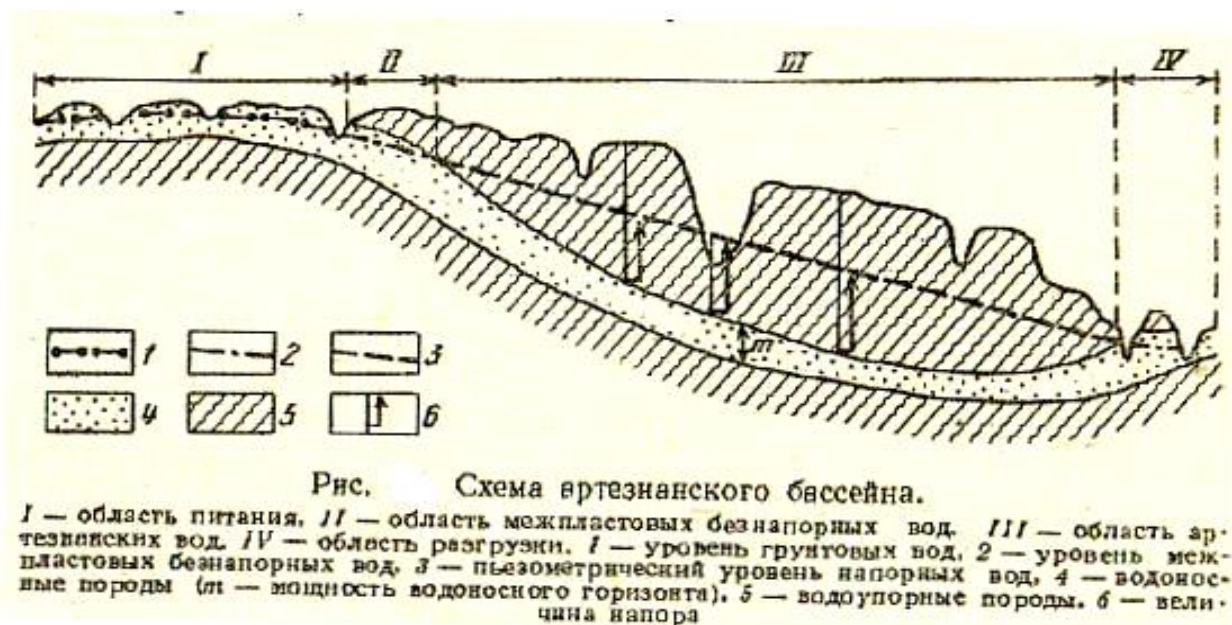
Используют изотопы некоторых радиоактивных элементов (хлора, йода, серы, калия и др.). Источник излучения опускают в опытную скважину, а счётчик – в наблюдательную. Применяется при изучении фильтрации из водохранилищ, взаимосвязи поверхностных и подземных вод, при исследовании миграции солей.

Межпластовые напорные воды (артезианские воды). Условия образования и залегания

Подземные воды, содержащиеся в каких-либо горных породах, ограничен-

ных сверху и снизу водонепроницаемыми осадочными породами, называются межпластовыми, или пластовыми. Если водосодержащие породы лишь частично насыщены водой и уровень воды при вскрытии их буровыми скважинами, шурфами или колодцами устанавливается ниже подошвы верхней водоупорной породы, образуются межпластовые безнапорные воды. По гидравлическим признакам и наличию капиллярной каймы они аналогичны грунтовым, но область питания их не совпадает с областью распространения — сверху они покрыты водонепроницаемыми породами.

Обычно водоносные породы между двумя водонепроницаемыми пластами полностью насыщены водой; вода вскрывается скважинами и другими выработками под подошвой верхней водонепроницаемой породы, после чего поднимается в этих выработках на различную высоту. Такие воды называются межпластовыми, или пластовыми напорными. В частном случае вода может изливаться из вскрывших эти воды скважин. Уровень воды в этом случае устанавливается выше поверхности земли. Напорные воды, распространенные в осадочных породах крупных тектонических структур (синеклиз, синклиналей или моноклиналей), называются **артезианскими**. Это название они получили от названия провинции Артуа (древнее латинское название — Артезия) в южной части Франции, где впервые в Европе в 1126 г. были колодцем вскрыты напорные воды, которые изливались на поверхность земли.



Для любого водоносного горизонта межпластовых вод, в том числе и артезианских, выделяются три области: питания, распространения (напора для напорных вод) и разгрузки (рис.).

В отличие от грунтовых вод, область питания межпластового водоносного горизонта не совпадает с областью его распространения (напора). Область питания располагается на более высоких отметках, область разгрузки — на более низких. В пределах области распространения (напора) отметки, на которых устанавливается уровень межпластового горизонта, находятся между отметками области питания и разгрузки. Для напорных вод установившийся уровень в скважинах или колодцах, вскрывших напорный водоносный гори-

зонт, называется пьезометрическим. Если уровень воды поднимается выше поверхности земли, то для его определения в скважине либо наращивают трубы, либо в верхней части трубы устанавливается манометр.

Родники (источники). Классификация родников, режим, использование

Родником (или источником, ключом) называется сосредоточенный естественный выход подземной воды на земную поверхность.

Расходы (или дебиты) родников изменяются в широких пределах (от долей л/сек до многих м³/сек). Родники имеют различную температуру (от 0 до 100° и выше), по минерализации встречаются от ультрапресных до рассолов.

Родники классифицируют по разным признакам. Родники, питаемые безнапорными водами, называют **нисходящими**, а артезианскими водами — **восходящими**.

По продолжительности действия различают:

1. Постоянно действующие родники, существующие в течение многих лет. Дебит изменчив по сезонам года и по годам.

2. Сезонно действующие родники, возникающие только в определенное время года. К этой группе относятся пересыхающие родники, действующие только после весеннего снеготаяния или выпадения обильных осадков; переливающиеся родники; перемежающиеся родники, свойственные закарстованным породам; родники оттаивания, выводящие подмерзлотные воды на поверхность, и др.

3. Ритмически действующие родники, характеризующиеся периодичностью изменений дебита и напора. Пример их — гейзеры.

Особое положение занимает группа родников, образование которых связано с деятельностью человека. Это родники: 1) выходящие в нижнем бьефе плотин; 2) образованные в результате фильтрации из оросительных каналов и водопроводных труб; 3) выклинивающиеся на орошаемых массивах (возвратные воды) и др.

Причины колебаний дебита родников различны. Дебит нисходящих родников в основном связан с сезонными и годовыми изменениями атмосферных осадков. Чем глубже залегает водоносный пласт, меньше его водопроницаемость, слабее связь его с атмосферой и чем больше область питания, тем с большим опозданием отражается влияние выпадения осадков на дебите родников. Оно может сказаться и через несколько дней и через много месяцев. Нередко обильные осадки могут отразиться на увеличении дебита родников спустя один и даже два года. Дебит восходящих родников отличается большим постоянством, чем нисходящих.

