

Опорный конспект лекций

ВВЕДЕНИЕ

Перед студентами стоят конкретные задачи – приобретение системы знаний по общей геологии, гидрогеологии, грунтоведению, инженерной геодинамике, региональной инженерной геологии, необходимых для профессиональной деятельности в области проектирования, строительства, реконструкции и эксплуатации объектов мелиорации и водного хозяйства.

Главная цель инженерной геологии и гидрогеологии – изучение геологической обстановки до начала строительства и прогноз ее изменения в результате строительства и эксплуатации объекта.

Задачи изучения дисциплины – получение практических навыков: сбора, изучения и обобщения материалов ранее проведенных геологических, гидрогеологических и инженерно-геологических исследований по данному участку; проведения отдельных видов полевых геологических, гидрогеологических и инженерно-геологических исследований; обработки полученных материалов исследований и составление отчета, содержащего выводы и рекомендации применительно к строительной практике в области мелиорации и водного хозяйства.

Инженерная геология включает в себя три тесно связанных между собой научных направлений: грунтоведение – изучающее горные породы и почвы с точки зрения взаимодействия их с сооружениями (среда в которой возводятся сооружения, материал из которого они построены, основание для сооружения); инженерная геодинамика – изучающая геологические процессы, возникающие по естественным (природным) и искусственным (в процессе инженерной деятельности человека) причинам; региональная инженерная геология – изучающая строение и свойства геологической среды на определенной территории.

Инженерная геология и гидрогеология базируется на знаниях таких наук, как физика, химия, биология, экология, высшая математика, география, гидравлика, информатика. В свою очередь, данная дисциплина является одной из базовых для ряда изучаемых далее специальных дисциплин, таких как механика грунтов, основания и фундаменты, изыскания и строительная климатология, насосные станции и сельско-

хозяйственное водоснабжение, сельскохозяйственные мелиорации, гидротехнические сооружения, комплексное использование водных ресурсов. Непосредственным объектом изучения геологии является земная кора, состоящая из минералов и горных пород. Минералы представляют собой природные химические соединения, обладающие определенными физическими и химическими свойствами. Минералы в земной коре, за редкими исключениями, не встречаются отдельно. Они обычно собраны в группы или агрегаты. Горные породы – это минеральные агрегаты, занимающие большие объемы в земной коре.

Основные трудности, возникающие при проектировании оснований и грунтовых сооружений (дамб, плотин), определяются сложностью и многообразием геологических, физико-химических и инженерно-строительных факторов, от которых зависит поведение грунтов под нагрузкой, а также тем обстоятельством, что грунты (горные породы) могут изменять свои физико-механические свойства в процессе строительства и эксплуатации сооружений под влиянием природной среды.

Термин «грунт» является чисто строительным и означает горную породу как объект тех или иных инженерных мероприятий. Грунты делятся на две группы: скальные – прочные массивно-кристаллические или сцементированные горные породы, практически несжимаемые или малосжимаемые в основании сооружений; землистые – несцементированные скопления отдельных частиц, являющихся продуктом выветривания различных горных пород. Для успешной профессиональной деятельности студентам необходимо иметь правильное представление о физико-механических свойствах грунтов в их естественном залегании с учетом особенностей диагенеза.

После изучения дисциплины студент должен: производить необходимые гидрогеологические и инженерно-геологические расчеты и использовать их результаты на практике; производить гидрогеологические и инженерно-геологические исследования для определения геологического строения, гидрогеологических и инженерно-геологических условий исследуемой территории; оценивать и использовать материалы гидрогеологические и инженерно-геологические исследований при проектировании, строительстве и эксплуатации объектов мелиорации и водного хозяйства.

Инженер-мелиоратор должен достаточно хорошо разбираться в природных условиях объекта строительства, уметь правильно оценить их, используя для этого свои и уже имеющиеся материалы исследований. Будущая инженерная деятельность связана с устройством различ-

ных инженерных сооружений (каналов, дренажей, водохранилищ, зданий и т.д.), поэтому для успешной профессиональной деятельности необходимы знания о взаимодействии природной среды (горных пород) с инженерными сооружениями.

Одной из важнейших экологических проблем, требующих пристального внимания общественности и принятия безотлагательных мер, является защита подземных вод от загрязнения и истощения вследствие постоянного роста антропогенной нагрузки на водосборы в результате интенсивного развития промышленного, коммунального и сельского хозяйства. Как результат интенсивной промышленной и хозяйственной деятельности происходит истощение и загрязнение ресурсов природных вод в значительных размерах. Ухудшению гидрохимического состояния верхних водоносных горизонтов способствуют как промышленные стоки с содержащимися в них вредными и токсичными (фенолы, диоксины, соли тяжелых металлов и др.) веществами, так и стоки крупных животноводческих предприятий. Резко обострившаяся экологическая ситуация возвела проблему чистой воды в ранг наиболее острых и актуальных для всего человечества. Подземные воды являются одним из основных источников для сельскохозяйственного водоснабжения. В Республике Беларусь более 90 % систем сельскохозяйственного водоснабжения базируется на подземных водах, режим, качество и условия добычи которых зависят от условий их залегания.

Дальнейшее развитие промышленности и сельскохозяйственного производства существенным образом определяется количественным и, особенно, качественным состоянием водных ресурсов. Первостепенное значение при этом имеют ресурсы пресных подземных вод, сосредоточенных в верхней части осадочной толщи и являющихся основным источником хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Оценка естественной защищенности подземных вод от загрязнения относится к числу важных хозяйственных задач. В настоящее время процессы техногенного воздействия на подземные воды превратились из локальных в региональные, поскольку расположение бассейна подземных вод не подчинено административно-территориальному делению.

Раздел I. ОСНОВЫ ГЕОЛОГИИ

Геология – слово, состоящее из двух греческих слов: «гео» – земля и «логос» – учение, слово. В буквальном смысле геология это повествование о Земле. В настоящее время под геологией понимается наука о строении Земли, ее составе, процессах, происходящих в ней и истории ее развития.

Геология – это целая отрасль, объединяющая большое количество наук. Несмотря на корень гео- в названии, она не ограничивается изучением Земли.

Ниже перечислены некоторые из разделов геологии.

Минералогия – раздел геологии, изучающий минералы, вопросы их генезиса.

Петрология – раздел геологии, изучающий происхождение горных пород.

Петрография – раздел геологии, изучающий происхождение горных пород, образованных при высоких температурах и давлениях.

Литология – раздел геологии, изучающий образование осадочных пород.

Историческая геология – отрасль геологии, изучающая данные о последовательности важнейших событий в истории Земли.

Палеонтология – изучает древние формы жизни и занимается описанием ископаемых остатков, а также следов жизнедеятельности организмов.

Стратиграфия – наука об определении относительного геологического возраста осадочных горных пород, расчленении толщ пород и корреляции различных геологических образований.

Геохронология – раздел геологии, определяющий возраст пород и минералов.

Структурная геология – раздел геологии, изучающий нарушения земной коры.

Геодинамика – наука, изучающая процессы планетарного масштаба, происходящие в результате эволюции Земли. Она изучает связь процессов в ядре, мантии и земной коре.

Тектоника – раздел геологии, изучающий движение Земной коры.

Гидрогеология – раздел геологии, изучающий происхождение, условия залегания, состав и закономерности движения подземных вод, а также взаимодействие их с горными породами, поверхностными водами и атмосферой.

Геохимия – раздел геологии, изучающий химический состав Земли, процессы, концентрирующие и рассеивающие химические элементы в различных сферах Земли.

Геофизика – раздел геологии, изучающий физические свойства Земли, включающая также комплекс разведочных методов.

Инженерная геология – раздел геологии, изучающий взаимодействия геологической среды с инженерными сооружениями (элементами техносферы) в связи с осуществленной, текущей или планируемой хозяйственной деятельностью человека.

Геология полезных ископаемых изучает типы месторождений, методы их поисков и разведки.

Геология – наука, использующая данные всех перечисленных дисциплин. Ее главной задачей является всестороннее изучение литосферы – верхней оболочки Земли.

Наибольшая глубина, с которой удалось отобрать образцы горных пород составляет всего лишь 12262 м.

Если проследить изменение глубины бурения за последние пару сотен лет, то мы увидим, что рекорд глубины бурения в 1200 м, достигнутый в Китае еще до нашей эры, в Европе был побит чуть более 125 лет назад. В 1885 году скважину, глубиной 1390 м, пробуренную под Лейпцигом, называли тогда «глубочайшей скважиной, когда-либо существовавшей на Земле». Лишь к середине тридцатых годов глубина возросла вдвое. В начале семидесятых был преодолен девятикилометровый рубеж.

Бурение сверхглубокой скважины было начато в 1970 г. на Кольском полуострове, вблизи п. Заполярный – с расчетной глубиной до 15 км. В 1986 г. бурение было прекращено на глубине 12262 м, несмотря на продолжавшиеся научные исследования Кольской геологической лабораторией, созданной на базе скважины.

Однако и 12262 метра – мировой рекорд глубины бурения. Более того, для скважины было выбрано, казалось бы, такое неудобное место для бурения – 7 месяцев заполярной зимы и 5 месяцев заполярного лета – неслучайно. В данном районе Кольского полуострова на поверхность выходят древние кристаллические породы, до которых в других районах планеты пришлось бы бурить 10 км в глубину. Балтийский щит подвергался мощному воздействию водяной, ветровой и ледниковой эрозии, так что верхний слой был фактически сорван. Это означает, что к пройденным 12262 м надо добавить еще около 10 км, таким образом геологам удалось заглянуть как бы на 20...25 км усред-

ненного разреза земной коры континентального типа. Это при средней мощности континентальной части земной коры около 40 км, а радиусе Земли 6378 км. Все это потребовало разработки и создания уникальной техники, способной работать при температурах в 300 градусов Цельсия и давлениях в несколько тысяч атмосфер. Был применен совершенно оригинальный метод бурения с использованием забойного двигателя, получающего энергию от бурового раствора, с минимальным вращением. Бурильные трубы были изготовлены из специально разработанных алюминиевых сплавов, способных выдерживать высокие температуры.

Впрочем, если сравнить эти 12 км с радиусом Земли, то видно, что человечество сумело проникнуть в недра планеты всего на 0,19% расстояния до центра Земли. Все остальные суждения о строении планеты строятся на материалах интерпретации геофизических данных и моделировании.

Глава 1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕ

1.1. Происхождение Земли

Земля входит в состав солнечной системы, которая состоит из Солнца и девяти планет, вращающихся вокруг него. Ближе всего к Солнцу расположена планета Меркурий, затем идут Венера, Земля, Марс, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун и Плутон.

Вопрос о происхождении Земли – очень важный и трудный вопрос естествознания. Объяснить его пытались многие ученые.

Особенно энергично и вместе с тем направленно решение данной проблемы началось после признания наукой гелиоцентрической теории Н. Коперника в античную эпоху и Средние века. Поскольку понятие Солнечной системы не получило еще конкретного содержания, вопрос о ее происхождении и, соответственно, абсолютном возрасте решался в контексте библейского писания.

Первым, кто попытался объяснить образование Солнечной системы, был французский естествоиспытатель Ж.Л. Леклерк де Бюффон. Он считал, что Солнечная система возникла в результате столкновения Протосолнца с крупным космическим телом. В своей гипотезе Бюффон освещает отдельные моменты строения Солнечной системы, одинаковое вращение планет и Солнца, природу спутников.

Через 10 лет после опубликования работы Бюффона в Германии

выходит книга молодого кенигсбергского учителя И. Канта. В своей работе он утверждал весьма прогрессивную мысль: «Все явления природы, которые ранее считались некоторыми учеными как результат непосредственного вмешательства высшего существа (считай Творца) могут быть произведены природой, предоставленной самой себе».

Согласно гипотезе И. Канта, Солнце и планеты образовались одновременно из некоторой туманности. Сжимаясь под действием силы всемирного тяготения, туманность вращалась все быстрее и быстрее. В результате действия больших центробежных сил, возникающих при быстром вращении, от экваториального пояса Протосолнца начинают отделяться кольца. В дальнейшем эти кольца концентрировались в планеты.

Принято думать, что гипотеза И. Канта совпадает с теорией П. Лапласа, появившейся на 40 лет позднее. Это не совсем так.

Гипотеза Лапласа отличается от кантовской не только стилем изложения, но, что особенно важно, содержанием. Лаплас начинает свои построения не с хаоса, а с более поздней стадии эволюции Солнечной системы. В его схеме уже существовало Протосолнце, окруженное туманностью. В отличие от представлений И. Канта туманность Лапласа представляла собой громадную массу раскаленного газа. Охлаждаясь, туманность уменьшилась в размерах, что сопровождалось увеличением скорости вращения и ростом центробежных сил. Последние увеличивались быстрее, чем силы притяжения, что способствовало отделению от экватора Протосолнца колец (знаменитые «кольца Лапласа»), которые обращались вокруг Солнца в одном направлении (рис. 1.1). В дальнейшем из каждого кольца образовалась одна планета.

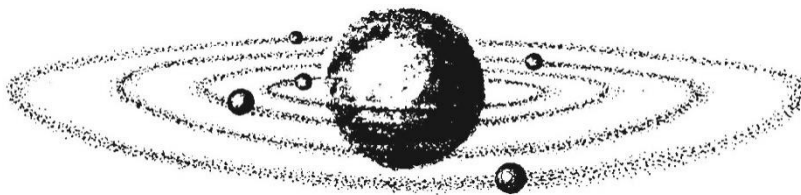


Рис. 1.1. Образование планетной системы по П. Лапласу

Несмотря на отмеченные различия в характеристике процесса эволюции Солнечной системы, представления названных авторов среди естествоиспытателей объединены в гипотезу Канта-Лапласа. На про-

тяжении XIX в. научный авторитет гипотезы был незыблем. Однако в начале XX в. гипотеза столкнулась с фундаментальными трудностями, объяснить которые была не в состоянии.

К началу XX в. в естествознании возникла критическая ситуация. Прежние представления потеряли свое научное значение, а новые еще не получили признания. Их почти не было.

В создавшейся ситуации появились альтернативные космогонические гипотезы, опиравшиеся на высказывание шведского химика Аррениуса: «Планеты и звезды могут появиться из-за действия высшей силы (катастрофы) и только из материала Протосолнца».

На базе высказанного Аррениусом положения появляются космогонические гипотезы катастрофического содержания, представляющие полную противоположность гипотезе Канта-Лапласа.

Из катастрофических гипотез, появившихся в начале XX в., особой популярностью пользовались гипотезы Джинса и Мультона-Чемберлена.

Несмотря на некоторые отличия в содержании названных гипотез, в их схемах довольно четко просматриваются идеи не только Аррениуса, но и Бюффона.

Подобно Лапласу Джинс (1916) начинает построения Солнечной системы с огненного шара, диаметр которого выходит за пределы самой далекой планеты. При прохождении вблизи крупного космического тела шар получает вращение с последующим уплотнением вещества и увеличением скорости вращения. Когда форма сфероида достигла вида «чечевицы», от его экваториальной части начали отделяться кольца. Отделение колец продолжалось и после ухода встречной звезды. Это вещество, согласно Джинсу, послужило исходным материалом для образования планет.

В гипотезе Мультона-Чемберлена (1915-1918) суть процесса остается неизменной, как и в представлении Джинса. При близком прохождении от Протосолнца крупного космического тела из двух диаметрально противоположных на экваторе участков, определяемых концами длинного диаметра сфероида Протосолнца, возникают два протуберанца. После ухода возбуждающего тела протуберанцы остаются в поле притяжения Солнца. Истечение прекращается. Протуберанцы сливаются, образуя спираль, ветви которой неравномерно заполнены космической пылью. Сливаясь, мелкие частицы образуют более крупные, рассматриваемые как центры концентрации вещества будущих планет.

Гипотезы Джинса и Мультона-Чемберлена не смогли снять фундаментальных вопросов, поставленных наукой Канту и Лапласу. Все это не способствовало научной адаптации катастрофических гипотез, и уже к 30-м годам XX столетия они представляли только исторический интерес.

Одна из последующих попыток объяснить процесс формирования Солнечной системы была предпринята российским академиком О. Ю. Шмидтом (1944).

Решение фундаментального вопроса природы Солнечной системы О. Ю. Шмидт объяснял захватом Протосолнцем космической туманности. Теоретически возможность такого «захвата» допустима, но частота встречи остается минимальной. Так же как и в случае катастрофических гипотез, остается за рамками разбираемой проблемы природа Протосолнца.

В 1960 г. советский ученый В. Г. Фесенков публикует свою космогоническую гипотезу. По его мнению, Солнце и планеты образовались в результате сжатия гигантской туманности (глобулы). В начальный этап эволюции Солнечной системы в ядре глобулы формируется Солнце. Скорость вращения, температура и масса образовавшейся звезды были выше, чем у современного Солнца. В процессе дальнейшей эволюции Солнце в результате выбросов теряет часть своей плазмы в космическом пространстве. Дальнейшая эволюция Солнечной системы была направлена на радиогенный разогрев и даже плавление глубинных частей планет.

В заключение необходимо отметить, что ни одна из перечисленных гипотез не является теорией, поскольку не вписывается в законы фундаментальных наук.

На сегодняшний день в естествознании имеет место ряд вопросов, ответа на которые наука пока еще не дала, в частности вопросы появления жизни на Земле, происхождения человека. Сюда же пока следует отнести и вопрос о происхождении Солнечной системы. Эти и другие вопросы естествознания только ожидают своего решения.

1.2. Строение Земли

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 8848 м, наинизшая – Марианская впадина в Тихом океане – более 11034 м).

Экваториальный радиус составляет 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 составляет 510,08 млн.км² из них: занято сушей – 148,63 млн.км²; занято Мировым океаном – 361,45 млн.км².

Средняя глубина водной оболочки – 3,794 км; средняя высота суши над уровнем моря – 0,850 км.

На основании современных геофизических исследований (характер прохождения сейсмических волн) 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, мантию и ядро, к внешним – атмосферу, гидросферу и биосферу.

Земная кора имеет мощность 5-80 км, подразделяется на два главных типа (материковая и океаническая) и два переходных (субматериковая и субокеаническая).

Континентальная кора, распространенная в пределах материков и зоны шельфа, имеет мощность 30-40 км в платформенных областях и до 80 км в высокогорьях. Нижний ее слой – базальтовый, состоит из тяжелых пород, его толщина от 15 до 40 км. Выше лежит состоящий из более легких пород гранито-гнейсовый слой, толщиной от 10 до 30 км. Сверху эти слои могут перекрываться осадочным слоем, мощностью от 0 до 1,5 км.