Дебит родников может изменяться и в результате хозяйственных факторов. Например, бурение скважин для отбора подземных вод, питающих родник, приводит к снижению уровня этих вод и уменьшению дебита родника, а иногда и к полному его иссяканию. Проектируя в таких условиях водозаборы подземных вод, необходимо рассчитать возможное уменьшение дебита род-

ников, чтобы экономически обосновать целесообразность устройства водозаборов.

Движение подземных вод. Фильтрация и инфильтрация

Движение подземных вод определяется водными свойствами пород, а также степенью их насыщенности (влажности).

1. Если влажность пород меньше гигроскопической влагоемкости – движение водяных паров – направлено от более влажных слоев к менее влажным, от слоев с более высокой температурой к менее нагретым слоям.

2. Движение связанных вод наблюдается если влажность породы неодинакова и меньше максимальной молекулярной влагоемкости. При этом гигроскопическая вода может передвигаться лишь переходя в парообразное состояние. Рыхлосвязанная (пленочная) вода передвигается под действием молекулярных (сорбционных) сил от частиц с большей толщиной пленки к частицам с меньшей толщиной пленки.

3. Если влажность породы меньше наименьшей влагоемкости – движение капиллярных вод. Капиллярные воды передвигаются под действием капиллярных сил в любом направлении и вниз под действием силы тяжести.

4. Движение свободной гравитационной воды происходит когда влажность пород больше наименьшей влагоемкости.

Движение гравитационных подземных вод в зоне насыщения водоносного горизонта называется фильтрацией. Движение гравитационных подземных вод через зону аэрации называется инфильтрацией.

Движение грунтового потока в водоносных породах со скоростями до 400 м/сут носит ламинарный характер (параллельноструйчатый).

При больших скоростях характерно турбулентное движение (наблюдается в сильнотрещиноватых и закарстованных породах). В этом случае происходит завихрение потока, перемешивание воды.

Законы фильтрации подземных вод. Линейный закон фильтрации (закон Дарси). Нелинейный закон фильтрации (закон Шези-Краснопольского)

1) Линейный закон фильтрации был получен в 1856 г французским гидравликом Дарси.

Дарси установил на основании экспериментальных данных, что:

$$Q = \frac{H_1 - H_2}{l} \omega K,$$

где K – коэффициент фильтрации;

$$J = \frac{H_1 - H_2}{l} \text{ – градиент напора;}$$

$\Delta H = H_1 - H_2$ – потеря напора.

Напорный градиент – потери напора по длине пути фильтрации.

$$Q = KJ\omega \text{ – закон Дарси (1)}$$

Разделим правую и левую части на ω :

$$\frac{Q}{\omega} = KJ \Rightarrow v = KJ - \text{вторая запись закона Дарси (2)}$$

где v – скорость фильтрации.

Из (2) видно, что зависимость между скоростью фильтрации и градиентом является линейной, поэтому закон Дарси называется линейным законом фильтрации.

Примем $J = 1$, тогда $v = K$.

Коэффициент фильтрации численно равен скорости фильтрации при напорном градиенте равном единице.

Закон Дарси работает при ламинарном режиме, когда потери напора пропорциональны длине пути фильтрации.

2) Фильтрация в глинистых горных породах (фильтрация через субкапилляры 0,0002 мм).

Из-за высокой дисперсности глинистой породы на поверхности частиц накапливается пленочная и капиллярная вода. Она имеет свойства вязкопластичной жидкости и высокое сопротивление сдвигам.

Поэтому при больших градиентах глина не фильтрует и является водоупором.

Движение возможно при создании некоторого начального градиента J_0 . При $J > J_0$ происходит разрушение пленок и возможна фильтрация.

$$v = K (J - J_0),$$

где J_0 – начальный градиент.

Закон Дарси работает только при ламинарном режиме, когда нет затрат энергии на перемешивание потока. В крупнотрещиноватых, закаретованных и грубообломочных породах при высоких градиентах, скорости фильтрации достигают значений 1000 м/сут и больше. Наступает турбулентный режим.

В этом случае:

$$v = K\sqrt{J} - \text{формула Шези-Краснопольского}$$

В общем виде закон фильтрации:

$$v = K^n \sqrt[n]{J},$$

где $n = 1 \div 2$

$n = 1 \Rightarrow v = KJ$ – формула Дарси; зона ламинарной фильтрации

$n = 1 \div 2 \Rightarrow v = K\sqrt[n]{J}$ – промежуточная зона

$n = 2 \Rightarrow v = K\sqrt{J}$ – формула Шези-Краснопольского; зона турбулентной фильтрации.

Движение воды в водоносных пластах

Поток подземных вод – это водоносный пласт, насыщенный подземной водой, которая движется под действием силы тяжести и напорного градиента.

По гидравлическим признакам потоки делятся на безнапорные и напорные.

h – мощность потока.

b – его протяжённость в направлении перпендикулярном движению.

m - мощность потока.

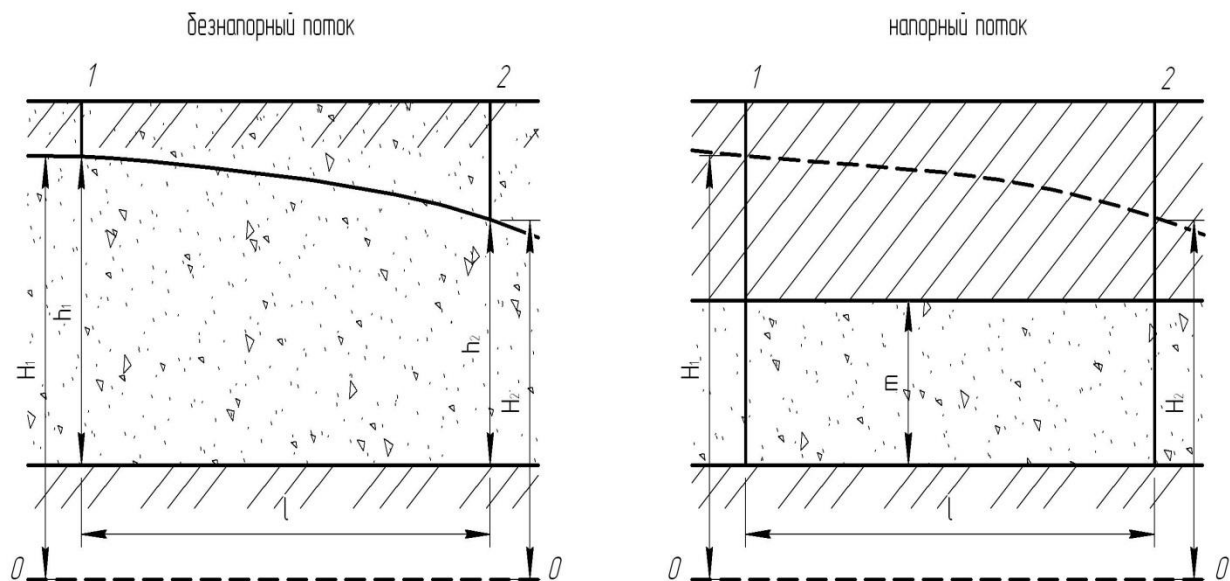
$H_{1,2}$ - расстояние от свободного или пьезометрического уровня до условной плоскости сравнения.

Напорный градиент $J = \frac{H_1 - H_2}{l} = \frac{\Delta H}{l}$

H - падение напора на длине l .

i - градиент в точке напора:

$$i = \lim_{l \rightarrow 0} \frac{\Delta H}{l} = -\frac{dH}{dl}$$



Фильтрационный расход $Q = KJ\omega$

Безнапорный

$$Q = K \left(-\frac{dH}{dl} \right) hb$$

Напорный

$$Q = K \left(-\frac{dH}{dl} \right) mb$$

Единичный расход потока - расход на единицу ширины.

$$q = K \left(-\frac{dH}{dl} \right) h$$

$$q = K \left(-\frac{dH}{dl} \right) m$$

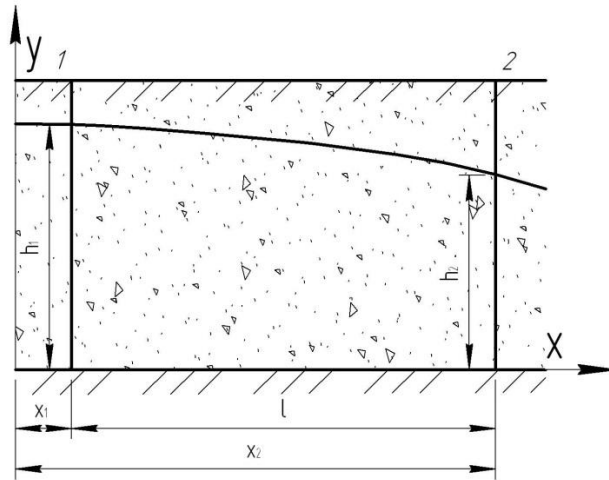
Расход плоского потока при горизонтальном водоупоре

Расчет производится на основе закона Дарси.

$$Q = KJ\omega;$$

$$q = \frac{Q}{b};$$

$$q = K \left(-\frac{dH}{dl} \right) h;$$



$$q = K \left(-\frac{dy}{dx} \right) y;$$

$$\frac{q}{K} dx = -y dy;$$

$$Q = KJ\omega;$$

$$q = \frac{Q}{b};$$

$$q = K \left(-\frac{dH}{dl} \right) h;$$

$$q = K \left(-\frac{dy}{dx} \right) y;$$

$$\frac{q}{K} dx = -y dy;$$

$$x \rightarrow x_1; x_2;$$

$$y \rightarrow h_1; h_2;$$

$$\frac{q}{K} \int_{x_1}^{x_2} dx = -y \int_{h_1}^{h_2} dy;$$

$$\frac{q}{K} (x_2 - x_1) = -\frac{h_2^2 - h_1^2}{2};$$

$$x_2 - x_1 = l;$$

$$\frac{q}{K} l = \frac{h_1^2 - h_2^2}{2}; \Rightarrow q = K \frac{h_1^2 - h_2^2}{2l} - \text{формула Дюпюи 1857}$$

Расход плоского потока при наклонном водоупоре

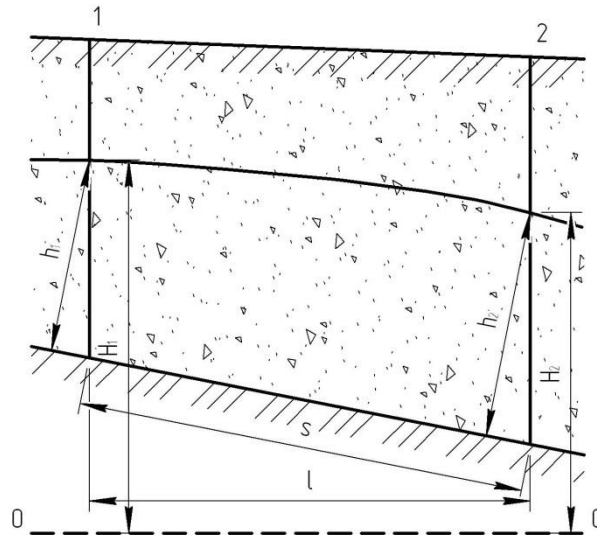
Так как в подземных потоках уклоны водоупоров небольшие ($0,001 \div 0,0001$) и изменение мощностей потоков на длине незначительно, то можно допустить что $S \approx l$, $i \approx J$, т.е. $i \approx \frac{H_1 - H_2}{l}$, а площадь потока $\approx$ средней площади.

i - градиент в точке.
 J - средний градиент.