Океаническая кора, мощностью до 6-8 км, также имеет трехслойное строение. Нижний слой – тяжелый базальтовый, толщиной до 4-6 км. Средний слой, мощностью около 1 км, сложен переслаивающимися пластами плотных осадочных пород и базальтовых лав. Верхний слой состоит из рыхлых осадочных пород, толщиной до 0,7 км.

Субматериковая кора, имеющая близкое к материковой коре строение, распространена на периферии окраинных и внутренних морей (в зонах континентального склона и подножья) и под островными дугами, характеризуется резко сокращенной мощностью осадочного слоя.

Субокеаническая кора, близкая по строению к океанической, развита в пределах глубоководных частей внутренних и окраинных морей и в глубоководных океанических желобах. Отличается резким увели-

чением мощности осадочного слоя и отсутствием слоя гранито-гнейсового.

Мантия отделена от земной коры поверхностью раздела называемой границей Мохоровичича (Мохо). Мантия неоднородна по своему составу. В ней преобладают ультраосновные магматические породы. Выделяют верхнюю мантию – до глубины 400 км, переходный слой 400-900 км, нижнюю мантию до глубины 2900 км.

Граница между мантией и ядром называется границей Гутенберга.

Земное ядро делится на два слоя. Внешнее ядро – 2900-4980 км, далее до глубины 5120 км – переходная зона, и далее до центра – внутреннее ядро. В составе ядра господствует железоникелевый расплав с примесью кремния и серы.

На поверхности Земли выделяется:

- водная оболочка – **гидросфера** – представленная водами морей, океанов, озер, рек, ледников, подземными водами;
- газовая оболочка – **атмосфера** – подразделяющаяся на: тропосферу – 8-16 км, стратосферу – 80-90 км, ионосферу;
- 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.

Непосредственно изучен 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, преобладают следующие химические элементы (табл. 1.1). На остальные многочисленные химические элементы в сумме приходится менее 1% состава земной коры.

Таблица 1.1. Химический состав литосферы (по данным 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

1.3. Физические свойства Земли

К основным физическим свойствам Земли относят: плотность, дав-

ление, силу тяжести, магнетизм, тепловые, электрические свойства и радиоактивность.

Средняя плотность вещества планеты составляет $5,52 \text{ г/см}^3$. Плотность литосферы – $2,5\text{--}2,9 \text{ г/см}^3$, на границе с мантией возрастает до $3,7 \text{ г/см}^3$. Далее плотность вещества плавно возрастает до $6,5 \text{ г/см}^3$. На границе мантия-ядро плотность возрастает до 10 г/см^3 , в центре земли достигает $12,5 \text{ г/см}^3$.

Давление также растет с глубиной. На глубине 1 км – $27,5 \text{ МПа}$ (275 атм.), в подошве литосферы – около $1,3 \text{ тыс. МПа}$ (13 тыс. атм.), в подошве мантии – около 142 тыс. МПа ($1,4 \text{ млн. атм.}$), в центре Земли – около 355 тыс. МПа ($3,5 \text{ млн. атм.}$).

Ускорение силы тяжести на поверхности планеты возрастает от экватора ($9,78 \text{ м/с}^2$) к полюсам ($9,832 \text{ м/с}^2$). Достигает максимума в $10,37 \text{ м/с}^2$ на глубине 2900 км и минимально (ноль) в центре Земли.

С удалением от поверхности Земли оно также убывает. Так на высоте 10 км оно составляет $9,7759 \text{ м/с}^2$, на высоте 100 км – $9,505 \text{ м/с}^2$, на высоте 1000 км – $7,36 \text{ м/с}^2$, на высоте $10\,000 \text{ км}$ $1,50 \text{ м/с}^2$, на высоте $50\,000 \text{ км}$ $0,125 \text{ м/с}^2$, на высоте $400\,000 \text{ км}$ – $0,0025 \text{ м/с}^2$.

Магнитное поле Земли предположительно обусловлено возникающими при суточном вращении планеты конвективными движениями жидкого вещества внешнего ядра. Земля представляет собой огромный магнит. Верхняя граница силового поля часто превышает $90\,000 \text{ км}$. Магнитная ось Земли отклонена на $11^\circ 05'$ относительно географической оси. Магнитосфера препятствует поступлению опасных для жизни заряженных частиц солнечной радиации на поверхность Земли. Изучение магнитных аномалий (вариаций напряженности магнитного поля) широко используется при поиске железорудных месторождений.

Тепловой режим поверхностных зон формируется под влиянием двух факторов: энергии Солнца – $99,5 \%$ и внутренней энергии Земли – $0,5 \%$. Влияние солнечного тепла не распространяется глубже 30 м . В этих пределах на некоторой глубине лежит пояс постоянной температуры, равной среднегодовой температуре воздуха данной местности.

Амплитуда колебаний температур на поверхности Земли достигает 155°C (от -90°C в Антарктиде до $+65^\circ \text{C}$ в Африке). Наблюдаются суточные, сезонные и годовые колебания температур.

В умеренных и северных широтах в зимний период на значительных территориях образуется зона промерзания (рис. 1.2). 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 °С.

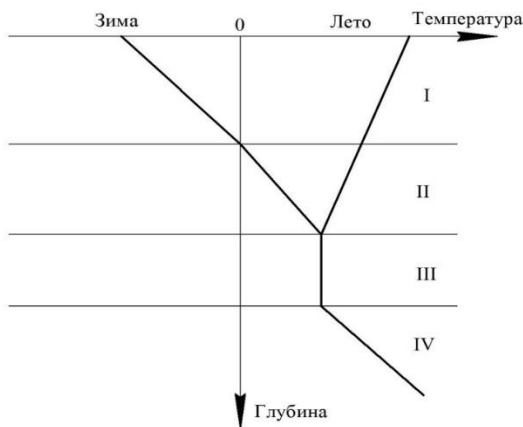


Рис. 1.2. График изменения температур с глубиной: I – зона промерзания; II – зона сезонных колебаний температур; III – зона постоянных температур; IV – зона геотермической закономерности.

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 °С. В различных частях Земли колебания градиентов установлены в пределах 2,3-5,0 °С на 100 м, и соответствующая ему геотермическая ступень – 20-43,5 м.

В числе источников, формирующих внутреннее тепло Земли, предполагаются следующие: энергия распада радиоактивных элементов, химические превращения вещества, гравитационное перераспределение вещества в мантии и ядре. На основании гипотезы о преобладании в составе ядра железа, были рассчитаны температуры его плавления на разных глубинах (с учетом закономерного роста давления): 3700 °С на границе мантии и ядра, 4300 °С на границе внутреннего и внешнего ядра.

Глава 2. МИНЕРАЛЫ И ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

2.1. Общие сведения о минералах

Минералом называют естественные химические соединения или самородные элементы, образованные в недрах земной коры или на поверхности в результате разнообразных физико-химических процессов.

Большинство минералов твердые (кварц, лед), встречаются также жидкие (ртуть, вода) и газообразные (углекислота). Всего минералов более 2000, а их названий почти втрое больше, так как некоторые минералы имеют несколько названий в зависимости от различия признаков, которые позволяют говорить о разновидностях. И лишь около 50 минералов являются широко распространенными и из них состоит основная масса горных пород, поэтому их называют **породообразующими**.

Большинство твердых минералов – **кристаллические** – для них характерно наличие кристаллической решетки (ионы и атомы расположены упорядоченно) и анизотропность (неодинаковые физические свойства в различных направлениях). Меньшая группа минералов – **аморфная**, характеризующаяся отсутствием закономерного расположения атомов. Для данных минералов характерна изотропность – одинаковость физических свойств по всем направлениям.

2.2. Образование и свойства минералов

По происхождению (генезису) минералы делят на две группы: **эндогенные и экзогенные**.

Эндогенные минералы образуются в недрах земной коры в результате действия высоких температур, давлений и химически активных веществ. Различают следующие пути образования:

а) магматический – минералы образуются из магматического расплава при его застывании и кристаллизации на больших глубинах в земной коре. По мере остывания и гравитационного разделения магмы, из нее последовательно кристаллизуются вначале тугоплавкие, а затем все более легкоплавкие минералы. Соответственно, первыми возникают тяжелые зелено-черные минералы: оливин, авгит, лабрадор; затем более легкие: роговая обманка, слюды, ортоклазы, а в завершение – самый легкий низкотемпературный кварц;

б) пневматолитовый – минералы образуются при взаимодействии паров и газов между собой или с ранее возникшими минералами. Из летучих соединений формируются руды висмута, вольфрама, молибдена, мышьяка и др. Когда температура понижается до 500 °С, пневматолитовый тип начинает сопровождаться гидротермальными процессами, ведущими к накоплению рудообразующих минералов: галенита, сфалерита, киновари, халькопирита, пирита, золота, а также кальцита и др.;

в) гидротермальный – минералы образуются при участии горячих водных растворов либо в результате взаимодействия последних на минералы боковых пород. Данный тип начинается при охлаждении газов и растворов до 375 °С, что обуславливает образование как самородных минералов, так и хлоридных, сульфатных и других соединений: серы, галита, сильвина и др.;

г) вулканический – минералы образуются при извержении вулканов и застывании магмы, излившейся на поверхность в виде лавы;

д) метаморфический – минералы образуются в результате глубокого преобразования ранее существовавших минералов, воздействия на них высоких температур, давлений и химически активных веществ. При этом возникает обширный перечень минералов, как хлорит, тальк, графит, магнетит и др.

Экзогенные (осадочные) **минералы** образуются из ранее существовавших на поверхности или вблизи ее в условиях, близких к атмосферным. Различают следующие пути образования:

а) осаждение солей и других соединений в водных бассейнах;

б) разложение минералов на суше (выветривание);

в) биогенные процессы, связанные с жизнедеятельностью микроорганизмов и разложением органических веществ.

Важнейшими физическими свойствами минералов, которые необходимо установить в целях их диагностики, являются цвет, цвет черты, блеск, твердость, спайность, излом и другие свойства, присущие отдельным минералам. Во избежание ошибок физические свойства минералов необходимо определять на свежих поверхностях излома.

Цвет минерала. Минералы могут быть самыми различными по окраске – от бесцветных до черных. Окраска минерала обуславливается химическим составом самого минерала, особенностями его структуры, наличием механических примесей. В связи с этим разные минералы могут иметь одинаковый цвет и один и тот же минерал может иметь разнообразную окраску. Например, кварц обычно бесцветен, но

может быть окрашен в такие цвета, как фиолетовый, черный, дымчатый, зеленый и др. Цвет является постоянным признаком лишь для немногих минералов, для большинства же этот признак не постоянен.

Для определения цвета минерала необходимо иметь свежую поверхность излома. Цвет минерала устанавливается на глаз, путем сравнения с хорошо знакомыми предметами.

Цвет черты. Под цветом черты понимается цвет тонкого порошка минерала. Цвет черты в ряде случаев совпадает с цветом минерала в куске. Однако многие минералы имеют в куске один цвет, а в раздробленном или порошокватом состоянии – другой. Например, пирит в куске золотистый, а в порошке зелено-черный. Цвет черты является более постоянным диагностическим признаком, чем окраска, а следовательно, и более надежным. Для определения цвета черты проводят испытанием минералом по шероховатой фарфоровой пластинке. Минералы, твердость которых выше твердости фарфора (6–6,5), не дают черты, а оставляют на фарфоре царапину.

Блеск. Блеск минерала обуславливается способностью его поверхности отражать падающий свет. Блеск зависит от многих причин: показателя преломления, характера отражающей поверхности, трещиноватости, включений посторонних тел и т.д.

По блеску минералы делятся на две группы.

Минералы с металлическим и металловидным блеском. Минералы с металлическим блеском практически дают черную черту, не прозрачны даже в тонких пластинках, имеют большую плотность (обычно больше 4). Металлический блеск напоминает блеск поверхности свежего обработанного металла (пирит, галенит, магнетит). Таким блеском также обладают самородные (золото, платина, серебро), многие сульфиды и окислы железа, дающие цветную черту.

Металловидный (полуметаллический) блеск напоминает блеск потускневшей поверхности металла (графит).

Минералы с неметаллическим блеском. В группе минералов с неметаллическим блеском выделяют следующие виды блеска:

- алмазный – чрезвычайно яркий, искрящийся (алмаз);
- стеклянный – напоминает блеск поверхности стекла (кальцит, кварц на гранях кристаллов), очень распространен среди прозрачных минералов;
- перламутровый – напоминает радужные переливы перламутровой поверхности раковины, характерен для минералов с весьма совершенной и совершенной спайностью (слюда, тальк);

- жирный – поверхность минерала кажется как бы смазанной тонкой пленкой жира (нефелин, кварц на изломе);
- шелковистый – напоминает блеск шелковых нитей, характерен для минералов с волокнистым строением (асбест, селенит);
- матовый – блеск у минералов практически отсутствует. Обычно минералы имеют пористую или землистую неровную поверхность (каолин).

Для минералов данной группы характерно то, что они дают светло-окрашенную черту или черты не дают совсем, а также, как правило, имеют небольшую плотность (обычно меньше 4).

При определении блеска необходимо помнить:

- блеск следует наблюдать на свежей поверхности излома;
- при определении блеска цвет минерала не принимается во внимание.

Твердость. Под твердостью понимают степень сопротивления вещества минерала царапающему действию какого-либо острого минерала. Твердость минерала – один из важнейших диагностических признаков. Это свойство зависит от структуры пространственной решетки и характера сил сцепления материальных частиц, составляющих решетку. Твердость минерала в абсолютных единицах определяется очень редко, так как это требует специального оборудования. В практике обычно твердость определяют в относительных единицах по десятибалльной шкале Мооса. В эту шкалу включено 10 минералов с постоянной, известной твердостью (эталон), причем каждый последующий своим острым концом царапает все предыдущие (табл. 2.1). Порядковый номер минерала в этой шкале определяет его относительную твердость. В полевых условиях для ориентировочного определения твердости минералов часто используют упрощенную шкалу, составленную из подручных предметов.

Для определения твердости минерала необходимо по его свежей (невыветренной) поверхности провести, слегка надавливая, острием минерала – эталона из шкалы Мооса, начиная от более мягких. При этом необходимо наблюдать, какой из минералов дает черту (пишет) и какой оставляет царапину. Твердость испытуемого минерала будет выше последнего минерала, давшего черту, и ниже первого, оставившего царапину. Например, кальцит и все предыдущие минералы оставляют черту на поверхности испытуемого минерала, а флюорит и все последующие его царапают. Твердость испытуемого минерала

определится как 3,5. При определении твердости зернистого агрегата удобнее царапать его зернами по эталону шкалы. Твердость большинства минералов колеблется в пределах от 2 до 6-7. Минералы с большей твердостью встречаются редко.

Таблица 2.1. Шкала твердости минералов

Твердость по шкале Мооса	Минералы-эталоны	Предметы	Твердость по шкале Мооса
1	Тальк	Графит мягкого карандаша	1
2	Гипс	Ноготь	2–2,5
3	Кальцит	Бронзовая монета	3,5–4,0
4	Флюорит	Стекло оконное	5,0
5	Апатит		
6	Ортоклаз	Стальной нож, игла швейная	6,0
7	Кварц	Напильник	7,0
8	Топаз		
9	Корунд		
10	Алмаз		

Спайность. Спайностью называется способность кристаллов и кристаллических зерен раскалываться или расщепляться по определенным гладким параллельным плоскостям, называемым плоскостями спайности. Спайность является важнейшим диагностическим признаком и характерна только для кристаллических минералов. Это свойство кристаллических минералов связано с их внутренним строением, так как проявляется в направлениях, параллельных наиболее удаленным друг от друга плоским сеткам кристаллической решетки (рис. 2.1).

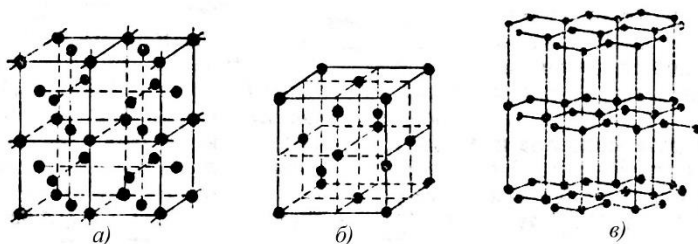


Рис. 2.1. Кристаллическая решетки некоторых минералов: а) медь – спайность отсутствует; б) алмаз – спайность, совершенная в четырех направлениях; в) графит – спайность весьма совершенная

Для одного и того же минерала всегда наблюдается одна форма спайности независимо от внешней формы кристаллов или кристаллических зерен. Различают следующие виды спайности:

- спайность весьма совершенная (рис. 2.2, а) – минералы легко расщепляются по плоскостям спайности на тонкие листочки или пластинки (слюда);

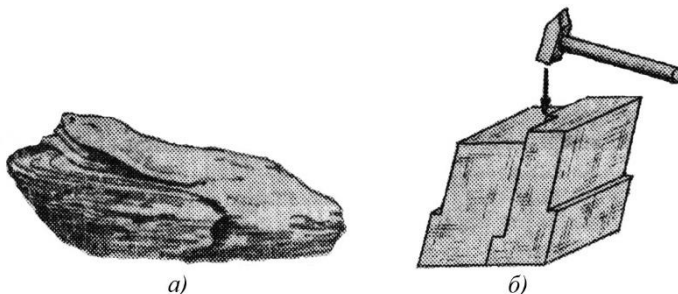


Рис. 2.2. Виды спайности минералов: а) весьма совершенная (слюда); б) совершенная (кальцит)

- спайность совершенная (рис. 2.2, б) – под действием слабых ударов минерал раскалывается на гладкие параллельные пластинки, кубики и т. д. (кальцит, галит);

- спайность несовершенная – при расколе образуются обломки с неровными поверхностями, плоскости спайности редки, обнаруживаются с трудом (апатит, оливин);

- спайность весьма несовершенная – практически отсутствует (кварц). При ударе образуются обломки случайной формы.

Надо уметь отличать плоскости спайности от граней кристалла: плоскости спайности имеют более сильный блеск и свежий вид, кроме того, поверхности спайности образуют ряд параллельных друг другу плоскостей. У кристаллических агрегатов спайность определяется для одного зерна, а не в целом для всего образца.

Излом. Под изломом понимают поверхность раскола, прошедшую в минерале не по плоскости спайности. Различают следующие виды излома:

- зернистый – характерен для минералов, имеющих зернистое строение (гипс зернистый, апатит);

- землистый – поверхность излома шероховатая, как бы покрыта пылинками (каолин, лимонит);

- раковистый (рис. 2.3, а) – напоминает вогнутую или концентрически волнистую поверхность раковины, присущ чаще всего минералам, лишенным спайности (кварц, опал);

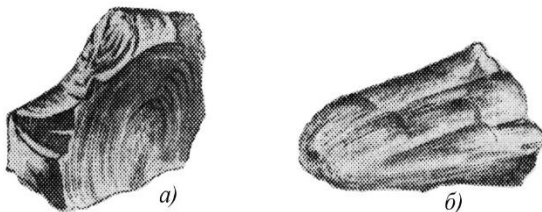


Рис. 2.3. Виды излома минералов: а) раковистый (кварц); б) занозистый (роговая обманка)

- занозистый (рис. 2.3, б) – присущ минералам волокнистого, игольчатого строения, поверхность излома покрыта занозами, ориентированными в одном направлении (роговая обманка, селенит);

- неровный – отличается наличием неровных неопределенно выраженных поверхностей (нефелин).

Плотность. Плотность минералов колеблется от 0,9 до 23 г/см³. Плотность наиболее распространенных в земной коре минералов – 2,5-3,5 г/см³. При макроскопическом изучении минералов плотность определяется приблизительно, путем взвешивания минералов на ладони. По плотности минералы делятся на три группы: легкие – до 2,5 (гипс, сера, галит); средние – 2,5-4,0 (кальцит, кварц, полевые шпаты); тяжелые – более 4,0 (барит, рудные минералы).

Ряду минералов присущи особые (специфические) свойства.

Реакция с соляной кислотой. Это свойство характерно для многих минералов класса карбонатов. На минерал капают слабым водным (5-10 %) раствором соляной кислоты. Наличие карбонатов обнаруживается по вскипанию, т.е. появлению пузырьков углекислого газа.

Магнитность – это свойство присуще некоторым железосодержащим минералам (магнетит, пирротин). Проявляется в том, что минерал, обладающий магнитными свойствами, отталкивает или притягивает магнитную стрелку.

Вкус – на вкус определяются только некоторые, растворимые в воде минералы. Например, по вкусу можно отличить галит от сильвина. Последний – горько-соленый и слегка щиплет язык.

Двойное лучепреломление – это свойство особенно хорошо выра-

жено у прозрачной разновидности кальцита – исландского шпата. Если через него рассматривать шрифт книги, то возникает двойное его изображение.

Шероховатость и жирность – различают на ощупь «жирные» минералы (тальк, каолин) и сухие («тощие»), при ощупывании или растирании которых создается ощущение сухости, шероховатости (боксит). Порошок их легко сдувается с рук.

2.3. Формы нахождения минералов в природе

Минералы в природе редко встречаются в виде отдельных кристаллов (рис. 2.4, а, б, в) или их сростков (рис. 2.4, г). Чаще они образуют естественные скопления зерен или кристаллов, которые называются агрегатами.

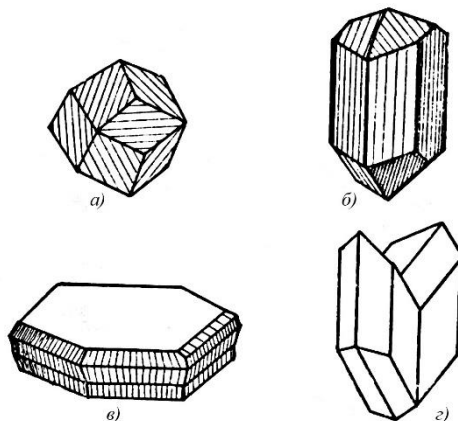


Рис. 2.4. Формы кристаллов минералов: а) изометрическая (магнетит); б) вытянутая в одном направлении (антимонит); в) вытянутая в двух направлениях (хлорит); г) двойник кристаллов гипса

Форма минеральных агрегатов зависит главным образом от условий их образования. Наиболее типичными агрегатами являются следующие:

- зернисто-кристаллические – состояются кристаллическими зернами различных минералов, иногда в комбинации с хорошо образованными кристаллами. Среди них по форме зерен различают: а) зерни-

стые – имеющие изометрическую форму зерен (пирит, каменная соль, магнетит) (см. рис. 2.4, а); б) столбчатые, шестоватые, волокнистые – имеющие вытянутую форму (роговая обманка, селенит, антимонит, асбест) (см. рис. 2.4, б); в) чешуйчатые, листоватые, пластинчатые – имеющие плоскую форму (графит, тальк, слюда) (см. рис. 2.4, в);

- землистые – напоминают по внешнему виду рыхлую почву (каолинит), обычно пачкают руки, легко растираются. Характерны для скрытокристаллических и аморфных минералов;

- плотные (скрытокристаллические) – состоят из очень мелких кристаллов, видимых только под микроскопом (халцедон);

- друзы – представляют собой незакономерные сростки кристаллов, прикрепленных одним концом к общему основанию (горный хрусталь, кварц) (рис. 2.5, а, б);

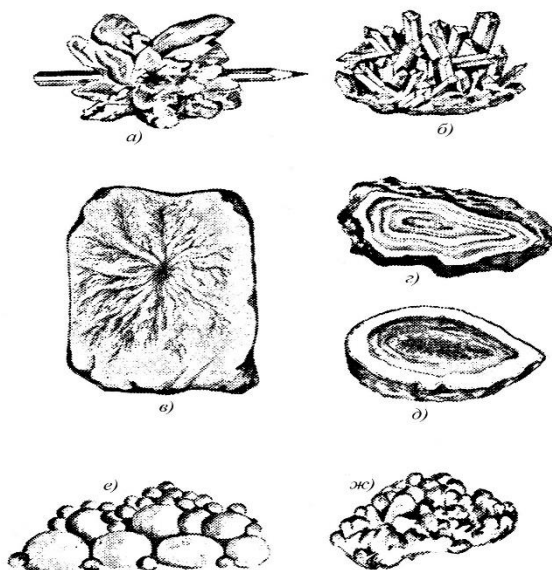


Рис. 2.5. Формы нахождения минералов в природе: а, б) друзы кристаллов гипса и кварца; в) дендрит марганцевых соединений на известняке; г) секрция; д) жеода; е) шаровидные конкреции; ж) почковидные натечные формы

- щетки – тесно сросшиеся гранями кристаллы, вытянутые в одном направлении;

- дендриты (рис. 2.5, в) – образуются при быстрой кристаллизации минерального вещества в тонких трещинах и порах породы. Мельчайшие кристаллы нарастают друг на друга, образуя при этом формы, внешне напоминающие веточки дерева, ледяные узоры на окнах и т. д. Дендриты характерны для окислов марганца, серебра, меди;

- оолиты – округлые образования (до 10 мм в поперечнике) концентрически-скорлуповатого строения. Образуются при накоплении минерального вещества вокруг песчинок или органических обломков (лимонит, боксит);

- секреции – полости в горной породе округлой или неправильной формы, частично или полностью заполненные минеральным веществом (рис. 2.5, г, д). Рост секреции происходит от периферии к центру. Крупные секреции с оставшейся в середине пустотой называются жеодами (рис. 2.5, д). Секреции до 10 мм в диаметре называются миндалинами;

- конкреции – шаровидные или овальные образования обычно радиально-лучистого строения (рис. 2.5, е). Образуются путем отложения минерального вещества вокруг какого-либо центра кристаллизации. Рост минерального вещества происходит от центра к периферии. Размер самый различный – от нескольких миллиметров до нескольких метров в диаметре. В виде конкреций встречаются фосфорит, марказит;

- натечные формы минеральных веществ (сталактиты, сталагмиты, почковидные формы, рис. 2.5, ж) образуются в пустотах горных пород за счет непрерывно поступающих длительное время коллоидальных растворов. В натечных формах встречаются минералы лимонит, халцедон, кальцит, малахит и др.

Кроме указанных выше форм минералы образуют на поверхности горных пород тонкие пленки, называемые выпцвтами и колетами.

2.4. Классификация минералов

Минералы можно классифицировать по химическому составу, происхождению, структурным особенностям, практическому значению и т.п. Наиболее удобна для использования классификация, разработанная А.Г. Бетехниным. Эта классификация выделяет классы минералов по химическому составу:

а) силикаты и алюмосиликаты;

- б) карбонаты;
- в) сульфаты;
- г) фосфаты;
- д) окислы и гидроокислы;
- е) галоиды;
- ж) сульфиды;
- з) самородные элементы.

Особенно широко распространены в земной коре минералы класса силикатов (85 % земной коры до глубины 16 км).

а) **силикаты и алюмосиликаты** объединяют около 800 минералов, многим из которых принадлежит огромное породообразующее значение, так как представители этого класса составляют до 80% массы земной коры. Если же к числу силикатов относить и кварц, являющийся типичным силикатом по строению кристаллической решетки (но не по химическому составу), то доля превысит 90%. Происхождение минералов данного класса разное. Основу кристаллической решетки в минералах составляет кремний-кислородный тетраэдр. В зависимости от сочетаний этих тетраэдров, все силикаты разделяются на большое количество групп.

– **островные силикаты** сложены изолированными тетраэдрами. Самый распространенный представитель, имеющий огромное породообразующее значение – магматического происхождения оливин $(MgFe)_2[SiO_4]$.

– **цепочечные силикаты** объединяют минералы группы пироксенов, в которых тетраэдры соединены в непрерывные цепочки. Наиболее распространен породообразующий алюмосиликат авгит $(Ca, Na)(Mg, Fe^{2+}, Al, Fe^{3+})[(Si, Al)_2O_6]$.

– **кольцевые силикаты** обладают соединенными в замкнутые кольца тетраэдрами. Представитель – берилл $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$.

– **ленточные силикаты** содержат соединенные в обособленные ленты тетраэдры. Здесь выделяется группа амфиболов – минералов с непостоянным химическим составом, среди которых наиболее распространен породообразующий минерал роговая обманка $(Ca, Na)_2(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_5[OH]_2[(Si, Al)_4O_{11}]_2$.

– **листовые силикаты** представлены минералами, в которых тетраэдры объединены в ленты, образующие единый непрерывный слой. Наибольшим распространением среди них пользуются такие породообразующие минералы, как слюды: бесцветный мусковит $(K, Al)_2(OH)_2$

[$Al\ Si_3O_{10}$]) и его мелкочешуйчатая разновидность серицит, черный биотит ($K(Mg, Fe)_3(OH, F)_2[Al\ Si_3O_{10}]$). Кроме них часто встречаются метаморфического происхождения серпентин (змеевик) $Mg_6(OH)_8[Si_4O_{10}]$, тальк $Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$ и непостоянного состава хлориты. Эти минералы возникают при воздействии на ультраосновные породы горячих растворов и газов. Другая часть листовых силикатов образуется в результате гипергенеза – выветривания содержащих полевые шпаты и слюды магматических и метаморфических пород. Так возникают глинистые минералы каолин $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$, монтмориллонит ($Mg_3, Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$), а также гидрослюда – минералы непостоянного состава. Среди листовых силикатов выделяется также глауконит – водный алюмосиликат K, Fe, Al , образующийся в шельфовой зоне на глубинах 200-300 м.

– **каркасные силикаты** представлены группами полевых шпатов и нефелина. Важнейшей из них является группа полевых шпатов, доля которых в массе земной коре достигает 50 %. Каркас полевых шпатов создан тетраэдрами, сцепленными всеми четырьмя вершинами. Группа подразделяется на калиево-натриевые и кальциево-натриевые полевые шпаты. Первые представлены ортоклазом $K[AlSi_3O_8]$. Вторые – разновидностями плагиоклазов, в которых наблюдается последовательное уменьшение содержания SiO_2 . В соответствии с этим плагиоклазы включают ряд минералов: от натриевого (кислого по составу) альбита $Na[AlSi_3O_8]$ – его сокращенная запись *Ab*, до кальциевого (основного) анортита $Ca[AlSi_3O_8]$ – его сокращенная запись *An*. Промежуточное положение занимает кальциево-натриевый (средний по составу) лабрадор *Ab-50 An-50* – иризирующий плагиоклаз. Помимо полевых шпатов, в числе каркасных силикатов выделяют группу нефелина $Na_3K[AlSiO_4]_4$ – породообразующего алюмосиликата магматического и пегматитового происхождения.

б) **карбонаты** являются солями угольной кислоты, насчитывают около 80 представителей. Карбонаты имеют огромное породообразующее значение в составе осадочных и метаморфических пород, составляют до 2 % массы земной коры. Отличительной особенностью карбонатов является их активное взаимодействие с соляной кислотой, сопровождающееся бурным выделением углекислого газа. Блеск большинства карбонатов стеклянный, твердость невысокая. Наиболее распространены такие представители, как кальцит $CaCO_3$, магнезит $MgCO_3$, доломит $CaMg(CO_3)_2$, сидерит $FeCO_3$.

в) **сульфаты** представляют собой соли серной кислоты, накапливающиеся, в большинстве своем, в соленасыщенной водной среде. Сульфатам принадлежит большое породообразующее значение, они составляют около 0,1% массы земной коры. Минералам свойственны низкая твердость, неметаллические разновидности блеска, светлая окраска. В земной коре широко распространены гипс $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, ангидрит CaSO_4 , мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$.

г) Фосфаты образованы разного происхождения солями фосфорной кислоты. Класс насчитывает около 200 минералов, составляющих около 0,7% массы земной коры. Чаще всего применяются для производства фосфорных удобрений магматического происхождения апатит $\text{Ca}_5(\text{F}, \text{Cl})[\text{PO}_4]_3$ и близкий к нему по составу, но гипергенного происхождения фосфорит (фосфат кальция). Фосфатам характерны невысокие показатели твердости и плотности.

д) **окислы и гидроокислы** составляют до 17 % массы земной коры. Представители этого класса объединяют минералы разного происхождения и подразделяются, соответственно названию, на два подкласса: окислов, отличающихся высокой и средней твердостью, и гидроокислов, обладающих низкой твердостью. С другой стороны, названный класс можно разделить на окислы и гидроокислы кремния и окислы и гидроокислы металлов. Окислы и гидроокислы кремния обладают исключительно важным породообразующим значением: только на долю кварца SiO_2 приходится до 12 % массы земной коры. Скрытокристаллические модификации кварца представлены разноокрашенными халцедонами. Среди водных окислов кремния необходимо назвать опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Этим минералам соответственно характерен стеклянный или металлический блеск. Окислы и гидроокислы металлов обладают важнейшим рудообразующим значением. Для них свойственен, соответственно, металлический или матовый блеск. Наибольшее значение принадлежит таким минералам, как магнетит Fe_3O_4 , гематит Fe_2O_3 , лимонит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, корунд Al_2O_3 , боксит $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

е) **галлоиды** являются солями галоидно-водородных кислот. Насчитывается около 100 представителей, как правило, гипергенного и гидротермального происхождения. Чаще всего встречаются соединения хлористые и фтористые, такие, как применяемые в химической промышленности галит NaCl (каменная соль), сильвин KCl (калийная соль). В оптике используется флюорит CaF_2 . Галоиды отличаются стеклянным блеском, невысокими твердостью и плотностью, часто

легкой растворимостью в воде.

ж) **сульфиды** – сернистые соединения тяжелых металлов. Класс насчитывается около 250 минералов, составляющих 0,15 % массы земной коры. Образование сульфидов идет без доступа кислорода, большинство из них имеет гидротермальное происхождение. При окислении сульфиды легко переходят в окислы, карбонаты или сульфаты. Ценность сульфидов в том, что они являются рудами на цветные металлы, причем зачастую им сопутствует золото. Наибольшим распространением пользуются пирит (железный колчедан) FeS_2 , халькопирит (медный колчедан) $CuFeS_2$, галенит (свинцовый блеск) PbS , сфалерит (цинковая обманка) ZnS , киноварь HgS и др. Подавляющему большинству сульфидов характерны металлический блеск, низкая и средняя твердость, высокая плотность.

з) **самородные минералы** состоят только из одного химического элемента. Объединяют около 45 минералов самого разного происхождения, составляющих менее 0,1 % массы земной коры. Большинство имеет огромное хозяйственное значение (алмаз, графит, сера, золото, медь и др.). Физические характеристики самородных минералов отличаются большим разнообразием.

2.5. Общие сведения о горных породах

Горные породы – это минеральные агрегаты или органические останки, слагающие земную кору: могут быть мономинеральными – состоящими из одного минерала и полиминеральными – состоящими из нескольких минералов.

По происхождению горные породы делятся на три группы: магматические, осадочные и метаморфические.

Магматические породы образовались в результате остывания магмы – силикатного расплава, включающего различные газы и водяной пар. Магматические породы составляют около 95 % всей массы горных пород.

Осадочные породы образовались во внешней зоне земной коры, при поверхностном давлении и температуре, в результате разрушения других пород, жизнедеятельности организмов и выпадения из воздушной или водной среды материалов любого природного происхождения.

Метаморфические породы образуются на значительной глубине в толще земной коры в результате глубокого преобразования магматических и осадочных пород.

2.6. Магматические горные породы

Основой возникновения этого генетического класса пород являются процессы остывания и затвердения сложного силикатного расплава (магмы), состоящего из трудно- и легколетучих компонентов. К первым относятся окислы кремния, алюминий, железо, кальций, магний, натрий и калий. Вторые представлены водой, двуокисью углерода, соляной и плавиковой кислотами, сероводородом и др.

В своем движении от очагов возникновения к поверхности земли магма застывает в зонах с различными термодинамическими условиями. При этом существуют две принципиально различные возможности формирования пород:

- магма остывает в толще земной коры, будучи окруженная со всех сторон вмещающими породами – образуются породы интрузивные;
- магма проникает на земную поверхность и там затвердевает – возникают породы эффузивные (излившиеся).

Интрузивные породы в зависимости от глубины образования и специфики кристаллизации расплава подразделяются на *глубинные*, *полуглубинные* и *жилльные*.

Эффузивные породы по времени образования и степени вторичных изменений минералов подразделяются на *палеотипные* (древневулканические) и *кайнотипные* (нововулканические).

Особую группу пород, с известной условностью относимых к магматическим, составляют породы **вулканокластические**. Они магматические по происхождению и осадочные по условиям образования. Возникают в результате преобразования в поверхностных условиях (как на суше, так и в воде) твердых продуктов извержения вулканов. Между интрузивными и эффузивными породами обычно наблюдается общность химического состава, близость их пространственного положения и времени образования, что объясняется внедрением силикатных расплавов из одного магматического очага.

Для каждой генетической группы магматических пород характерны особые формы залегания (рис. 2.6).

Породы интрузивные глубинные образуют в основном крупные массивные тела площадью в тысячи квадратных километров – батолиты, штоки; полуглубинные и жилльные образуют тела значительно меньших размеров – дайки, силлы, лополиты, лакколиты, факолиты.

Породы эффузивные залегают в виде покровов и потоков.

Вулканокластические породы имеют преимущественно такие же формы залегания, как и осадочные.