$$h_x \approx h_{cp};$$

$$h_x = \frac{h_1 + h_2}{2};$$

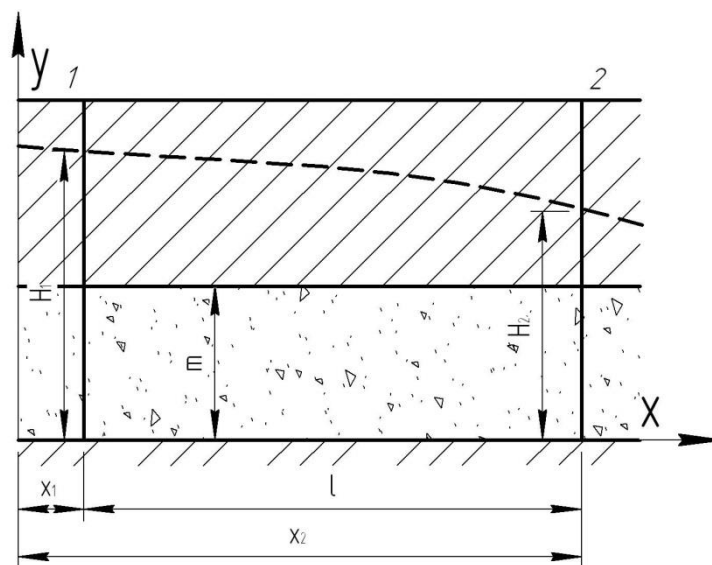
$$q = KJh_{cp};$$



$$q = K \frac{(H_1 - H_2)(h_1 + h_2)}{2l} \text{ - формула Н. Г. Каменского}$$

Расход плоского напорного потока в пласте постоянной и переменной мощности

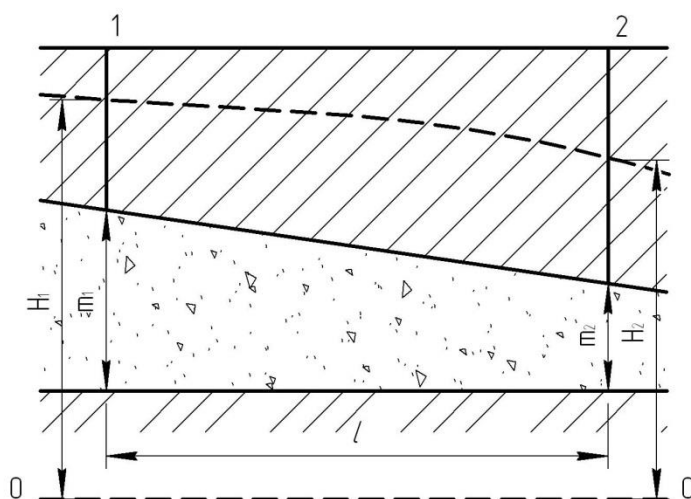
Для пласта постоянной мощности



$$q = -Km \frac{dy}{dx};$$

$$\begin{aligned}\frac{q}{Km} dx &= -dy; \\ x &\rightarrow x_1; x_2; \\ y &\rightarrow H_1, H_2; \\ \frac{q}{km} \int_{x_1}^{x_2} dx &= - \int_{H_1}^{H_2} dy; \\ \frac{q}{km} (x_2 - x_1) &= -(H_2 - H_1); \\ \frac{q}{km} l &= H_1 - H_2; \\ q &= km \frac{H_1 - H_2}{l}.\end{aligned}$$

Для пласта с переменной мощностью



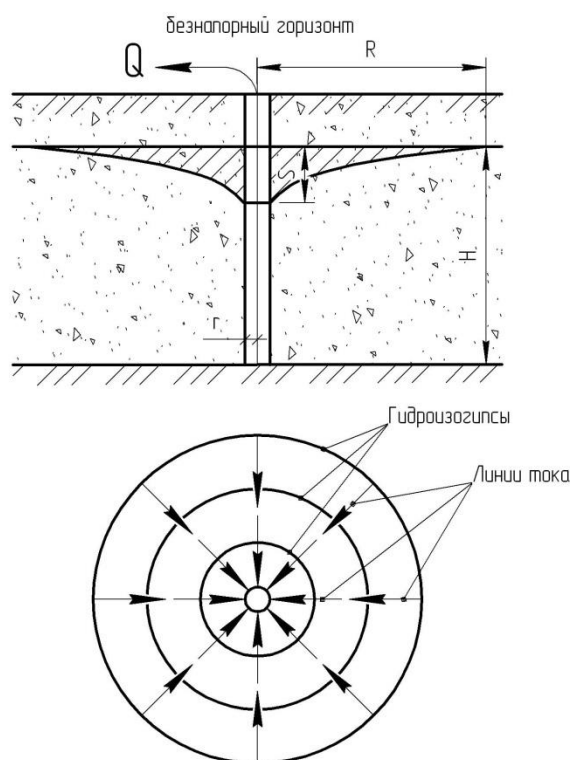
$$\begin{aligned}H &= f(x); \\ i &= \frac{H_1 - H_2}{l}; \\ m &= f(x); \\ l &= f(x); \\ m_x &= \frac{m_1 + m_2}{2}; \\ q &= K \frac{(m_1 + m_2)(H_1 - H_2)}{2l}.\end{aligned}$$

Дебит и удельный дебит скважин. Совершенные и несовершенные скважины

Радиальный поток формируется в зоне действия водозаборных скважин.

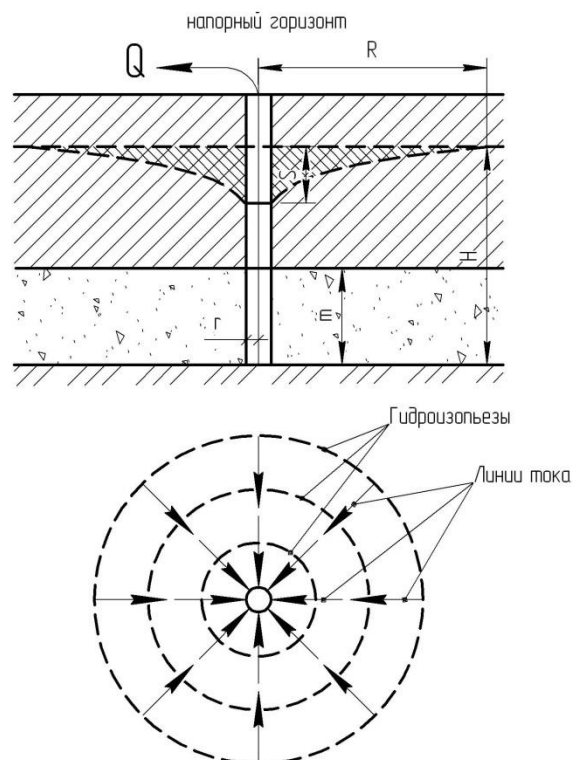
S – понижение уровня воды при откачке;

R – радиус влияния скважины.



Безнапорный водоносный горизонт

При откачке происходит осушение части пласта в виде воронки с радиусом R .



Напорный водный горизонт

При откачке происходит высвобождение упругих запасов и вокруг скважины образуется область сниженных напоров в виде воронки с радиусом R .

Это схемы идеальных скважин, т.е. совершенных по степени и характеру вскрытия пласта. Скважина доходит до водоупора и забирает воду всей открытой полостью.

В реальных условиях скважины не совершенны, вскрывают только часть пласта. Это приводит к тому, что дебет несовершенных скважин при равных условиях всегда меньше, чем дебет совершенных скважин.

В реальных конструкциях возникает два вида несовершенства:

1. по степени вскрытия пласта, т.е. фильтр забирает воду из какой-то его части, что вызывает деформации линий тока по профилю потока;
2. по характеру вскрытия пласта возникает из-за несоответствия фильтрационных характеристик самого пласта и фильтра и прифильтровой зоны.

Оба вида несовершенства создают дополнительные фильтрационные сопротивления, которые вводятся в формулы для расчета идеальных скважин.

$$Q = \frac{2,73kmS}{\lg \frac{R}{r}};$$

$\lg \frac{R}{r} = \Phi_0$ – фильтрационное сопротивление идеальной скважины.

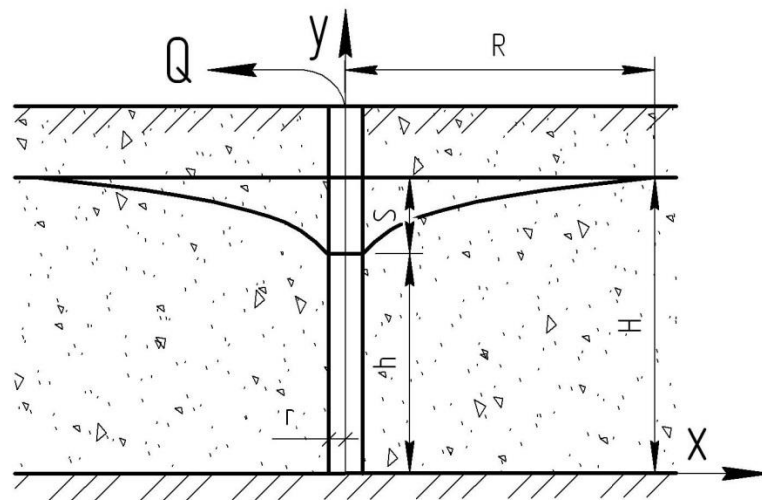
$$\Phi = \Phi_0 + \xi_1 + \xi_2 ,$$

где ξ_1, ξ_2 – фильтрационные сопротивления по степени и характеру вскрытия пласта.