Особенности формирования магматических пород сказываются прежде всего на их внутреннем строении. Например, интрузивные глубинные породы, которые образуются в течение длительных отрезков времени (обычно сотни тысяч лет) и при относительно постоянном давлении, выполнены хорошо ограненными крупными кристаллами.

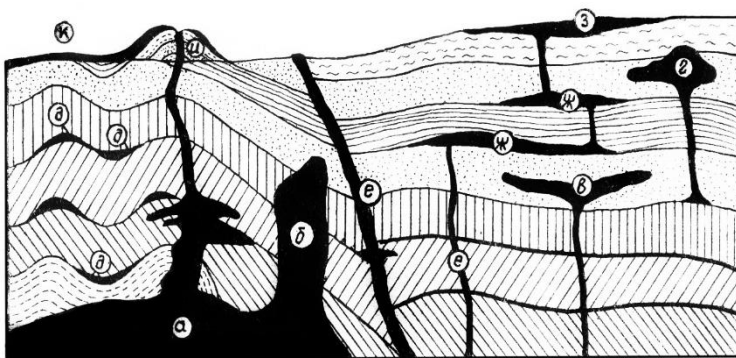


Рис. 2.6. Формы залегания магматических горных пород: а) батолит; б) штоки; в) лополит; г) лакколит; д) факолит; е) магматические жилы (дайки); ж) сиилы; з) покров; и) вулканический конус; к) лавовый поток

Причем минеральная масса заполняет все пространство, занимаемое образцом. В таком случае принято говорить о полнокристаллической равномерно-зернистой (крупнозернистой) структуре и массивной текстуре. В отличие от этого некоторые эффузивные породы, образующиеся значительно быстрее, сложены очень мелкими (от 0,1 до 1 мм) кристаллическими зернами, причем в образце имеется много пустот небольшого размера. Структура образца характеризуется как скрытокристаллическая, текстура – пористая.

Из этих примеров следует важный вывод о том, что структурно-текстурные особенности породы (табл. 2.2 и рис. 2.7, 2.8) являются основой для установления ее генезиса.

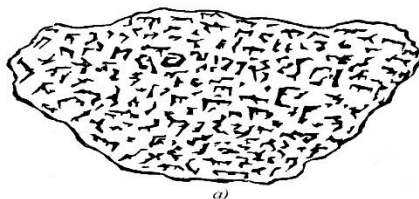
В основу классификации по химическому составу магматических пород положено содержание окисла SiO_2 . Он встречается во всех магматических породах, причем в количествах, достаточных для надежного определения. По процентному содержанию SiO_2 магматические по-

роды делятся на кислые (>65 %), средние (65-52 %), основные (52-40 %) и ультраосновные (<40 %).

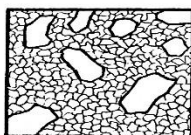
Химический состав магматических пород проявляется в особенностях формирования их минерального состава. При его характеристике принято выделять три группы минералов: кварц, полевые шпаты, цветные минералы. Динамика минерального состава в зависимости от изменения содержания SiO_2 четко прослеживается на схеме общей классификации магматических пород (табл. 2.3).

Таблица 2.2. Основные структуры и текстуры магматических пород

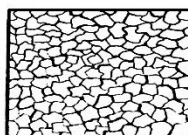
Условия образования	Основные типы структур	Виды структур	Виды текстур
Интрузивные глубинные породы	Полнокристаллическая, равномерно-зернистая	Крупнозернистая	Массивная, иногда полосчатая
		Среднезернистая	
		Мелкозернистая	
Интрузивные полуглубинные и жильные породы	Полнокристаллическая, неравномерно-зернистая	Порфировидная	Массивная, иногда полосчатая
		Пегматитовая	
Эффузивные (излившиеся) породы	Неполнокристаллическая	Скрытокристаллическая	Массивная, пористая пузыристая
		Порфировая	
	Некристаллическая	Стекловатая	
Вулканокластические породы	Обломочная	Крупнообломочная	Плотная, пористая
		Среднеобломочная	
		Мелкообломочная	



а)



б)



в)

Рис. 2.7. Структура интрузивных пород: а) пегматитовая; б) полнокристаллическая, неравномерно-зернистая (порфировидная); в) полнокристаллическая, равномерно-зернистая

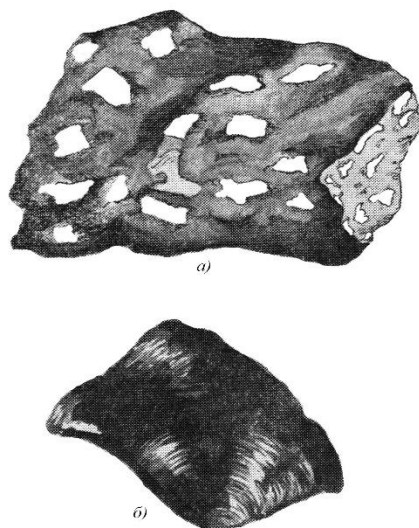


Рис. 2.8. Структура эффузивных пород: а) неполнокристаллическая (порфировая); б) некристаллическая (стекловатая)

Например, избыток кварца является прерогативой только кислых пород, а в породах ультраосновных отсутствует не только кварц, но и полевые шпаты.

В соответствии с этим по мере снижения кислотности (от кислых к ультраосновным породам) тон окраски изменяется от светлой до темно-серой и черной. Важно отметить, что плотность пород при этом также возрастает.

Таким образом, на основе закономерностей формирования минерального состава, окраски и плотности магматических пород в связи с их химическим составом можно установить группу пород по химическому составу и название породы.

Химический и минеральный состав и структурно-текстурные особенности пород обуславливают их физико-механические свойства. В свою очередь, они являются основой для практического их использования.

Под физико-механическими свойствами понимается в основном прочность пород, а также их плотность и объемная масса.

Таблица 2.3. Схема общей классификации магматических горных пород

Состав горной породы				Окраска	Условия образования					
Содержание SiO ₂ , %	минеральный, %				интрузивные породы			эффузивные породы		вулканокластические породы
	кварц	полевые шпаты	цветные минералы		глубинные	полуглубинные	жильные	палеотипные	кайно-типные	
Кислые >65	30	Ортоклаз 40, Альбит 20	Слюда, роговая обманка, авгит 5–10	Светлая	Гранит	Гранит-порфир	Пегматит	Липаритовый (кварцевый) порфир	Липарит, обсидиан, пемза	
Средние 65–52	Нет или очень мало	Плаггиоклаз 70	Слюда, роговая обманка, авгит 25–30	Темно-серая, пестрая	Диорит	Диоритовый порфирит		Андезитовый порфирит	Андезит	
		Ортоклаз 60, плаггиоклаз 25–30 или нефелин 20	Биотит, роговая обманка, авгит 10–20		Сиенит, нефелиновый сиенит	Сиенит-порфир, нефелиновый сиенит-порфир		Трахит-порфир, фенолитовый порфир	Трахит, фенолит	Вулканический пепел, туф, брекчия
Основные 52–40	Нет	Плаггиоклаз 50	Авгит, роговая обманка, оливин 50	Черная	Габбро	Габбро-порфирит		Диабаз (базальтовый порфирит)	Базальт	
Ультраосновные <40	Нет	Нет	Оливин, авгит	Черная, темно-зеленая	Пироксенит, перидотит, дунит					

Причем величина прочности может существенно меняться в зависимости от вида напряжения. В основном различают статическую прочность (на сжатие, растяжение, изгиб или сдвиг), выражаемую обычно в кг/см², и динамическую прочность (сопротивление истиранию, твердость, буримость и т. д.), которая обычно не допускает точного числового выражения.

Важно отметить существенное влияние на физико-механические свойства структуры и текстуры пород. Наиболее прочными являются равномерно-мелкозернистые и равномерно-среднезернистые породы. Породы аналогичного минерального состава, но крупнозернистой или порфировой структуры, имеют меньшую прочность, более податливы к разрушению как при физическом, так и при химическом выветривании.

Породы однородной массивной текстуры отличаются большей устойчивостью к выветриванию и большей механической прочностью. Породы с неравномерным распределением компонентов, с полосчатой или пористой текстурой легче разрушаются при выветривании и под воздействием внешней нагрузки, а также обнаруживают неоднородность гидрогеологических свойств.

2.7. Осадочные горные породы

Осадочные породы широко представлены (75 %) в поверхностной части земной коры. Вместе с тем они составляют не более 5 % от общего объема земной коры. Почти повсеместное распространение у дневной поверхности этой генетической группы пород определяет их особенно важное значение как среды для строительства и эксплуатации инженерных систем и сооружений.

Характерными чертами осадочных пород являются слоистость, пористость, зависимость состава и свойств от климата, содержание остатков животных и растительных организмов.

Осадочные горные породы образуются путем накопления продуктов разрушения магматических, метаморфических и более древних осадочных пород. Образование осадочных пород начинается с выветривания материнской породы, проходит стадию переноса (транспортировки), завершается осаждением (седиментацией) и превращением рыхлого водного или воздушного осадка в осадочную горную породу (диагенез). В зависимости от происхождения исходного осадка оса-

дочные породы делят на следующие группы: 1) обломочные (механические); 2) химические; 3) органогенные; 4) смешанные.

Среднезаваловой химический состав всей осадочной толщи близок к составу магматических пород. Однако специфика генезиса проявляется в том, что в отличие от магматических пород наблюдаются большее количество окисного железа по сравнению с закисным, преобладание калия над натрием, повышенное содержание воды и углерода.

В состав осадочных пород входят следующие виды минерального материала: а) обломки горных пород различного происхождения (магматических, осадочных, метаморфических); б) первичные минералы, сохранившиеся после разрушения в процессе выветривания исходных пород (кварц, полевые шпаты, слюды, роговая обманка и др.); в) минералы собственно осадочные (глинистые минералы, гипс, кальцит, галит, опал и др.).

Осадочные породы в основном являются мономинеральными образованиями.

Характеризуя структурно-текстурные особенности осадочных пород, следует учитывать, что для них характерны те же признаки строения и сложения пород, что и для пород любой другой генетической группы. Вместе с тем специфика образования определяет наличие особенностей их разновидностей.

Структуры обломочных пород возникают в результате механического разрушения исходного материала. Вследствие этого основой их классификации является размер зерен. Выделяют следующие структуры: *грубообломочную* с частицами более 2 мм в диаметре, *среднеобломочную* (песчаную) – преобладают частицы от 2 до 0,05 мм; *мелкообломочную* (пылеватую) – размер частиц от 0,05 до 0,005 мм; *тонкообломочную* (глинистую) с частицами менее 0,005 мм; *смешанную* (в породе представлены частицы различных размеров).

При характеристике структур химических и органогенных пород следует обращать внимание на форму зерен, а не на их размер. Основные типы структур этих пород: *кристаллически-зернистая*, *оолитовая*, *землистая*, *детритусовая* (обломочная), *скрытокристаллическая*, *волокнистая*, *ракушечниковая*, *коралловая*.

Текстуры осадочных пород: по признаку ориентировки зерен обычно разделяют на *беспорядочную* и *слоистую*. По отношению к пористости принято выделять *плотную* и *пористую* (мелкопористая – размер пор <0,5 мм, крупнопористая – от 0,5 до 2,5 мм) текстуры. Текстуру сыпучих пород называют *рыхлой*.

Характерной особенностью осадочных горных пород является слоистый характер их залегания – результат длительного накопления осадков. Отдельные слои отличаются друг от друга по минеральному составу, крупности зерен, окраске, расположению частиц и т. д. Залегают осадочные породы обычно в виде пластов, реже в форме линз, выклиниваний, осыпей, валов и т. д. Основные формы залегания осадочных пород приведены на рис. 2.9.

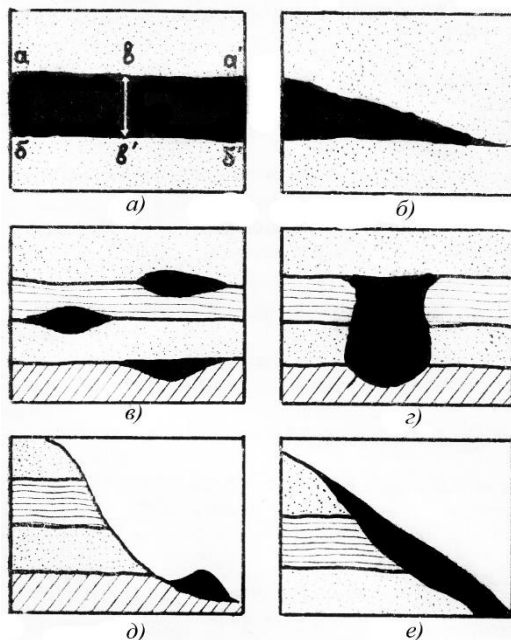


Рис. 2.9. Формы залегания осадочных пород:
а) пласт: аа' – кровля пласта, бб' – подошва пласта, вв' – мощность пласта; б) выклинивание пласта; в) линзы; г) карман;
д) вал; е) шлейф

Состав химических, органогенных и смешанных пород наряду с генезисом положен в основу их классификации (табл. 2.4) и служит важным диагностическим признаком.

В основе классификации обломочных пород лежат три фактора: размер частиц, форма частиц, наличие структурных связей (породы делятся на рыхлые, связные и сцементированные) (табл.2.5).

Таблица 2.4. Классификация химических, органогенных и смешанных осадочных пород

Химический состав	Минеральный состав	Наименование пород		
		Химические	Органогенные	Смешанные
Карбонатные	Кальцит Доломит Каолинит	Известняк плотный, известняк оолитовый, известковый туф, натечный известняк, доломит, мергель	коралловый, известняк-ракушечник, мел	Мергель, ил
Кремнистые	Опал Халцедон Каолинит	Трепел, кремнистые туфы, кремнь	Диатомит	Опока
Сернокислые	Гипс Ангидрит	Гипс, ангидрит		
Галоидные	Галит Сильвин	Каменная и калийная соль		
Железистые	Лимонит	Бурый железняк		Бурый железняк
Алюминиевые	Боксит	Боксит		
Фосфатные	Фосфорит	Фосфорит	Фосфорит	Фосфорит
Каустобиолиты (углеродистые)			Торф, угли, горючие сланцы, нефть, асфальт озокерит	

Минеральный состав (для песчаных) или петрографический (для грубообломочных пород) дается путем просчетов содержания основных групп минералов или обломков пород различных генетических групп с использованием лупы. Необходимо учитывать, что песчаные породы состоят в основном из кварца и полевого шпата. Кроме того, в их состав входят обломки пород, чаще всего сланцев и эффузивов. Материал грубообломочных пород должен классифицироваться на такие группы: магматические, осадочные, метаморфические породы (их соотношение отражается в процентах, для чего определяется визуально состав достаточно большого количества обломков).

При описании текстур сцементированных пород следует иметь в виду, что в зависимости от условий образования объединение частиц цементом может происходить по-разному. В связи с этим выделяют различные типы цементации (рис. 2.10).

Таблица 2.5. Классификация обломочных пород

Группы горных пород	Размеры преобладающих обломков, мм		Наименование пород				
			рыхлых		связных	сцементированных	
			сложенных окатанными обломками	сложенных неокатанными обломками		сложенных окатанными обломками	сложенных неокатанными обломками
Грубообломочные породы (псефиты) >2 мм	Крупные	>100	Валуны	Глыбы	Валунные суглинки (морена)	Валунные конгломераты	Глыбовые брекчии
	Средние	100–10	Галечники	Щебень		Конгломераты	Брекчии
	Мелкие	10–2	Гравий	Дресва		Гравийные конгломераты	
Среднеобломочные песчаные породы (псаммиты) 2–0,05 мм	Грубые	2–1	Пески грубозернистые			Песчаники соответствующей зернистости	
	Крупные	1–0,5	Пески крупнозернистые				
	Средние	0,5–0,25	Пески среднезернистые				
	Мелкие	0,25–0,1	Пески мелкозернистые				
	Тонкие	0,1–0,05	Пески тонкозернистые				
Мелкообломочные пылеватые породы (алевроиты)		0,05–0,005				Суглинки, супеси, лессы	Алевролиты
Тонкообломочные глинистые породы (пелиты)		<0,005				Глины	Аргиллиты

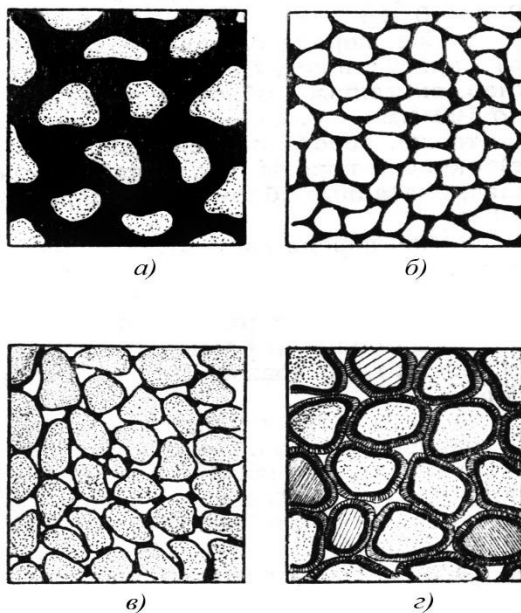


Рис. 2.10. Типы цементации (по М.С. Швецову):
 а) цемент базальный; б) цемент пор; в) цемент
 контактовый; з) цемент обрастания

2.8. Метаморфические горные породы

Эта генетическая группа пород возникла в результате геологического процесса, называемого метаморфизмом. Этот процесс (а точнее, группа эндогенных процессов) заключается в глубоком преобразовании в недрах земной коры любых ранее существовавших горных пород.

Метаморфизация пород происходит, когда они в результате тектонических движений погружаются на большие глубины или вовлекаются в складкообразование, когда в них внедряются расплавленные магматические массы или увеличивается идущий сквозь них из мантии тепловой поток. 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 газовых компонентов.

По преобладанию тех или иных факторов в ходе преобразования выделяются следующие основные типы метаморфизма и соответствующие им метаморфические породы (табл. 2.6).

Для того чтобы подчеркнуть специфику исходной породы, к названию некоторых метаморфических пород прибавляют приставку «пара», если они образовались из осадочных пород (например, парасланец), или «орто», если исходная порода была магматической (например, ортогнейс).

В состав метаморфических пород входят две группы минералов: остаточные (минералы исходных магматических или осадочных пород) и сформировавшиеся в результате метаморфизма (метаморфические). Важно отметить, что присутствуют лишь минералы, устойчивые в условиях высоких температур и давлений. К минералам первой группы относятся кварц, альбит и другие плагиоклазы, микроклин, мусковит, биотит, роговая обманка, авгит, магнетит, гематит, а также один из минералов осадочных пород – кальцит.

Из метаморфических минералов наиболее распространены серицит, хлорит, тальк, серпентин, гранат, графит, актинолит, силлиманит. По химическому составу преобладают минералы силикаты, в меньшей степени представлены окислы и карбонаты. Метаморфические породы могут быть как мономинеральными (мрамор, тальковый сланец), так и полиминеральными (гнейс).

Структура метаморфических пород обычно полнокристаллическая, различной крупности зерен. Однако у слабо метаморфизированных пород структура может быть скрытокристаллической или некристаллической. Для метаморфических пород характерна листоватая, чешуйчатая, игольчатая, таблитчатая форма зерен. Текстура метаморфических пород обычно массивная или полосчатая. Часто встречается сланцеватая текстура с параллельным расположением чешуйчатых, таблитчатых минералов. Порода легко раскалывается на тонкие пластинки или плитки с ровными параллельными плоскостями (рис. 2.11).

Форма залегания метаморфических пород определяется формой залегания пород, из которых они образовались.

В большинстве случаев формы залегания являются унаследованными от первичных осадочных и магматических пород. Исключение составляют формы залегания контактово-метаморфических горных пород. Они образуют зоны и ореолы вокруг магматических тел.

Таблица 2.6. Классификация метаморфических пород

Тип метаморфизма	Исходные породы		Текстура	Название	Минеральный состав
Региональный	Осадочные	Аргиллиты	Сланцеватая	Аргиллитовые сланцы	Глинистый материал
				Кровельные сланцы	Зерна кварца, слюды (серицита), хлорит, пирит
				Филлиты	Серицит, хлорит, кварц
				Кристаллические сланцы (парасланцы)	Кварц, слюда, хлорит, гранат, графит
				Гнейсы (парагнейсы)	Микроклин, плагиоклаз, слюда, хлорит, кварц, гранат
		Песчаники	Полосчатая, 40сил-сивная, сланцеватая	Кварциты	Кварц
				Слюдяно-кварцитовые сланцы (парасланцы)	Кварц, слюда
				Гнейсы (парагнейсы)	Микроклин, плагиоклаз, кварц, слюда
		Кислые и средние (граниты, диориты и др.)	Сланцеватая	Слюдяные сланцы (ортосланцы)	Кварц, слюда
			Полосатая, массивная	Гнейсы (ортогнейсы)	Микроклин, плагиоклаз, кварц, слюда
	Магматические	Основные (габбро, базальты)	Сланцеватая	Зеленые сланцы	Хлорит, актинолит, альбит
			Массивная	Амфиболиты	Роговая обманка, плагиоклаз
		Ультраосновные (дуниты, перидотиты)	Сланцеватая	Тальковые сланцы	Тальк
	Массивная, полосчатая		Змеевики	Серпентин	
Контактовый	Песчано-глинистые и магматические	Массивная	Роговики	Кварц, биотит, плагиоклаз, амфибол, пироксен	
	Химические карбонатные		Мраморы	Кальцит, доломит	
Пневматолитовый и гидротермальный	Песчано-глинистые и кислые магматические	Массивная	Грейзены	Кварц, светлая слюда	
	Химические карбонатные		Скарны	Пироксен, плагиоклаз, гранат, эпидот	

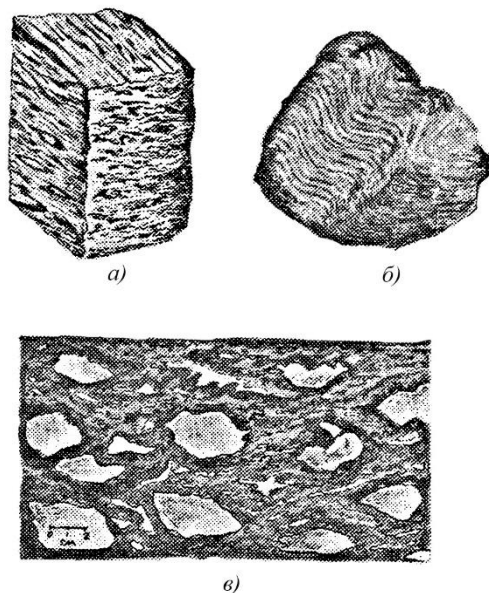


Рис. 2.11. Текстура метаморфических горных пород:
а) сланцеватая; б) пльчатая; в) очковая

2.9. Свойства горных пород

Свойства горных пород определяются рядом факторов: составом входящих в породу минералов, структурой и текстурой породы. Под **структурой** породы понимают строение породы, обусловленное формой и величиной слагающих ее минералов (степенью кристаллизации) и способом их срастания. Под **текстурой** понимают сложение породы, т.е. характер расположения составных частей породы в пространстве, и плотность породы.

Свойства пород порой существенно изменяются под влиянием процессов метаморфизма, тектоники, экзогенных процессов и т. д. Им характерна вариабельность. Так, коэффициент вариации твердости горных пород составляет 6-25 %, временного сопротивления одноосному сжатию 15-40 %, абразивности методом истирания стержня 15-40 %, буримости 10-20 % и более.

Рассмотрим некоторые из них, влияющие на работу породоразрушающих инструментов при выполнении земляных работ и бурении скважин различного назначения.

Анизотропность – неодинаковость свойств горной породы по различным направлениям.

Слоистость – повторяющаяся в разрезе неоднородность осадков: по составу, крупности зерна, окраске и другим особенностям.

Делимость – способность горных пород расслаиваться вдоль определенных поверхностей, совпадающих с ориентировкой или спайностью минералов или другими направлениями ограничения слоев.

Трещиноватость – совокупность в породе трещин различного происхождения и разных размеров. Наличие трещиноватости уменьшает прочность породы, но увеличивает ее абразивность.

Абразивность – особое свойство пород, выражающееся в способности изнашивать породоразрушающий инструмент в процессе бурения.

Кливаж – системы параллельных трещин в горных породах, не совпадающие с первичной текстурой пород (для осадочных – не совпадающие со слоистостью), по которым породы легко раскалываются.

Трещиноватость и кливаж могут существенно снизить прочностные характеристики породы. Крупные трещины могут привести к динамическому характеру работы долота и к его заклиниванию. Трещиноватость является причиной поглощения промывочного раствора. Трещиноватость пород оценивается обычно визуально, для чего может быть использована и скорость прохождения звука в образце.

Сланцеватость – текстура метаморфических пород, выражающаяся в способности ее распадаться на плоские плитки и пластинки, несмотря на однородность.

Рассланцеватость – частое чередование поверхностей делимости или трещиноватости в зонах крупных тектонических нарушений.

Линейность – единообразная ориентировка, характеризующаяся взаимно параллельным расположением кристаллов или вытянутых обломков (частиц), слагающих породу.

Кавернозность – наличие в породах пустот различного происхождения размером более 1 мм.

Закарстованность – наличие в толще пород карстовых полостей (образованных в результате геологической работы подземных вод).

Закарстованность и кавернозность снижают прочность породы и являются причиной сильного поглощения промывочной жидкости.

Выветрелость – степень изменения свойств и состава пород под действием агентов выветривания.

Дисперсность – степень раздробленности пород, характеризующаяся гранулометрическим составом и размером частиц.

Твердость характеризует способность горной породы сопротивляться внедрению в нее резца, пуансона или другого твердого тела. Твердость породы в целом (агрегатная твердость) отличается от твердости слагающих ее минералов.

Прочность – способность породы сопротивляться внешним усилиям (сжатию, растяжению, изгибу, скалыванию, удару). Прочность горных пород зависит от минерального состава, условий залегания и формирования, структуры и других факторов. Наибольшей прочностью обладают породы, содержащие кварц, или породы с высокой степенью плотности. Прочность породы характеризуется величиной напряжений, при которых происходит разрушение. На прочность оказывают существенное влияние трещиноватость, кливаж и пористость, значительно снижая ее.

Упругость – способность породы восстанавливать первоначальную форму и объем после прекращения действия внешних усилий.

Хрупкость – способность горной породы разрушаться без заметной пластической деформации под воздействием внешних усилий.

Пластичность – способность породы необратимо изменять, без нарушения сплошности, свою форму и размеры под действием внешних усилий; чаще всего проявляется в условиях всестороннего сжатия породы. Установлено, что горные породы, обладающие высокими упруго-пластичными свойствами, разбуриваются медленнее, чем упруго-хрупкие породы.

Устойчивость – способность породы длительное время сохранять первоначальное положение при вскрытии ее в массиве (при бурении скважин, проходке шахт и других горных выработок); зависит от условий залегания, характера связи между частицами породы, трещиноватости и степени выветривания. При бурении в слабоустойчивых породах обрушаются стенки скважины, снижается выход керна, повышается износ буровых коронок и снижается скорость бурения за счет потери времени на борьбу с осложнениями.

Зернистость – совокупность расположения частиц в породе, которые могут различаться по своему внутреннему строению, форме или размеру. Различаются породы мелко-, средне- и крупнозернистые.

Пористость – наличие в породе пустот (полостей небольших размеров), определяется как отношение объема пор (V_n) к объему породы (V)

$$n = \frac{V_n}{V} \cdot 100 \% . \quad (2.1)$$

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

Пористость пород может существенно различаться, для осадочных пород она колеблется от нескольких процентов до 60 %. Глинистые породы имеют весьма незначительные поры и при насыщении водой происходит их интенсивное набухание, что может привести к существенному сужению ствола скважины и вызвать осложнения при бурении. Магматические породы имеют небольшую пористость (от долей процента до нескольких процентов), лишь эффузивные породы имеют высокую пористость (до 60 %). Чем выше пористость пород, тем меньше их прочность.

Пористость также характеризуется коэффициентом пористости.

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

$$e = \frac{V_n}{V_s} . \quad (2.2)$$

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

$$n = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s} , \quad (2.3)$$

где ρ_s – плотность частиц породы.

ρ_d – плотность скелета породы.

Плотность твердых частиц (ρ_s) породы – отношение массы твердых частиц (m_s) к объему частиц породы (V_s)

$$\rho_s = \frac{m_s}{V_s}. \quad (2.4)$$

Плотность скелета породы – отношение массы твердых частиц (m_s) к объему породы (V)

$$\rho_s = \frac{m_s}{V} \quad (2.5)$$

или

$$\rho_d = \frac{\rho_w}{W + \frac{\rho_w}{\rho_s}} = \frac{\rho}{1 + 0,01 \cdot W}, \quad (2.6)$$

где ρ_w – плотность воды, равная 1;

ρ – плотность породы;

W – влажность породы в долях единицы.

Плотность породы (ρ) – масса единицы объема породы при данной пористости и влажности

$$\rho = \rho_d \cdot (W + 1). \quad (2.7)$$

Влажность породы характеризует содержание воды в горных породах. Вода в породах, как правило, влияет на различные свойства и прежде всего на прочность или сжимаемость. Особенно большое значение содержание воды имеет для пород, растворимых в воде, и глинистых. Количественно влажность породы выражается весовой (W), объемной (n_w) и относительной влажностью (степенью влажности) (S_r).

Массовая влажность равна отношению массы воды в породе (m_e) к весу породы, высушенной при температуре 100-105 °С до постоянной массы (m_c)

$$W = \frac{m_e}{m_c} \cdot 100 \%. \quad (2.8)$$

Объемной влажностью (n_w) называется отношение объема воды, содержащейся в породе (V_e), к ее объему (V)

$$n_w = \frac{V_e}{V} \cdot 100 \%. \quad (2.9)$$

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

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

$$S_r = \frac{W \cdot \rho_s}{e \cdot \rho_w}. \quad (2.10)$$

Влагодность – способность породы вмещать определенное количество воды в единице объема образца. Различают полную, капиллярную, максимальную молекулярную и гигроскопическую влагодности.

Полная влагодность – способность породы вмещать определенное количество воды при полном насыщении грунта водой. Численно она равна пористости

$$PB=n. \quad (2.11)$$

Под **капиллярной влагодностью** понимают способность породы вмещать определенное количество воды в капиллярных и более мелких порах.

Максимальной молекулярной влагодностью называется способность грунта содержать общее количество всей физически связанной воды, а **гигроскопической** – способность грунта содержать какое-то количество прочно связанной (гигроскопической) воды. Количественно влагодность характеризуется весовой или объемной влажностью грунтов и представляет собой безразмерную величину или выражается в процентах.

Водоудерживающая способность породы численно измеряется количеством воды, которая остается в первоначально водонасыщенной породе после свободного вытекания воды из образца. (В почвоведении эта величина называется **полевой** или **наименьшей влагодностью**).

Водопоглощение – способность сухой породы впитывать воду при выдерживании ее в воде при атмосферном давлении и комнатной температуре. Определяется как отношение разности в массах свободно насыщенного и сухого образца породы к массе сухого образца

$$W_{пол} = \frac{m_{нас} - m_c}{m_c} \cdot 100 \%. \quad (2.12)$$

Водоотдача – способность породы отдавать свободную воду. Численно она равна разности между полной и наименьшей влагодностью

$$B=PB-NB. \quad (2.13)$$

Коэффициент водоотдачи – отношение объема свободно вытекающей из породы воды (при полном заполнении) к объему всей породы

$$K_g = \frac{V_{своб}}{V}. \quad (2.14)$$

Водопроницаемость – 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 породы (галечник, гравий, песок, щебень и дресва без примесей глинистых или пылеватых частиц); ко второй – связные 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.

Набухание – увеличение породы в объеме при увлажнении. Свойственно породам содержащим в своем составе мелкодисперсные глинистые минералы. Процесс обратный набуханию – **усадка** – уменьшение породы в объеме при высыхании.

Размокаемость – нарушение связности в породе при увлажнении, в результате чего они превращаются в неокказывающую сопротивление нагрузке массу.

Размягчаемость – уменьшение прочности породы при увлажнении.

Плывучность – свободное перемещение породы при насыщении ее водой. Данное свойство характерно водонасыщенным рыхлым пылеватым и мелкозернистым породам.

Растворимость – способность породы растворяться в воде.

Тепловое расширение (сжатие) – изменение линейных размеров и формы породы при изменении ее температуры

Глава 3. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

3.1. Классификация геологических процессов

В земной коре с начала ее формирования постоянно происходят процессы, изменяющие состав, строение и состояние отдельных участков коры и рельефа. Данные процессы называются геологическими. Их можно разделить на две группы.

Первая группа – это процессы, которые протекают внутри Земли и обусловлены ее внутренней энергией. Такие процессы называются внутренними, или *эндогенными*. С этими процессами связаны такие явления, как движения земной коры (тектонические процессы), вулканизм и землетрясения, а также изменения в составе и структуре горных пород в условиях высоких температур и давлений (метаморфизм).

В результате эндогенных процессов создаются основные формы рельефа (горы, равнины и впадины) и образуются магматические и метаморфические горные породы.

Вторая группа – процессы вызванные внешними воздействиями на Землю (энергия Солнца, ветер, движущаяся вода, биологические источники энергии, химические источники энергии) и проявляющиеся на ее поверхности. Данные процессы называются внешними, или *экзогенными*. К ним относятся выветривание, деятельность ветра, воды (морей, озер, рек), ледников, организмов и, наконец, геологическая деятельность человека. Геологическая работа при этом сводится в основном к разрушению горных пород, переносу продуктов разрушения и отложению их в виде осадочных образований, или осадков. В дальнейшем в результате диагенеза осадков образуются осадочные горные породы.

Эти две группы процессов находятся в постоянном взаимодействии с литосферой и друг с другом, причем действуют они на земную кору в противоположных направлениях. В то время как первые стремятся создать на земной поверхности формы рельефа, вторые направлены на то, чтобы их разрушить.

3.2. 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.

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.

Тектоническими движениями называются такие процессы, которые проявляются в форме перемещений земной коры: ее поднятии, опускании, прогибах или расколах. Земная кора под воздействием внутренних сил находится в постоянном движении.

Они разделяются на: **колебательные** – медленные движения (эпэйрогенические) – в основном вертикальные опускания и поднятия, изменяющие положение береговой линии материков и **горообразовательные** (оротенические) процессы, происходящие как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении и приводящие к образованию складок, сдвигов и других форм нарушения залегания пластов, и созданием горных сооружений и межгорных впадин.

Осадочные породы, образовавшиеся в водных бассейнах, залегают в ненарушенном состоянии в виде пластов, или слоев, расположенных горизонтально или с небольшим наклоном. Такое, залегание пластов называется нормальным. Всякие нарушения нормального залегания пластов в результате движений земной коры называются **тектоническими дислокациями**. Дислокации бывают без разрыва сплошности пластов и с разрывом их. Залегание пластов может быть согласным (рис. 3.1, а, б), когда они расположены параллельно друг другу, и несогласным (рис. 3.1, в), когда они залегают по отношению друг к другу под некоторым углом.

Когда пласты горных пород выведены из горизонтального положения и наклонены в одном направлении, то такая форма дислокации называется моноклиналью (рис. 3.1, б). Это самая простая дислокация, часто наблюдаемая на больших территориях.

Наиболее распространенная форма дислокации – складчатость. При движении пластов, в горизонтальном направлении происходят смятия и изгибы их, называемые складками.

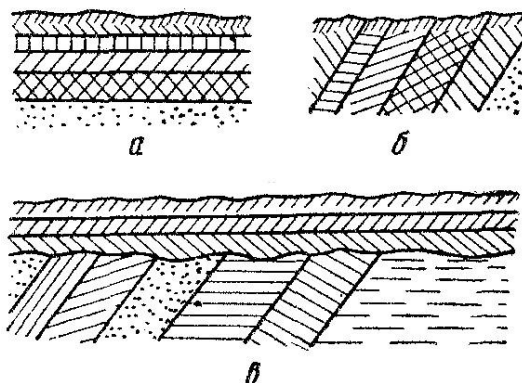


Рис. 3.1. Схемы залегания пластов: а, б – согласного; в – несогласного

Складка с изгибом вниз называется **синклиналью**, а с изгибом вверх – **антиклиналью**. В природе синклинальные и антиклинальные складки обычно встречаются вместе в виде полных складок (рис. 3.2).

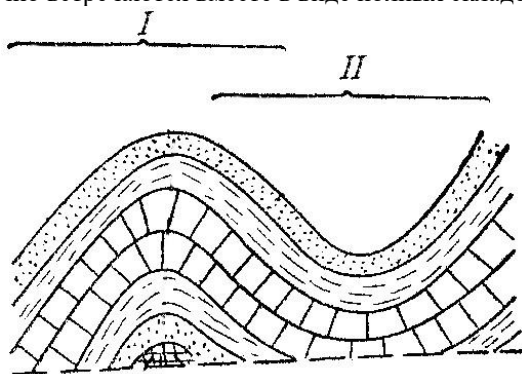


Рис. 3.2. Складки: I – антиклиналь; II – синклиналь

Самые главные виды разрывных дислокаций – сброс и сдвиг. **Сброс** выражается в смещении пластов горных пород по вертикальной или

наклонной трещине (рис. 3.3, а). Иногда на одном участке возникает серия сбросов, следующих друг за другом. В этом случае сброс называется ступенчатым (рис. 3.3, б). Если два участка земной коры по линия разрыва перемещаются относительно друг друга в горизонтальном направлении, то такая дислокация называется *сдвигом* (рис. 3.3, в).