$$Q = \frac{2,73kmS}{\Phi_0 + \xi_1 + \xi_2}$$

Дебит совершенной скважины в безнапорном однородном водоносном слое при установившемся режиме движения и в напорном однородном водоносном слое

1)



r – радиус скважины;
 m – мощность пласта;
 k – коэффициент фильтрации;
 R – радиус влияния;
 Q – расход – ?
 Расход потока:

$$Q = kJw;$$

$$J = \frac{dy}{dx};$$

$$w = 2\pi xy;$$

$$Q = k \frac{dy}{dx} 2\pi xy;$$

$$\frac{Q}{2\pi k} \frac{dx}{x} = y \cdot dy;$$

$$x: r \rightarrow R;$$

$$y: H_0 \rightarrow H_e;$$

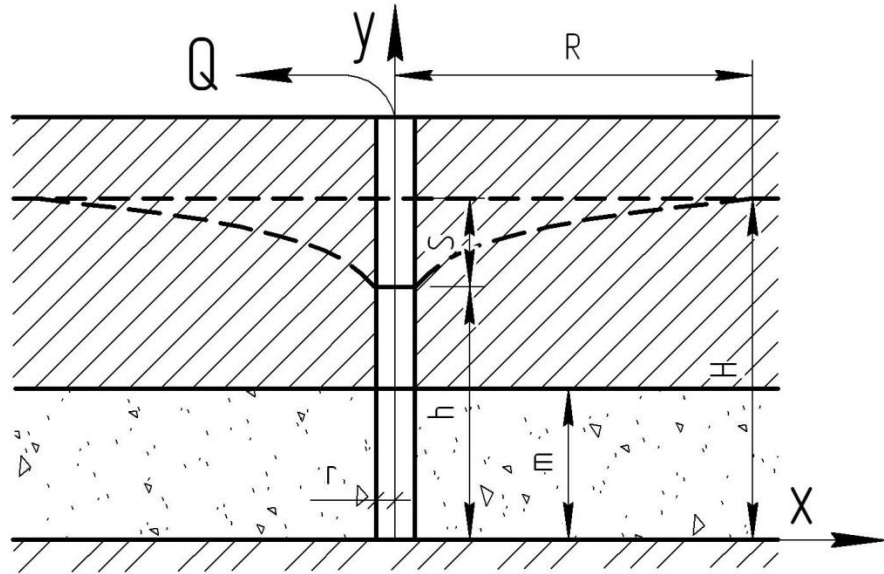
$$\frac{Q}{2\pi k} \int_r^R \frac{dx}{x} = \int_{H_0}^{H_e} y \cdot dy;$$

$$\frac{Q}{2\pi k} (\ln R - \ln r) = \frac{H_e^2 - H_0^2}{2};$$

$$Q = \frac{\pi k (H_e^2 - H_0^2)}{\ln \frac{R}{r}};$$

$$Q = \frac{1,36k(2H - S)S}{\lg \frac{R}{r}};$$

2)



m – мощность пласта;

Расход потока:

$$Q = kJw;$$

$$J = \frac{dy}{dx};$$

$$w = 2\pi xm;$$

$$Q = k \frac{dy}{dx} 2\pi xm;$$

$$\frac{Q}{2\pi mk} \frac{dx}{x} = dy;$$

$$x: r \rightarrow R;$$

$$y: h \rightarrow H_0;$$

$$\frac{Q}{2\pi km} \int_r^R \frac{dx}{x} = \int_h^{H_0} dy;$$

$$\frac{Q}{2\pi km} (\ln R - \ln r) = H_0 - h;$$

$$H_0 - h = S;$$

$$\frac{Q}{2\pi km} \ln \frac{R}{r} = S;$$

$$Q = \frac{2\pi km S}{\ln \frac{R}{r}} = \frac{2,73 km S}{\lg \frac{R}{r}}.$$

Запасы подземных вод. Виды загрязнений и охрана подземных вод

Подземные воды, как и многие минералы и горные породы в земной коре, являются полезными ископаемыми. В отличие от твердых полезных ископаемых, подземные воды находятся в непрерывном движении. При откачке подземных вод для водоснабжения они поступают на поверхность со значительно большей территории, чем площадь расположения водозабора.

Запасы подземных вод в водоносном горизонте – масса гравитационной воды, которая содержится в водоносном пласте и которую можно извлечь из водоносных пород. В зависимости от процессов, обусловивших поступление воды в водоносные горизонты выделяют естественные и искусственные запасы. Первые образовались вследствие природных процессов, вторые – в результате инфильтрации воды с поверхности земли при искусственном заводнении, водоносного пласта или фильтрации воды из каналов или водохранилищ. Численно запасы обычно оцениваются в объемных единицах (м³)

$$W = n_a V$$

где W — запасы гравитационной воды в водоносном горизонте, м³;

V — объем зоны насыщения в водоносном горизонте, равный произведению площади распространения водоносного горизонта на его среднюю мощность, м³;

n_a — активная пористость пород в зоне насыщения.

Для артезианских вод кроме этих основных, или «емкостных», запасов выделяют так называемые «упругие» запасы, составляющие обычно доли процента от «емкостных» запасов. Численно «упругие» запасы равны объему воды, который можно извлечь из водоносного горизонта при сохранении зоны насыщения, равной мощности водоносной породы, т.е. при наиминимальном динамическом уровне, совпадающем с подошвой верхнего водоупора.

Количество забираемой из водоносного горизонта воды определяется так называемыми эксплуатационными запасами.

Эксплуатационные запасы представляют собой «количество воды, которое может быть получено рациональными в технико-экономическом отношении водозаборными сооружениями при заданном режиме эксплуатации и при качестве воды, удовлетворяющем требованиям в течение всего расчетного срока водопотребления.

Все разновидности загрязнения делятся на четыре вида: механическое, химическое, бактериальное и радиоактивное.

1) Механическое загрязнение связано с попаданием в подземные воды механических частиц разного состава. Встречается редко, обычно на участках, сложенных с поверхности сильно закарстованными и трещиноватыми поро-

дами. Механическое загрязнение может указывать и на другие виды загрязнения.

2) Химическое загрязнение является самым серьезным и трудно устранимым. Химическое загрязнение заключается или в увеличении сверх допустимых пределов содержания некоторых имеющихся в воде компонентов, или в появлении в подземных водах новых веществ. Использование таких вод становится нецелесообразным из-за ухудшения вкуса, появления запаха и цвета или опасным, вызывающим отравление и заболевание. Химическое загрязнение может распространяться по потоку подземных вод на большие расстояния от места загрязнения, так как компоненты, вызывающие загрязнение, не поглощаются или слабо поглощаются горными породами и могут существовать в воде весьма длительное время.