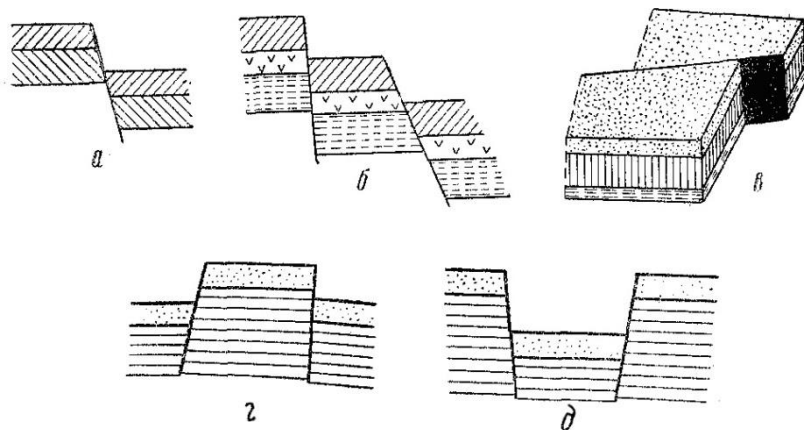


Рис. 3.3. Дислокации пород: а – сброс; б – ступенчатый сброс; в – сдвиг; г – горст; д – грабен

В зоне сбросов различают грабены и горсты. **Грабенами** называют ограниченные сбросами опущенные участки земной поверхности (рис. 3.3, д), **горстами** – ограниченные сбросами приподнятые участки (рис. 3.3, г).

Дислокации в значительной мере осложняют инженерно-геологические условия, особенно сброс. При сбросах нет уверенности в том, что смещение пород прекратилось и сооружения не грозит опасность разрушения. Кроме того, через сбросовую трещину возможна циркуляция подземных вод. Поэтому надо очень тщательно изучать условия залегания пород.

Землетрясением называется всякое сотрясение верхней части земной коры. 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**, проекция его на поверхность Земли – **эпицентром**.

При освобождении энергии в гипоцентре происходит сжатие и расширение массы, отчего возникают сейсмические волны. От гипоцентра распространяются продольные (*P*) 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 (эпицентра) или дна моря (океана). Затем от эпицентра землетрясение распространяется по поверхности Земли, причем сила его по мере удаления от эпицентра уменьшается.

Метаморфизм – группа эндогенных процессов, заключающаяся в глубоком 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.

3.3. Экзогенные геологические процессы

Экзогенные геологические 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 результате процессов аккумуляции, производимых экзогенными силами, на земной поверхности накапливается большая или меньшая толща осадков. В силу разных процессов эти осадки со временем преобразуются в горные породы осадочного происхождения.

Диагенез заключается в превращении рыхлых осадков в плотные породы. Поскольку более 95 % объема осадочных пород территории суши имеют морское происхождение, то и процессы диагенеза логичнее всего рассматривать на их примере. Изначальному морскому осадку свойственны такие особенности, как обогащенность органическими веществами, водой, илстыми частицами и химически осажденными веществами. Названные компоненты вступают в физико-химическое взаимодействие друг с другом и окружающей средой, что ведет к образованию устойчивых к данным конкретным условиям осадочных пород. Диагенез идет благодаря следующим превращениям: растворение и вынос неустойчивых соединений (минералов); образование новых, устойчивых соединений (минералов); уплотнение и обезвоживание; миграции минералов и образование конкреций; цементация и перекристаллизация вещества.

Особенно велико влияние на все эти процессы высокой влажности и изобилия бактерий. Уплотнение и обезвоживание происходят за счет давления, создаваемого вышележащими слоями. Цементация идет путем отложения фильтрующейся водой мелких частиц между ранее накопленными более крупными обломками. Процессы образования конкреций и замещения минеральных соединений протекают при участии растворов. Перекристаллизация осадка является его реакцией на рост давления и температуры, чаще всего она проявляется в карбонатных и кремнистых органических и химических отложениях.

В зависимости от факторов, обуславливающих экзогенные процессы, они имеют разновидности: выветривание горных пород; геологическая деятельность ветра; геологическая деятельность временных водных потоков; селевые потоки; геологическая деятельность рек; геологическая деятельность озер; геологическая деятельность болот; геологическая деятельность морей и океанов; геологическая деятельность ледников; геологическая деятельность подземных вод.

3.3.1. Выветривание горных пород

Под **выветриванием** понимается процесс разрушения и изменения горных пород и минералов при колебаниях температуры воздуха, за-

мерзании 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 участках).

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 в горных породах, не устойчивых в условиях поверхности земли (полевые шпаты, сульфиды, пи-

роксены 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.

Органическим (биогенным) выветриванием называется разрушение горных пород при участии организмов. Животные и растительные организмы, поселяющиеся в порах и трещинах горных пород и на их поверхности оказывают воздействие на породы, в результате чего они разрушаются. Разрушение пород идет с помощью органических кислот, которые выделяют организмы при своей жизни, и которые образуются при разложении последних. Организмы разрушают породы также и механически. Так, растения корневой системой расклинивают породы по трещинам, а землерои разрушают суглинистые и лёссовидные породы в зоне аэрации. Под влиянием сложных процессов выветривания с участием организмов формируются почвы.

Часть продуктов, образующихся в результате процессов выветривания, остается на месте их образования, а часть уносится (водой и ветром) и откладывается в других местах.

Продукты выветривания горных пород, оставшиеся на месте своего образования, называются **элювием**. Элювий прикрывает породы, в результате выветривания которых он образовался (рис. 3.4). При этом граница между элювием и горной породой весьма нечеткая. Наиболее измененным является верхний слой элювия, книзу он постепенно переходит в разрушенную породу.

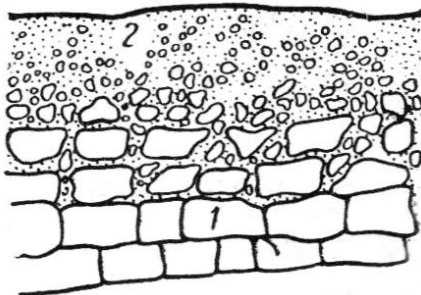


Рис. 3.4. Разрушение породы выветриванием:
1 – материнская порода; 2 – продукты выветривания (элювий)

Продукты выветривания горных пород имеют различную форму и размеры, зависящие от состава исходных пород, преобладающего вида выветривания, его интенсивности и длительности. В общем случае они изменяются 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.

Верхняя часть коры выветривания, обогащенная продуктами жизнедеятельности разнообразных организмов и частично ими переработанная, называется *почвой*. Почва состоит из твердых минеральных частиц, перегноя (гумуса), воды и воздуха. В почве содержится также большое количество микроорганизмов. Отличительное качество почвы – плодородие.

3.3.2. Геологическая деятельность ветра

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

Разрушительная работа ветра осуществляется двумя путями. *Дефляция* – выдувание частиц рыхлых пород воздушными струями. Дефляция бывает бороздовой (в трещинах, линейно вытянутых углублениях) и плоскостной (сдувание с большой площади). *Корразия* – разрушение горных пород путем истирания их твердыми частицами, переносимыми ветром.

В результате дефляции и корразии в полупустынных и пустынных областях, 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.

Продукты разрушения ветер переносит либо путем перекатывания, 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.

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 отложения накапливаются в виде оплошных наслоений, возникающих при оседании пыли (эоловые пески и лессовые отложения, или лесс), и в виде перемещающихся холмистых образований (дюны и барханы) (рис. 3.5).

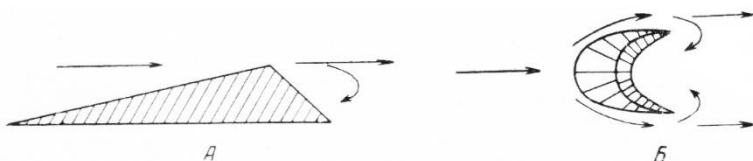


Рис. 3.5. Схема образования бархана: а – профиль; б – план

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 косой слоистостью. С поверхности на эоловых отложениях обычно отмечается эоловая рябь. По окраинам песчаных отложений отлагаются пылеватые эоловые осадки – лёссы.

3.3.3. Геологическая деятельность временных водных потоков

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. Генети-

ческой связи делювиальные отложения с подстилающими породами не имеют.

Вода, стекающая по склонам в виде струек в пониженные формы 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 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. 3.6, точка А).

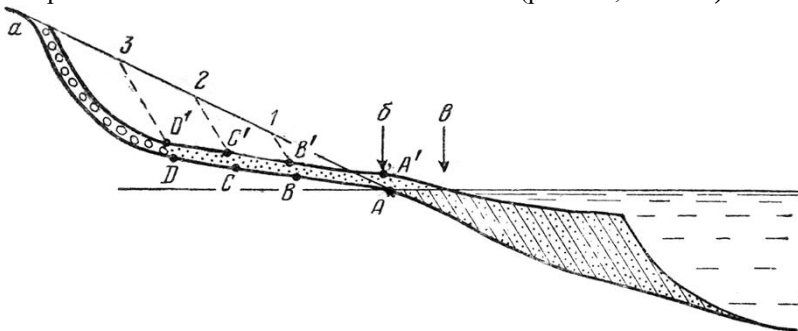


Рис. 3.6. Схема разработки продольного профиля оврага: А – начальная линия склона; А-В-1, А-В-С-2, А-В-С-Д-3 – последовательные положения дна оврага; А¹-В¹-С¹-Д¹-а – положение дна оврага при формировании профиля равновесия

От точки А процесс размыва идет в глубь склона (точки В, С, Д, а). Максимальные уклоны дна возникшего понижения будут иметь место в верхней его части (между точками Д-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 А¹-В¹-С¹-Д¹-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.

В процессе движения воды в виде потока по дну оврага происходит вынос продуктов 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*.

Пролювиальные 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.

Разновидностью временных потоков являются горные потоки (*сели*), приуроченные ко дну ущелий. Они возникают при ливневых осадках или прорывах воды из высокогорных озер. Селевый поток представляет собой грунтовую массу, насыщенную 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.

3.3.4. Геологическая деятельность рек

Атмосферные осадки и выходящие на поверхность подземные воды собираются в постоянные водные потоки, называемые реками. На пути своего движения реки разрушают горные породы размывая их (эрозия). Кроме того, движущийся поток истирает породы обломками (водная коррозия) и оказывает растворяющее действие.

Вследствие неоднородности горных пород и ряда других причин русло реки всегда бывает более или менее извилистым. Так как поток воды по инерции стремится двигаться прямолинейно, то вода ударяется о вогнутый берег, размывая его; берег становится крутым, а русло наиболее глубоким. Подмываемый берег постепенно отступает, изгибы (излучины, или меандры) реки меняют форму и перемещаются как в боковом направлении, так и вдоль долины вниз по течению (рис. 3.7, а). Река «блуждает» по долине, размывает ее коренной берег и тем самым расширяет долину.

Ширина долин равнинных рек может достигать больших величин – 10-15 км и более. Излучины часто принимают форму петель. Во время половодья такие петли прорываются и река спрямляет русло. Оставшаяся в стороне петля превращается в старицу. Концы ее постепенно заносятся отложениями реки и на месте старицы образуется серповидное озеро (рис. 3.7, б).

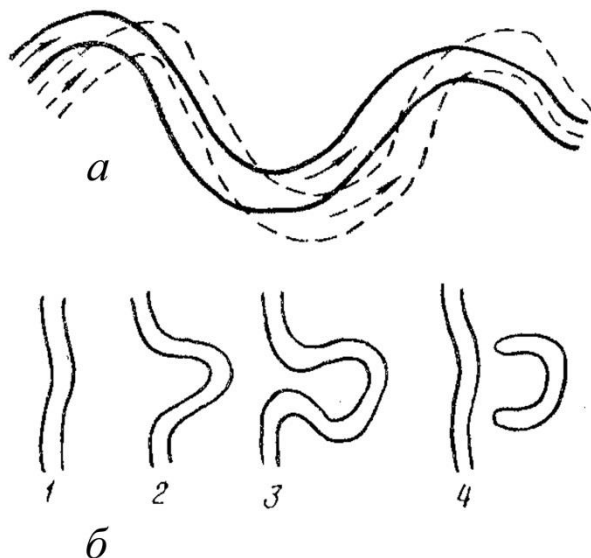


Рис.3.7. Схема изменения положения русла реки:
а – передвижения излучин (меандр); б – превращение излучины в старицу

Боковая эрозия рек объясняется отчасти и вращением Земли, под влиянием которого поток отклоняется в северном полушарии вправо, а в южном – влево. Это вызывает более сильный размыв правых берегов в северном полушарии.

Перенос продуктов разрушения 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** 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.

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 (рис. 3.8).

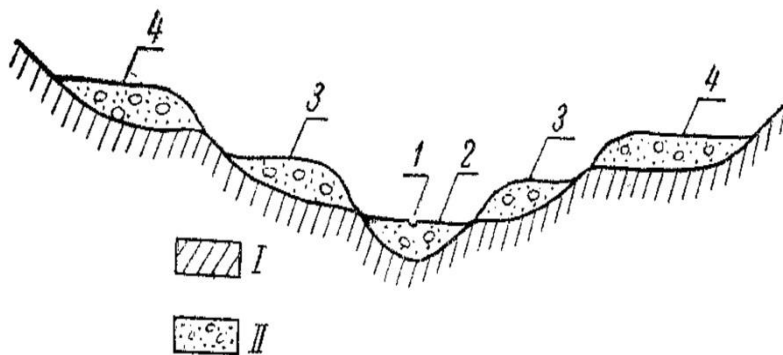


Рис. 3.8. Схема речных террас:

I – коренные породы; II – аллювиальные отложения; 1 – русло; 2 – пойменная терраса (пойма); 3 – первая надпойменная терраса; 4 – вторая надпойменная терраса

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.

Стадия юности свойственна начальному этапу развития, когда скорость течения высока. Господствуют глубинная эрозия и вынос обломков. Продольный профиль реки не выработанный, обилие порогов и водопадов, русло спрямленное. Поперечный профиль речной долины имеет V-образную форму: долина узкая и глубокая. Водоразделы широкие, притоков пока еще мало. Аккумуляция осадков на стадии юности минимальна, она представлена только в русле, где отлагаются самые крупные обломки. В наибольших объемах накопление аллювия происходит в устье, отложения – самые мелкие минеральные обломки (от песков до алевритов и глин), часто обогащены легкими органическими останками.

Стадия зрелости начинается при приближении продольного профиля реки к профилю равновесия. Скорость течения уменьшается, большую роль начинает играть боковая эрозия – идет образование излучин, речная долина расширяется. Благодаря меандрированию прирусловые отмели увеличиваются по площади, приподнимаются над водой, а затем сливаются друг с другом, что ведет к началу формирования поймы. В составе отложений поймы максимальный объем принадлежит русловым отложениям, представленным самыми крупными обломками (гравийно-песчаный материал, мелкая галька), диаметр которых по разрезу уменьшается снизу вверх. Для руслового аллювия характерна косая слоистость, слои в которой наклонены по направлению течения. Со временем речные излучины приобретают петлеобразные очертания,

узкие перешейки между ними могут прорываться водой, тогда русло спрямляется, а отсеченная от него излучина превращается в старицу.

Старичный водоем проходит в своем развитии этапы от речного русла до проточного, а затем и бессточного озера и даже до болота. Соответственно этим этапам на дне бассейна накапливается своеобразный комплекс отложений: на дне лежат косослоистые песчано-гравийные аллювиальные русловые осадки; выше они сменяются горизонтально слоистыми озерными алевритами или глинами; на самом верху может залегать торф.

Стадия старости начинается при выработке рекой профиля равновесия. Скорость течения минимальна; пороги отсутствуют; преобладает боковая эрозия, донная представлена только в верхнем течении; русло сильно меандрирует; долина мелкая и очень широкая; водоразделы низкие и узкие; притоков уже немного, но все они крупные; накопление аллювия идет в русле и на пойме. Пойменные отложения накапливаются при разливах реки. Скорость течения вод, затопливающих пойму, мала, они переносят и отлагают только мелкие минеральные частицы и легкие органические останки. На поверхности слагающего пойму руслового аллювия, формируются горизонтально слоистые алевритово-глинистые, часто заиленные породы, иногда содержащие прослой и линзы мелкозернистых песков. Благодаря процессам почвообразования, пойменные отложения могут быть гумусированными.

Профиль равновесия реки, как и вся ее эрозионная деятельность зависит от базиса эрозии. 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. Причины перехода работы реки от аккумулятивной к эрозионной и обратно, а также причины образования надпойменных террас можно разделить на климатические и тектонические.

Климатический фактор определяет массу воды в русле реки. При уменьшении годовой суммы атмосферных осадков обводненность, а значит, и живая сила потока снижаются. Река не может уже донести до устья всю массу разрушенных ею в верхнем течении горных пород. В средней и нижней частях долины усиливается аккумуляция, ведущая к накоплению избыточных масс аллювия.

При увеличении количества атмосферных осадков энергия реки возрастает, что активизирует эрозию и вынос горных пород. Подобные

явления происходили в четвертичном периоде, когда в ледниковые эпохи количество атмосферных осадков уменьшалось (замерзал океан), а в межледниковые возрастало.

Тектонический фактор обуславливает изменение уклона русла, а следовательно, и скорости течения реки, и поэтому является наиболее распространенной причиной образования надпойменных террас. В случае тектонического погружения бассейна, в который впадает река, понижается базис эрозии, и новый цикл врез начинается от устья реки. Поэтому относительная высота образующейся террасы будет уменьшаться от низовий к верховьям реки. При тектоническом поднятии истока реки врез начнется в верхнем течении, и высота надпойменной террасы будет уменьшаться вниз по течению.

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 происхождения слагающих пород выделяют три типа надпойменных террас (рис. 3.9).