3) Бактериальное загрязнение обусловлено появлением в подземных водах болезнетворных (патогенных) бактерий (брюшного тифа, холеры и др.). Косвенно определяется содержанием в воде кишечных палочек. Бактериальное загрязнение не распространяется на большие расстояния от места загрязнения. Кроме того, имеет место самоочищение воды, так как некоторые породы (глинистые) задерживают бактерии, а сами бактерии могут существовать в воде ограниченное время (ориентировочно от 10 до 1000 суток).

4) Радиоактивное загрязнение подземных вод обусловлено радиоактивными элементами, которые попадают в воду вместе с отходами, образующимися при работе с радиоактивными веществами, и продуктами, выпадающими при ядерных взрывах. С потоками подземных вод радиоактивные элементы могут переноситься и при этом некоторые из них задерживаться в породах. Поэтому концентрация радиоактивных веществ может в сравнении с начальной в последующем возрасти. Естественно, опасность представляют долгоживущие радиоактивные элементы.

Подземные воды, как один из основных источников водоснабжения, следует охранять от истощения и загрязнения. Они относятся к категории медленно возобновляемых источников водоснабжения. Нерациональное и чрезмерное использование подземных вод приводит к большому падению их уровней, поэтому максимальный забор воды из водоносных горизонтов не должен превышать их эксплуатационных запасов.

Загрязнению в наибольшей степени подвержены грунтовые воды. Межпластовые, напорные и безнапорные воды могут загрязняться в области их питания при попадании источника загрязнения вместе с поступающими сверху водами. Кроме того, все виды подземных гравитационных вод могут загрязняться через скважины или колодцы и их затрубные пространства.

В целях предупреждения загрязнения подземных вод в зоне их забора вокруг водозабора создаются зоны санитарной охраны. Пояс строгого режима занимает округлый участок вокруг забора, радиусом не менее 30 м при эксплуатации артезианских вод и не менее 50 м при эксплуатации грунтовых вод. Этот пояс отчуждается и ограждается, а иногда и обеспечивается охраной. Вокруг пояса строгого режима выделяется пояс ограничений, в пределах которого вводятся ограничения при производственной и хозяйственной дея-

тельности человека, исключаяющие возможность загрязнения воды эксплуатируемого водоносного горизонта. Форма и площадь пояса ограничений определяется гидрогеологическими условиями района водозабора, видом эксплуатируемого водоносного горизонта и типом водозабора.

Модуль 3.

Понятие о грунтах

Все геологические образования (горные породы, осадки, почвы) могут быть основаниями для различных сооружений (гражданских, промышленных гидротехнических), средой, в которой строятся сооружения (метро, тоннели, каналы) и на конец, могут быть материалами из которых создаются инженерные сооружения (плотины, насыпи, дамбы). Во всех этих случаях геологические образования называю грунтами. Грунты представляют собой многофазные системы состоящие в общем случае из трех фаз:

- 1) твердой минеральной;
- 2) газообразной;
- 3) парового водного раствора.

В некоторых грунтах содержатся микроорганизмы. Свойства грунтов, используемые при проектировании или строительстве сооружений, зависят прежде всего от происхождения (генезиса). Эти условия в природе разнообразны, поэтому и грунты имеют различные свойства. На свойства грунтов осадочного происхождения влияют также процессы диагенеза, в результате которых грунты упрочняются и свойства грунтов обычно улучшаются. В дальнейшем на изменение свойств грунтов влияет среда, в которой они будут находиться.

Для оценки поведения грунтов при взаимодействии с сооружениями и решения вопросов устойчивости последних требуются количественные характеристики свойств грунтов, или так называемые показатели свойств грунтов. Они определяются разнообразными методами, которые делятся на полевые и лабораторные

Физико-механические свойства грунтов

Эти свойства проявляются при действии на грунт внешней нагрузки, в частности давления от сооружения. При этом могут происходить процессы упругого деформирования, пластического деформирования и разрушения грунта. Эти процессы идут последовательно при увеличении нагрузки от первого ко второму и затем к третьему у грунтов с водно-коллоидными связями и от первого непосредственно к третьему у грунтов с химическими связями или у рыхлых обломочных грунтов без связей.

Физико-механические свойства грунтов подразделяются на деформационные, прочностные и реологические.

Деформационные свойства — это свойство грунта или поведение при действующих на него нагрузках меньше критической, т. е. без разрушения грунта.

Прочностные свойства характеризуют поведение грунта при нагрузках, равных или превышающих критическую, т. е. при нагрузках, при которых происходит разрушение грунта. При разрушении грунта имеет место либо разрыв (при растяжении), либо раздавливание (при сжатии), либо скалывание или срез (при сдвиге). Скалывание происходит при сдвиге грунтов с жесткими связями, срез — при сдвиге грунтов с водно-коллоидными связями.

В грунтах с водно-коллоидными связями пластические деформации протекают очень медленно, отчего происходят длительные осадки, наклон сооружений, перемещение подпорных сооружений, оползни и др. Свойства грунтов, характеризующие поведение их во времени, называются **реологическими**. К реологическим свойствам относится ползучесть (рост деформации при постоянном напряжении) и релаксация напряжений (падение напряжения при неизменной деформации).

Механические свойства грунтов характеризуют сопротивление грунтов сжатию, сдвигу и разрыву.

Сопротивление грунтов сжатию. При одноосном сжатии скальных грунтов возникают как упругие деформации, которые восстанавливаются после окончания сжатия, так и остаточные деформации, имеющие место из-за наличия в грунтах микротрещин и не очень плотного примыкания частиц друг к другу. Для скальных грунтов характеристикой деформационных свойств грунтов является модуль общей деформации ($E_{\text{общ}}$) и модуль упругости (E_y).

Модуль упругости равен отношению напряжения при одноосном сжатии (σ) к относительной обратимой деформации

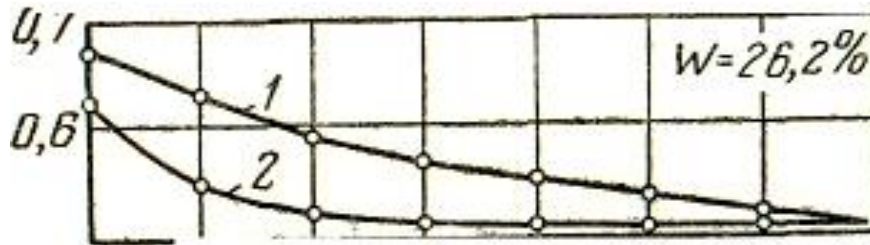
$$E_y = \frac{\sigma}{e_{\text{обр}}}.$$

Модуль общей деформации равен отношению напряжения при одноосном сжатии к общей относительной деформации ($e_{\text{общ}}$)

$$E_{\text{общ}} = \frac{\sigma}{e_{\text{общ}}}.$$

Сжимаемость дисперсных (глинистых) грунтов зависит от гранулометрического и минерального состава, структурных связей и степени увлажнения. В глинистых грунтах сжатие под влиянием нагрузки происходит медленно и нередко неравномерно. Неодинаковая степень сжатия грунтов и, следовательно, неравномерная осадка сооружения наиболее опасны. Сжимаемость мягкого связного или рыхлого несвязного грунта можно охарактеризовать зависимостью коэффициента пористости от давления при сжатии образца в компрессионных приборах (компрессионная кривая), коэффициентом уплотнения (a) и модулем осадки (e_p). Компрессионные кривые носят характер логарифмической зависимости коэффициента пористости (e) от нагрузки (P). Компрессионная кривая в общем может иметь две ветви — нагрузки и раз-

грузки. С увеличением давления грунт сжимается и коэффициент пористости уменьшается (ветвь нагрузки). При снятии нагрузки некоторые грунты частично (при упругой деформации) восстанавливают свою пористость. Поэтому кривая разгрузки, располагаясь ниже кривой нагрузки, поднимается по оси ординат при нагрузках от максимальной до нулевой.



В качестве расчетных показателей при проектировании сооружений используются коэффициент уплотнения и модуль осадки. Коэффициент уплотнения (a) представляет собой отношение уменьшения коэффициента пористости к величине повышения давления

$$a = \frac{\Delta e}{\Delta P}$$

Он определяется на компрессионной кривой для определенного интервала давлений

$$a = \frac{e_1 - e_2}{P_2 - P_1}, \text{ см}^2/\text{кгс},$$

где e_1 и e_2 — коэффициенты пористости при нагрузках P_1 и P_2 .

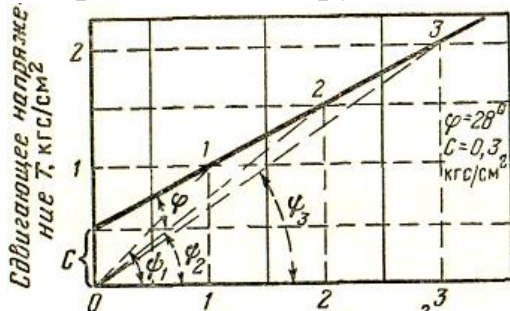
По величине коэффициента уплотнения ($\text{см}^2/\text{кгс}$) грунты делятся на практически несжимаемые ($a < 0,001$), слабо сжимаемые ($0,001 < a < 0,01$), средней сжимаемости ($0,01 < a < 0,10$) и сильно сжимаемые ($a > 0,10$).

Модуль осадки (e_p) показывает величину сжатия грунта в миллиметрах, приходящуюся на 1 м толщи грунта при определенной нагрузке P ($\text{кгс}/\text{см}^2$). Если $e_{2,0} = 25$ мм/м, то это значит, что метровый слой грунта при давлении $2,0 \text{ кгс}/\text{см}^2$ сжимается на 25 мм. Зная мощность грунта в активной зоне (h), можно определить сжатие всего слоя.

$$\Delta h = e_p h, \text{ см}$$

Сжатие рыхлых несвязных грунтов протекает во времени быстро, по абсолютной величине невелико и происходит в результате взаимного перемещения обломков (зерен). При нагрузках в десятки $\text{кгс}/\text{см}^2$ частицы могут раскалываться, в результате чего образуется более мелкозернистый грунт.

Сопротивление грунтов сдвигу. Сопротивление пород сдвигающим нагрузкам зависит в общем случае от сцепления и трения. Сцепление проявляется в основном в грунтах связных. В скальных грунтах сцепление наибольшее и обусловлено химическими связями. В мягких связных грунтах (глина, суглинок, лесс, супесь) связность обусловлена це-



ментирующим, склеивающим действием коллоидов и молекулярным сцеплением при непосредственном контакте частиц в грунте. Сопротивление сдвигу в этих грунтах оказывают вначале силы сцепления, а затем при нагрузках, превышающих силы сцепления, — трение между частицами. В рыхлых несвязных грунтах сопротивление сдвигающим усилиям оказывают в основном только силы трения.

Сопротивление грунтов разрыву. Разрыв в грунте происходит под действием растягивающих давлений. Они возникают в грунте в следующих случаях:

- 1) при высыхании глинистых грунтов (усадке);
- 2) при нагревании и охлаждении грунтов (скальных);
- 3) при давлении столба воды в верхнем бьефе плотины;
- 4) при действии гравитационных сил (на крутых склонах и откосах).

Прочность на разрыв при одноосном растяжении определяют в основном для скальных грунтов.

Классификация грунтов для инженерных целей

В основу общей инженерно-геологической классификации грунтов положены признаки, которые определяют в основном физико-механические и физико-химические свойства грунтов. К таким признакам прежде всего относятся структура или, точнее, структурные связи, затем минеральный, петрографический и гранулометрический состав и, наконец, текстура. В соответствии с этим все грунты (горные породы, современные осадки, почвы) разделены на три класса:

- класс А — грунты с жесткими структурными связями;
- класс Б — грунты с мягкими структурными связями;
- класс В — грунты, не имеющие структурных связей.

К грунтам класса А относятся магматические, метаморфические и некоторые осадочные породы и часть искусственных образований. Они имеют химические связи или смешанные с преобладанием химических.

К классу Б относятся дисперсные грунты с молекулярными и водно-коллоидными связями. В него входят осадочные глинистые, пылеватые и смешанные породы (глины, суглинки, лёсс, супесь), некоторые современные осадки (илы), разновидности искусственных образований и почв.

В класс В включены грунты, не имеющие структурных связей, рыхлые несвязные — галечники, гравий, песок, щебень и др. Лишь в некоторых песчаных грунтах проявляются слабые водные связи.

Приведенная краткая классификация охватывает все грунты. Сюда входят горные породы, современные осадки, почвы, искусственные грунты и грунты с измененными начальными свойствами в результате природных геологических процессов или искусственно.

Искусственные грунты образовались в результате деятельности человека. Они разделяются на культурные и техногенные образования. Культурные образования сформировались и формируются на месте древних и современных поселений человека. Техногенные образуются в результате инженерной дея-

тельности человека. К ним относятся ирригационные осадки на орошаемых землях и оросительных каналах, осадки на дне водохранилищ, заполняемых водой понижений, насыпные грунты близ шахт, котлованов, на месте бывших понижений (балок, оврагов), грунты в теле дамб, насыпей и земляных плотин.

Инженерно-геологические процессы и явления

Инженерно-геологическим называют процессы, возникающие в результате вмешательства человека в природную обстановку. По своей сути это природные геологические процессы. Инженерно-геологические явления представляют собой результат определенных инженерно-геологических процессов. Человек оказывает влияние на изменение и проявление в основном внешних (экзогенных) геологических процессов.