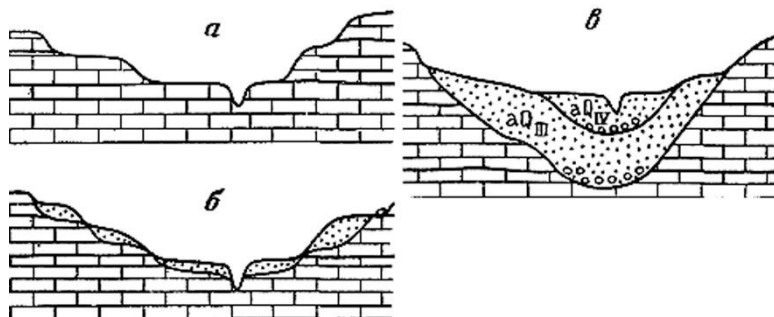


Рис. 3.9. Типы речных террас:

а – эрозионные; б – цокольные, или смешанные; в – аккумулятивные.

Эрозионные – целиком сложены коренными породами. Возникают тогда, когда новый цикл врезания произошел в стадию юности речной долины.

Аккумулятивные – полностью сложены аллювиальными породами. Возникают, когда новый цикл врезания приходится на стадию старости, то есть когда река успела уже накопить большую мощность аллювия.

Цокольные или смешанные – сложены как коренными породами, обнажающимися в нижней части уступа, так и аллювиальными, слагающими площадку террасы. Возникают, когда интенсивность размыва в новом цикле была выше интенсивности аккумуляции в предыдущем.

Эрозионные террасы формируются обычно в горных районах и сложены породами, которые размывала вода. Аккумулятивные, или аллювиальные террасы образуются на 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.

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.

3.3.5. Геологическая деятельность озер

Озера представляют собой заполненные водой впадины различного происхождения. Общая площадь озер на Земле составляет около 2 млн. км², или около 2 % поверхности суши. В Белоруссии имеется около тысячи озер.

Геологическая деятельность озер заключается: в разрушении горных пород, слагающих крутые берега и прибрежные части дна озера (озерная абразия); разное и сортировке обломочного и растворенного материала внутри озера; накоплении (аккумуляция) осадков на дне озера.

Разрушительная работа озер проявляется в абразионной деятельности волн, нагоняемых ветром. Волны действием прибоя подмывают берега и создают 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.

Транспортирующая работа озер зависит от характера движения воды. В проточных озерах, обычно располагающихся в речных долинах, велика роль самого речного течения, которое может перемешивать значительную часть объема воды. В бессточных озерах аридных областей ветровыми волнами перемешивается только верхняя часть водной массы, тогда как нижние слои остаются неподвижными. Поэтому в проточных озерах крупные частицы могут заноситься в глубь котловины гораздо дальше, чем в бессточных.

Созидательная работа озер заключается в формировании озерных (*лимнических*) 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 горизонтальная слоистость. В озерах с сезонным осадконакоплением состав переслаивающихся пластов отличается: например, в покрывающихся зимой льдом озерах, зимний слой глинистый, а летний песчано-алевритовый.

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. Здесь накапливаются соли каменная и калийная, сода, мирабилит и др. В пресных озерах также возможно образование **хемогенных** отложений, представленных карбонатными, железистыми или марганцовистыми илами или оолитами.

Органогенные осадки формируются в основном на прибрежном мелководье пресных озер, где наиболее активно развивается и отмирает высшая водная растительность, давая начало накоплению торфа. В результате гибели планктона (диатомовых, сине-зеленых водорослей и др.), на дне образуются органические илы, а при смешении органических останков с глинистыми частицами – органоминеральные илы (рис. 3.10).

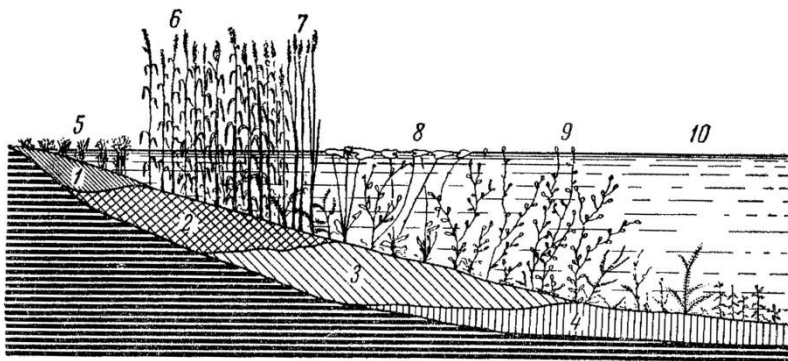


Рис. 3.10. Схема зарастания озера (по В.Н. Сукачеву):

1 – осоковый торф; 2 – тростниковый и камышовый торф; 3 – сапропелевый торф; 4 – сапропели; 5 – осоки; 6 – тростник; 7 – камыш; 8 – кувшинки; 9 – рдесты; 10 – водоросли

Благодаря разложению органики в анаэробных условиях, названные илы превращаются в специфический озерный осадок – сапропель. Кроме того, скопления раковин диатомовых водорослей могут создавать диатомовые илы кремнистого состава. Иногда в составе органо-генных озерных отложений встречаются маломощные линзы ракушечников.

Процесс аккумуляции осадков в озерах, не испытывающих тектонического погружения дна, постепенно ведет к обмелению. Со време-

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

3.3.6. 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 содержащие в разрезе торфа или содержащие его мощностью 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 грунтовыми, 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.

Геологическая работа болот сводится, в основном, к накоплению торфа. Торф – осадочная горная порода органического происхождения, состоящая из растительных остатков.

Заторфовывание обычно начинается с берегов мелководного озера или медленно текущей речки. 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 сапрпель.

Состав торфа зависит от состава растительности, а значит, от происхождения болота и его типа по местоположению и условиям образования. Торфяники по их составу можно разделить на моховые, травяные, древесные и смешанные. Помимо торфяников, в болотах могут накапливаться также различные **хемогенные** осадки. Последние представлены известняком (CaCO_3); сидеритом (FeCO_3) – болотной железной рудой оолитовой структуры, которая в результате выветривания превращается в лимонит ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$).

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 сапрпели 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.

3.3.7. Геологическая деятельность морей и океанов

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: разрушению горных пород; переносу продуктов разрушения; отложению осадков и образованию новых пород.

В основном геологическая деятельность моря проявляется в процессах абразии 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 вглубь 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.

Влияние петрографического состава пород берега сказывается в том, что для разрушения берегов, сложенных рыхлыми породами, вполне достаточно гидравлического удара волны. Такие берега разрушаются сравнительно быстро и равномерно, приобретают спрямленные очертания. Наоборот, берега, сложенные прочными кристаллическими породами, разрушаются медленно и неравномерно. Здесь уже огромно значение абразии. Бьющая в берег волна своим ударом расширяет трещины, истирает породы переносимыми обломками. Самые крупные из них, под действием возвратно-поступательных движений волн, приобретают окатанную и уплощенную форму, столь типичную для морских галек.

Кроме механического разрушения морская вода оказывает и химическое воздействие, то есть она способна растворять многие породы. Высокая степень химической агрессивности морской воды объясняется ее минерализацией: средняя соленость океанических вод составляет примерно 35 г/л. Довольно быстрому растворению подвергаются берега, сложенные широко распространенными в составе суши известняками. С ростом температуры воды активизируется растворение. Поскольку температура морских вод изменяется по широте и по глубине, то максимальная химическая активность вод будет наблюдаться в тропических широтах и в верхнем слое воды (у берегов).

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. Крупные обломки (галька, гравий) перемещаются только у берега, где сила волны и обратного тока воды мак-

симальны. Далее в море выносятся песчаные, алевроитовые и глинистые частицы, а также легкие органические останки.

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:

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

Дно моря или океана по условиям формирования осадков делится 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 карбонатные осадки – известняки-ракушечники, коралловые накопления. В холодных морях образуются кремнистые осадки.

Химические осадки неритовой зоны представлены железистыми, алюмосодержащими и марганцевыми соединениями. Большая часть исходного материала приносится реками и подземными водами в виде коллоидных растворов. При смешивании с морской водой происходит

коагуляция коллоидных растворов. В результате, в прибрежной мелководной части выпадают в осадок минералы железистые, а глубже, где среда более щелочная – марганцевые. Тем же путем идет и образование бокситов. На значительно больших глубинах, составляющих 50-150 м, местами происходит формирование залежей фосфоритов, что связано с выносом восходящими течениями накапливающегося на глубине P_2O_5 .

Осадки **батиальной 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.

Синие илы широко распространены в умеренных и высоких широтах на глубинах от 200 до 2000 м и более. Среди преобладающего алевроито-глинистого материала встречается рассеянная органика и мелкие зерна пирита. Голубоватый или темно-серый цвет обусловлен разложением органики при нехватке кислорода. Этой же причиной объясняется и характерный для синих илов запах сероводорода.

Зеленые илы залегают до глубины 2000 м на участках с высокой подвижностью придонных вод. По сравнению с другими илами, здесь высокое содержание песчаной фракции, а также карбонатов (до 30 %). Зеленая окраска обусловлена высоким содержанием минерала глауконита.

Красные илы глинистого состава встречаются неподалеку от устья крупных рек в низких широтах. Они сложены продуктами размыва латеритных красноцветных кор выветривания.

Абиссальные осадки в ложе океанов (от 2000 до 6000 м, глубже 6000 м – глубоководные впадины) представлены известковым и кремнистым органогенными илами, сложенными мельчайшими известковыми или кремнистыми скорлупками планктона. В распространении этих отложений проявляется четкая вертикальная зональность: глубже 4000 – 4500 м микроскопические частицы кальцита растворяются, поэтому на еще больших глубинах преобладают останки кремнистого состава.

Обломочный материал с суши сюда почти не поступает, поэтому 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.

3.3.8. Геологическая деятельность ледников

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. Ледник представляет собой массу поверхностного льда, покрывающего территорию суши.

Существуют три главных типа ледников: горные, покровные и промежуточные. В строении каждого из них можно выделить две группы областей: области питания, где накапливаются снег и лед, и области стока, где лед движется и тает.

Похолодание вызывает вначале образование горных ледников. Если похолодание территории усиливается, горные ледники разрастаются, переходят в промежуточные, а затем в материковые (покровные).

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.

Всякий ледник сочетает в себе качества как хрупкого, так и пластичного тела. Движение ледников подобно движению воды, только происходит гораздо медленнее. Так, скорость сползания горных ледников обычно составляет несколько десятков сантиметров в сутки, хотя изредка она может достигать 100-150 м/сут. Ледники движутся благодаря приобретению пластических свойств, возникающих при давлении вышележащих ледовых масс на нижележащие. Чем толще лед (и выше давление), тем пластичнее становятся его нижние слои. Таким образом, ледник движется за счет выдавливания нижних слоев

из-под верхних. В силу этого, ледник может даже преодолевать некоторые возвышения рельефа, перетекая через них. На движение горных ледников влияет еще и уклон поверхности суши. Трение о подстилающие горные породы сильнее всего тормозит движение малоомощных краев ледникового потока. Поэтому быстрее всего наступает центральная часть – своеобразная стремнина ледника. Силы трения и разная скорость движения обуславливают возникновение многочисленных горизонтальных и вертикальных трещин в теле ледника.

Ледник, двигаясь по поверхности Земли, производит большую разрушительную работу. Он дробит и крошит обломки скал, выпахивает рыхлые горные породы. Много обломочного материала попадает на поверхность ледника и с горных склонов. Образовавшуюся таким путем огромную массу разрушенного материала ледник передвигает, а захваченные ледником обломки еще больше усиливают его разрушающую деятельность. Ледник истирает, бороздит и шлифует поверхности твердых скальных пород. Сами обломки тоже истираются, округляются, их поверхность полируется.

Вся масса материала, захваченного, перенесенного и затем отложенного ледником, называется *мореной*. В зависимости от расположения ее в леднике различают морены поверхностные, боковые, срединные, внутренние и донные (рис. 3.11).

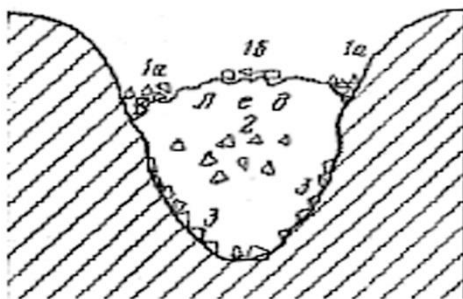


Рис. 3.11. Типы морен: 1 – поверхностная: а – боковая, б – срединная; 2 – внутренняя морена; 3 – донная морена

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. Отложения, связанные с деятельностью ледников, называются **гляциальными**

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. Формирование флювиогляциальных отложений происходило как при наступании и остановках ледника, так и, особенно активно, при его таянии.

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. Они характеризуются высокой степенью отсортированности слагающего материала, ярко выраженной слоистостью, хорошей окатанностью крупных обломков. Это объясняется климатическим фактором: летом талые воды и ветер приносят в озеро основную массу обломков, и на дно оседают сравнительно тяжелые алевриты. Зимой обломочный материал в водоеме не поступает: озеро покрывается льдом, таяние ледника прекращается, и тогда, в неподвижной воде осаждаются мельчайшие глинистые частицы, до того удерживавшиеся в воде во взвешенном состоянии.

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. Во время последнего, четвертичного этапа оледенений, ледники занимали до 30 % площади суши. Крупнейшие из них располагались в северном полушарии: Северной Америке, Европе, Азии.

Главным центром древних оледенений в Европе была Скандинавия, откуда ледник спускался на северо-запад в Атлантический океан, на юг и юго-восток. В пределах СНГ ледник доходил до линии Киев-

Орел-Горький-Пермь, опускаясь двумя громадными языками по долинам рек Днепра и Дона.

Деятельность четвертичных оледенений привела к широкому распространению ледниковых отложений, а также к изменению рельефа и других составляющих географической оболочки. Причины периодических похолоданий климата не установлены. Есть гипотезы тектонические (рост площади и высоты суши ведет к охлаждению), биологические (развитие биосферы ведет к потреблению CO_2 из атмосферы и к исчезновению парникового эффекта) и другие. Наибольшим признанием пользуются астрономические гипотезы о циклических вариациях солнечной активности, а также о периодическом изменении ориентировки Земли относительно Солнца.

3.3.9. Геологическая деятельность подземных вод

Подземные воды играют большую роль в развитии верхней части земной коры: в перераспределении химических элементов и соединений в земной коре, в образовании некоторых полезных ископаемых, в изменении состава, состояния и свойств горных пород. Подземные воды представляют собой сложные растворы с меняющимся во времени химическим и газовым составом. Двигаясь в горных породах и взаимодействуя с ними, производят следующие виды работы: частично или полностью разрушают породы; переносят продукты разрушения; откладывают продукты разрушения или новые соединения.

Процесс разрушения горных пород и выноса из них продуктов разрушения носит название *суффозии*. Разрушение пород подземными водами может происходить при механических и химических процессах.

Механическая суффозия заключается в перемещении подземными водами под действием гидродинамического давления наиболее мелких частиц, входящих в водоносную породу. Перемещаемые частицы (песчаные, пылеватые, глинистые) могут вымываться в расположенные ниже по потоку подземных вод породы или выносятся на поверхность земли, водоем или водоток. Первый процесс обычно имеет место при движении воды через зону аэрации вниз, особенно в почвенных горизонтах, а также при резкой смене водопроницаемости водоносных пород по потоку. Второй процесс происходит при выходе подземных вод в виде источников на поверхность земли или в реки, водохранилища и озера, при резком падении в них уровня воды.

При механической суффозии наблюдается увеличение пористости и уменьшение механической прочности пород, из которых выносятся частицы. Наиболее интенсивно механическая суффозия происходит на склонах и участках, примыкающих к берегам рек, озер и водохранилищ, где наблюдаются наибольшие уклоны депрессионной поверхности, то в пределах их могут иметь место деформации, проявляющиеся в оседании склонов, в образовании суффозионных оползней.

Химическая суффозия происходит в породах, содержащих в своем составе растворимые в воде минералы (кальцит, доломит, арагонит, гипс, ангидрит, галит, сильвинит и др.). При растворении и выносе этих соединений подземными водами возникает, в частности, **карст**. Карст получил название от одноименного известкового плато, расположенного в Словении (плато Крас) вблизи Адриатического моря. Развитие карста в породах зависит как от состава и состояния пород, так и от направления и скорости движения, температуры, химического и газового состава подземных вод. Наибольшей растворимостью обладают галоиды (каменная и калийная соль), в меньшей степени растворяются сульфаты (гипс, ангидрит).

Кроме растворения и переноса в закарстованных породах происходят процессы отложения минерального вещества и процессы обмена растворенных минералов и минералов в породе. В результате в карстовых пустотах могут образоваться новые минералы и породы: например, кварц, халцедон, кремнь в карбонатном карсте. В местах выхода карстовых вод на поверхность в виде источников происходит выпадение в осадок некоторых соединений и образование обычно пористых или плотных натечных форм осадков (известковых и кремнистых туфов, гидроокислов железа и др.). Натечные формы, обычно известкового состава, образуются также в карстовых пещерах.

3.4. Влияние хозяйственной деятельности человека на геологические процессы

Верхняя часть литосферы в настоящее время подвергается все более возрастающему антропогенному воздействию. В эпоху бурного экономического развития, когда в процесс производства вовлечена практически вся биосфера планеты, человек, стал «крупнейшей геологической силой», под действием которой меняется поверхность планеты.

Первое направление связано с влиянием на верхний плодородный слой литосферы – почву, благодаря которой человечество удовлетворяет основную часть своих потребностей в продуктах питания. Плодородные земли относятся к условно возобновимым ресурсам, однако время, необходимое для их восстановления, т.е. формирования плодородного слоя, достаточного для сельскохозяйственного использования, может исчисляться сотнями или даже тысячами лет. При нормальных природных условиях 1 см толщины плодородной почвы образуется за 125–400 лет. Процесс значительно ускоряется при оптимальной агротехнике, но даже в этих условиях для создания 1 см плодородного слоя требуется не менее 40 лет.

Интенсификация сельскохозяйственной деятельности человека и прежде всего химизация вызывают изменения в устоявшихся процессах превращения веществ и энергии в природе. Значительные потери веществ, например азота, происходят в результате их улетучивания из почвы и вымывания. Ущерб плодородию почв наносят нерегулируемые ливневые осадки и паводки, ненормированный выпас скота, распашка целинных и залежных земель, проводимая без учета возможной эрозии.

Значительное загрязнение плодородного слоя почвы и отчуждение сельскохозяйственных земель вызывает складирование и (или) захоронение промышленных и бытовых твердых отходов.