Основные инженерно-геологические процессы и явления

Инженерно-геологические процессы и вызывающие их факторы	Инженерно-геологические явления
1. Выветривание нестойких грунтов на стенках, откосах, дне котлованов, колодцев, траншей и др.	Формирование элювия и трещин в грунтах на указанных элементах
2. Эрозия, абляция, смывание почв и размывание склонов	Появление рытвин, промоин на склонах, участков с частично или полностью смытыми почвами
3. Суффозия. Растворение и вынос или механический вынос составных частей грунта подземными водами, вскрытыми различными выработками, ил подземными водами на участках с увеличенными напорными градиентами вследствие строительства ГТС	Возникновение карета в растворимых в воде грунтах; заплывание котлованов, скважин; оплывание склонов речных долин, балок и оврагов нише сооружений
4. Просадка. Неравномерное уплотнение грунта при увлажнении	Деформация поверхности орошаемых земель, откосов и дна каналов, трещина в сооружениях
5. Передвижение воды и изменение объема грунтов при замерзании (пучение) и оттаивании или теле сооружений в различных климатических зонах	Полностью или частично разрушенные дороги; наледи на дорогах или внутри сооружений; провалы или опускания поверхности при оттаивании
6. Откачка напорных вод и отвод грунтовых вод с заболоченных территорий. Уплотнение грунта при уменьшении напора и осушении	Деформация поверхности земли; оседание, трещины оседания
7. Разрушение берегов водохранилищ и отложение осадков на дне	Обрывистые крутые берега водохранилищ, заиленное дно прибрежной части
8. Передвижение грунтов на склонах и откосах в результате их подрезки, пригрузки, увлажнение или сотрясение	Обвалы, оползни, оплывины, осыпи и другие формы
9. Сжатие грунта под фундаментами; выпирание грунта под фундаментами сооружений	Осадка сооружений равномерная или неравномерная

Цели и задачи инженерно-геологических и гидрогеологических исследований

Цели исследований.

Гидрогеологические и инженерно-геологические исследования являются необходимым и обязательным разделом изысканий, проводимых при проектировании инженерных сооружений, мелиоративных систем и объектов сельскохозяйственного водоснабжения. Они проводятся с целью:

- 1) оценки гидрогеологических и инженерно-геологических условий строительства и эксплуатации сооружений и мелиоративных систем;
- 2) выбора участка строительства сооружений и систем, грунтов для основания сооружений;
- 3) прогноза возможных гидрогеологических и инженерно-геологических процессов и явлений, которые могут возникнуть в процессе строительства и эксплуатации сооружений и мелиоративных систем (прогнозов режима и баланса грунтовых вод, осадки сооружений, изменения рельефа при мелиорации и др.);
- 4) выбора необходимых мероприятий по защите сооружений и систем от неблагоприятных процессов.

Сооружение гидротехнических комплексов и мелиоративных систем является наиболее сложным и ответственным видом строительства. Это объясняется, во-первых, тем, что гидротехнические сооружения и мелиоративные системы строятся на территориях и участках, сложных по своим геоморфологическим условиям, и участках, где наиболее интенсивно протекают современные геологические процессы. Во-вторых, в результате строительства гидромелиоративных систем и гидротехнических сооружений резко меняются природные и гидрогеологические условия не только территорий строительства, но и к ним прилегающих участков.

Задачи исследований.

Основными задачами гидрогеологических исследований при проектировании мелиоративных систем являются изучение распространения, условий залегания подземных вод, количественная оценка источников питания и расхода подземных, в особенности грунтовых вод; выяснение возможности питания последних за счет нижележащих напорных горизонтов; определение условий залегания, водопроницаемости, водоотдачи, плавучести, просадки набухания, размываемости, тиксотропных и других свойств грунтов, залегающих в пределах мелиорируемой территории.

Содержание инженерно-геологических и гидрогеологических исследований (виды и объемы изыскательских работ)

Объем исследований.

Объем и виды исследований определяются:

- 1) этапом и стадией проектирования;
- 2) степенью изученности территории будущего строительства;
- 3) сложностью строения территории строительства;

4) типом и конструкцией сооружения и характером мелиоративной системы.

1) Этапы и стадии проектирования.

Работы, связанные с проектированием мелиоративных систем и гидротехнических сооружений, ведутся в два этапа:

а) этап предпроектных работ — схема комплексного использования земель и реки, ТЭО (технико-экономическое обоснование)

2) этап проектирования — стадия технического проекта и стадия рабочих чертежей.

В некоторых случаях проектирование небольших систем и сооружений может проводиться в одну стадию — технорабочего проекта. В соответствии с этапами и стадиями проектирования намечаются в общем виде четыре этапа исследований.

Для схемы комплексного использования земель и реки и разработки программ дальнейших исследований производится сбор и обобщение имеющихся материалов по геологическому строению, гидрогеологическим и инженерно-геологическим условиям района. В результате составляется схематическая карта гидрогеологического и инженерно-геологического районирования и пояснительная записка к ней.

Для технико-экономического обоснования (ТЭО) целесообразности строительства мелиоративных систем и гидротехнических сооружений, а также выбора наиболее благоприятной территории их расположения обобщаются материалы всех предыдущих исследований и проводятся гидрогеологическая и инженерно-геологическая съемки, геофизические и буровые работы.

Для обоснования технического проекта производятся более детальные исследования на выбранной территории для мелиоративной системы и месте расположения будущего сооружения. Проводятся гидрогеологическая и инженерно-геологическая съемки, геофизические, разведочные, опытные работы, стационарные наблюдения за режимом подземных вод и геологическими процессами. Дается количественная оценка гидрогеологическим параметрам и качественный прогноз изменения гидрогеологических и инженерно-геологических условий под воздействием мелиоративных систем и гидротехнических сооружений.

В стадии рабочих чертежей проводятся опытные и разведочные работы с целью уточнения гидрогеологических параметров, прогнозов по изменению гидрогеологических и инженерно-геологических условий, решаются отдельные вопросы, возникающие в процессе проектирования, выбора наиболее эффективных вариантов работы дренажных сооружений. Продолжаются стационарные наблюдения за режимом подземных вод, геологическими и инженерно-геологическими процессами. Производится описание и документация всех строительных выработок (котлованов, траншей, тоннелей, колодцев и др.). В некоторых случаях в процессе эксплуатации сооружения производятся стационарные наблюдения за осадкой сооружений.

2) Степень изученности.

По степени изученности района строительства делятся на изученные, мало изученные и неизученные. Для районов первого типа имеются достаточные материалы гидрогеологических и инженерно-геологических исследований и опыт строительства. Для районов второго типа архивных материалов мало и опыт строительства сооружений недостаточен. В неизученных районах исследования и строительство не производились.

3) Степень сложности.

По степени сложности геологических условий районы несколько условно можно разделить на простые, средней сложности и сложные. В первых коренные породы залегают горизонтальными, выдержанными на большой площади пластами; современные геологические процессы незначительны. В районах средней сложности коренные породы имеют наклонное залегание и меньшую мощность, иногда непостоянную; современные геологические процессы проявляются в большей степени. В сложных районах, где коренные породы дислоцированы (складки, разрывные нарушения) или имеются слабые, невыдержанные грунты, часто линзообразно залегающие; здесь интенсивно проявляются современные геологические процессы (просадки, карст, овраги).