Второе направление деятельности человека относится к разработке полезных ископаемых. Горные породы, вскрываемые карьерами, шахтами, шурфами и скважинами, вследствие поступления к ним по этим выработкам воздуха и воды подвергаются процессам выветривания. Почвы и поверхностные породы над образовавшимися в результате выработки полезного ископаемого пустотами могут оседать и даже проваливаться в эти пустоты. Оседание поверхности земли может происходить и вследствие откачки грунтовых вод, при осушении заболоченных земель и болот при наличии в осушаемой зоне торфа, а также в результате длительного отбора напорных подземных вод, нефти и газа из водоносных, нефтеносных и газоносных горизонтов, в кровле которых залегают глинистые породы. При снижении пьезометрического уровня уменьшается взвешивающее влияние напорных вод на породы кровли водоносных горизонтов, и толща пород выше их опускается по мере снижения уровня воды, нефти и давления газа. Близ шахт и карьеров образуются отвалы пустой породы, которые в виде холмов зани-

мают площади полезных земель. В результате дефляции частицы этих пород загрязняют воздух.

Третье направление связано со строительством различного рода сооружений. Воздействие хозяйственной деятельности человека на природные комплексы наиболее сконцентрировано и интенсивно в крупных городах, являющихся местом многоотраслевого строительства (гражданского, транспортного, коммунального и т.д.). Типы, размеры, конструкция и вес зданий и сооружений разнообразны, с чем в свою очередь связано и разнообразие видов воздействия на природную среду.

Одна из важнейших сторон техногенного воздействия связана с вовлечением в городскую сферу огромных масс химических элементов с твердыми промышленными и бытовыми отходами, пылевыбросами, промышленными и коммунальными стоками и пр. Структуру города составляют зоны: промышленная, селитебная, коммунально-складская, внешнего транспорта, прочих земель. В состав материальных элементов города входят промышленные и энергетические предприятия, улицы, площади, наземный городской транспорт, мосты, подземные переходы, стадионы, подземные коммуникации, горные выработки, водохранилища, подсобные хозяйства и многое др.

Например, завод своим весом уплотняет грунты основания, сокращает площадь инфильтрации атмосферных осадков, уменьшает площадь испаряющей поверхности, оказывает утепляющее воздействие на подстилающие грунты, создает утечки технических вод из заводских коммуникаций, вызывающие повышение уровня грунтовых вод и, следовательно, возникновение техногенных водоносных горизонтов. Кроме того, подобное предприятие, как правило, является источником загрязнения поверхностных и подземных вод, а также атмосферы (пыль, газ, дым и аэрозоли).

Виды строительства, и в особенности типы зданий и сооружений, обуславливаются экономическим профилем города и его природными условиями. С разнообразием функционального профиля города, видов строительства, типов зданий и сооружений связано разнообразие видов воздействий на природную среду: глубина заложения сооружений; вид нагрузок (статические, динамические, ударные) и их величин; глубина активной зоны сжатия грунтов.

Уже сегодня воздействие человека на литосферу приближается к пределам, переход которых может вызвать необратимые процессы почти по всей поверхностной части земной коры.

Глава 4. ВРЕМЯ В ГЕОЛОГИИ. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ И РАЗРЕЗЫ

4.1. Определение возраста горных пород

История развития земной коры отражена в ее составе и строении. Последовательность образования отдельных пород соответствует последовательности этапов развития земной коры. Поэтому к горным породам применимы представления о возрасте.

Абсолютный возраст – это продолжительность существования («жизни») породы, выраженная в годах. Для его определения применяют методы, основанные на использовании процессов радиоактивных превращений, которые имеют место в некоторых химических элементах (уран, калий, рубидий и др.), входящих в состав пород.

Например, **урановый метод** основан на том, что период полураспада изотопа урана U^{238} с переходом его в свинец достигает 4,5 млрд. лет. Определяя соотношение содержания в породе изотопа U^{238} и свинца и зная скорость распада, можно установить продолжительность происшедшего распада. Допуская предположительно, что начало распада совпало с образованием породы, можно установить и возраст породы.

На основании этих данных большинство геофизиков считают, что Земля как планета существует 5-6 млрд. лет, а земная кора – приблизительно 3,5 млрд. лет.

Наряду с урановым методом определения абсолютного возраста пород стали применять **углеродный метод**, который использует нахождение в атмосфере радиоактивного изотопа углерода C^{14} с периодом полураспада 5568 лет. Этот изотоп поглощается растениями в процессе их жизнедеятельности. При жизни растений соотношение содержания в них обычного и радиоактивного углерода не изменяется, а с прекращением жизнедеятельности содержание изотопа вследствие его распада начинает уменьшаться. Определив содержание изотопа в растительных остатках и зная скорость распада, можно определить (с точностью около 200 лет) продолжительность существования этих остатков, а следовательно, и время отмирания растений, совпадающее с образованием породы, сохранившей остатки.

Относительный возраст позволяет определять возраст пород относительно друг друга, т.е. устанавливать, какие породы древнее, ка-

кие моложе. Для установления относительного возраста используют два метода: стратиграфический и палеонтологический.

Стратиграфический метод применяют для толщ с ненарушенным горизонтальным залеганием слоев. При этом считают, что нижележащие слои (породы) являются более древними, чем вышележащие.

Палеонтологический метод позволяет определять возраст осадочных пород по отношению друг к другу независимо от характера залегания слоев и сопоставлять возраст пород, залегающих на различных участках. В основу метода положено учение Дарвина об эволюции органической жизни на Земле. Животные и растительные организмы развивались постепенно, последовательно. Остатки вымерших организмов захоронялись в тех осадках, которые накапливались в тот отрезок времени, когда они жили.

Наилучшие условия для захоронения в осадках создаются в водных бассейнах. Поэтому остатки организмов встречаются преимущественно в осадочных породах морского происхождения. Остатки ископаемых животных и растений сохранились до наших дней в виде окаменелостей или их отпечатков (рис. 4.1).

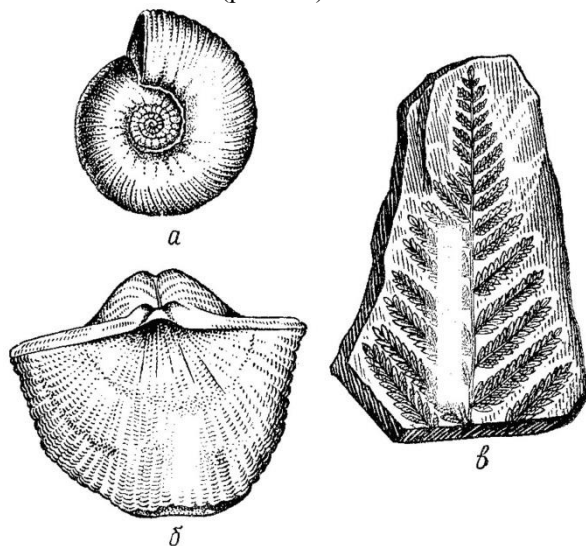


Рис. 4.1. Окаменелости: а – аммонит; б – плеченогий; в – отпечаток папоротника

При прослеживании толщи осадочных пород снизу вверх видно, что для каждого обособленного слоя характерна та или иная форма окаменелостей. В самых древних (нижних) слоях встречаются остатки чрезвычайно примитивных организмов, а в более поздних отложениях – остатки более развитых организмов. Изучение окаменелостей, сохранившихся в горных породах, дает возможность сравнивать эти породы и устанавливать их относительный возраст.

Для обозначения геологических отложений – горных пород, образовавшихся в течение этих промежутков времени, введены следующие термины (табл. 4.1).

Длительное изучение относительного возраста горных пород позволило выявить основные этапы развития органической жизни на Земле, а также этапы развития земной коры. Результатом этого явилось составление геохронологической шкалы (прилож. 1).

Таблица 4.1. Подразделения хронологического и стратиграфического порядка

Единицы геологического времени (хронологические подразделения)	эра	период	эпоха	век
Геологические отложения, образовавшиеся за эти промежутки времени (стратиграфические подразделения)	группа	система	отдел	ярус

4.2. Геоморфологические условия

Геоморфология – раздел геологии, изучающий формы земной поверхности (рельефа) и Земли в целом, их происхождение и развитие, а также географическое распространение. Рельеф представляет собой совокупность форм земной поверхности – равнины, возвышенности и понижения и т.д. Он формируется в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных геологических процессов, находится под влиянием хозяйственной деятельности человека и отражает историю развития Земли с геологической точки зрения.

Рельеф является одним из основных факторов, обуславливающих распределение вод, растительности и других элементов природной среды. Он отображается на топографических картах различного масштаба в виде горизонталей. Высота сечения горизонталей определяется степенью детальности инженерно-геологических исследований и соответствующим масштабом топографических карт, с учетом преоб-

ладающих углов наклона и относительных высот характерных форм рельефа.

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).

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

Класс рельефа – объединяет генетически однородные типы рельефа. Выделяют 5 классов:

- аккумулятивные равнины (холмистый моренный рельеф, озерно-ледниковая равнина и т.д.);
- денудационные равнины;
- денудационно-тектонические горы;
- вулканические горы и плато;
- антропогенные образования.

Геоморфологическое изучение территории с ее морфогенетической характеристикой является составной частью инженерно-геологических исследований. Геоморфологические карты дают представление о распределении различных по форме, генезису и возрасту элементов рельефа. Геоморфологические условия определяют характер перераспределения склонового стока атмосферных осадков, степень естественной дренированности территории, условия питания и разгрузки подземных вод (в первую очередь грунтовых).

4.3. Геологические карты и разрезы

Графическое изображение выходов на поверхность Земли различных геологических образований называется **геологической картой**.

Различают два основных вида геологических карт: карты дочетвертичных, или коренных, отложений (пород) и карты четвертичных отложений. На **картах коренных пород** отображают горные породы дочетвертичного возраста, залегающие под покровом четвертичных отложений. Однако на тех участках, где мощность четвертичных отложений очень значительна и нет данных о характере нижележащих коренных пород, на карте показывают четвертичные отложения. На карты наносят также аллювиальные отложения речных долин. Обычно, карты составляют по возрастному признаку, то есть на них выделяют отложения геологического возраста независимо от того, какими породами они представлены (рис. 4.2).

Площади, занятые отложениями одной и той же системы, обозначают на карте соответствующими буквенными индексами и закрашивают в определенный цвет или штрихуют.

Для получения конкретного представления об условиях залегания пород на глубине к картам часто прилагают геологические разрезы. **Геологическим разрезом** (профилем) называется вертикальное сечение участка земной коры.

Карта и разрез дополняют друг друга, давая полное представление о геологическом строении района. Если на геологических картах и разрезах показан условными знаками состав пород, то такие карты и разрезы называются **литолого-стратиграфическими**.

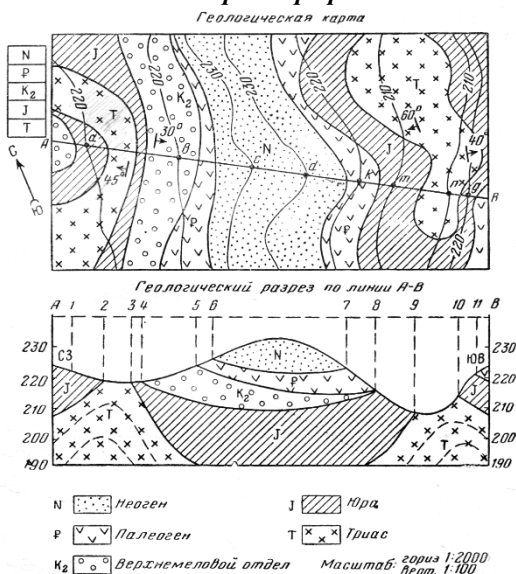


Рис. 4.2. Геологическая карта и разрез

Масштаб геологических карт зависит от их назначения. Различают четыре группы карт:

- обзорные, мелкомасштабные, составленные для общего освещения геологического строения больших территорий, например европейской части России. Масштаб 1:500000 и мельче;
- региональные, среднемасштабные, показывающие геологическое строение отдельных единиц территории (административных, географических и т. п.). Масштаб 1:200000–1:100000;
- крупномасштабные, освещающие геологические условия отдельных районов, представляющих интерес с точки зрения будущего хозяйственного освоения. Масштаб 1:50 000 и крупнее;
- специальные, показывающие детальные геологические условия площадей крупного строительства и т. д. Масштабы этих карт определяются их назначением.

В связи с большим значением четвертичных отложений составляются **карты четвертичных отложений**, характеризующие происхождение, возраст и состав четвертичных пород. Особое значение такие карты имеют для районов водных мелиораций, поскольку процессы развития растений и регулирования почвенной влажности локализуются, как правило, в пределах четвертичного покрова. При составлении геологической карты четвертичных отложений выделяют по происхождению и индексируют следующие типы пород: элювиальные (*e*) – продукты выветривания, оставшиеся на месте; делювиальные (*d*) – продукты плоскостного смыва, отложенные на склонах; элювиально-делювиальные (*ed*); аллювиальные (*a*) – отложения рек; аллювиально-делювиальные (*ad*), пролювиальные (*p*) – отложения временных потоков; озерные (*l*); озерно-аллювиальные (*la*); морские (*m*); ледниковые (*g*); озерно-ледниковые (*lg*); флювиогляциальные (*f*) – отложения потоков при таянии ледников; эоловые (*v*) – продукты развевания и навевания; болотные (*h*). В этом перечне курсивом указаны индексы, обозначающие происхождение (генезис) пород. Генетические индексы приведены в прилож. 2.

Геологические карты и разрезы составляют также по литологическому признаку. На них выделяют площади, занятые породами одного и того же состава (пески, глины, известняки и т. д.), вне зависимости

от их геологического возраста. Пример геолого-литологического разреза приведен на рис. 4.3. Литологические индексы приведены в прилож. 3.

Разрез строится по результатам бурения скважин. Построение разреза начинается с вычерчивания топографического профиля по выбранному направлению в масштабе. Профиль вычерчивается по абсолютным отметкам устья скважин, данных в буровом журнале. Для нанесения топографического профиля с левой стороны листа проводится вертикальный линейный масштаб. Затем проводят условно базисную (нулевую) линию, равную длине профиля (рис. 4.3).

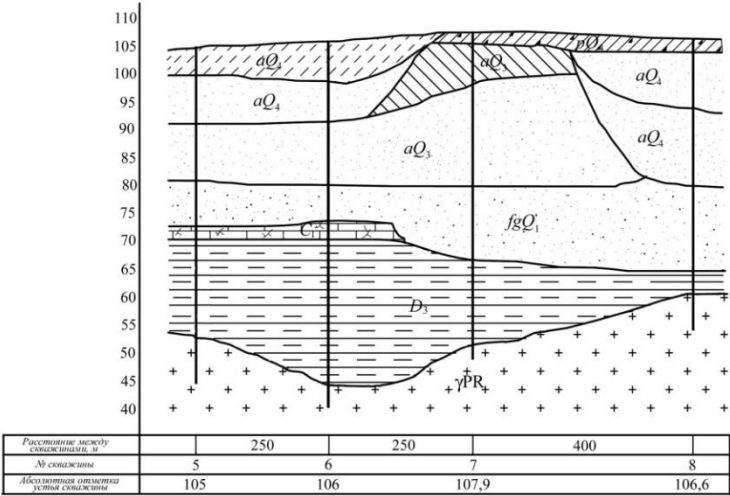


Рис. 4.3. Геолого-литологический разрез

Нулевая линия проводится ниже наиболее низкой точки рельефа в выбранном сечении. Ее можно провести и на высоте устья той скважины, которая имеет самую низкую абсолютную отметку.

Нулевую линию надо расположить так, чтобы ниже ее оставалось место для скважины с максимальной глубиной, т.е. линия топографического профиля проводится с таким расчетом, чтобы ниже ее можно было изобразить геологическое строение и оформление разреза. Затем на нулевую линию наносятся в горизонтальном масштабе расстояния

между скважинами. Из нанесенных на нулевую линию точек (пользуясь вертикальным масштабом разреза) восстанавливают перпендикуляры, по своей величине равные превышению данной точки над отметкой нулевой линии. Соединив концы перпендикуляров плавной линией, получают линию топографического профиля. Затем наносятся осевые линии скважин. На проведенных осевых линиях скважин небольшими горизонтальными штрихами отмечают сверху вниз мощность пройденных слоев, а рядом указывают условными обозначениями литологический состав. Затем приступают к увязке разреза и к выделению литологических границ.

Производя увязку, соединяют непрерывными линиями в одно целое каждый пласт, вскрытый в отдельных скважинах. В первую очередь увязывают наиболее характерные слои, встреченные в нескольких соседних скважинах. Это выдержанные пласты или прослойки горных пород, которыми могут быть глина, торф, супесь моренная и т.д. Они служат «опорными» горизонтами. На участках, где фактического материала недостаточно, границы между слоями наносятся предположительно. Если порода, обнаруженная в одной скважине, в соседней отсутствует, то изображают ее постепенное выклинивание к середине расстояния между скважинами. Затем разрез оформляется. На разрез наносятся отметки уровней подземных вод и соединяют их в единую пунктирную линию уровня. После увязки всех литологических границ слои участки вдоль линий скважин заштриховываются согласно условным общепринятым обозначениям (прилож. 2 и 3).

Раздел II. ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Глава 5. ВОДА В ПРИРОДЕ

Вода – это прозрачная жидкость без запаха, вкуса, а в малом объеме и без цвета. Молекулярная масса воды – 18,0160, химическая формула – H_2O . Максимальная плотность дистиллированной воды – 1 г/см^3 при температуре $3,982^\circ\text{C}$ и нормальном давлении 1 атм.

Вода – единственное известное нам вещество, которое встречается в естественных условиях на поверхности Земли в твердом, жидком и газообразном состоянии.

Вода – уникальный растворитель. Она растворяет больше солей и прочих веществ, чем любая другая жидкость. Воду очень трудно окислить, сжечь или разложить на составные части. Вода – химически стойкое вещество, окисляет почти все металлы и разрушает даже самые твердые горные породы. Вода имеет редкую способность при замерзании расширяться, вследствие чего лед плавает на воде, остающейся в жидкой фазе. Только немногие вещества (висмут, галлий, германий и др.) имеют такую же аномалию, при которой твердая фаза легче жидкой.

Вода в форме сферических капель имеет наименьшую поверхность при заданном объеме. Поверхностное натяжение (на границе с воздухом при 20°C равно $72,75 \text{ дин/см}$) является необходимым условием капиллярных процессов, столь важных для жизнедеятельности растений и животных.

Пресная вода замерзает не при температуре наибольшей плотности (4°C), а при 0°C . Вода обладает способностью поглощать большое

количество теплоты и сравнительно мало при этом нагреваться. Дистиллированная вода очень плохо проводит электрический ток, но даже весьма малые добавки солей превращают ее в хороший проводник.

Температура замерзания воды понижается при увеличении давления примерно на 1°C на каждые 130 атмосфер и достигает минимума (-22°C) при давлении 2200 атмосфер. При дальнейшем увеличении давления температура замерзания увеличивается и может стать выше 0°C (при очень большом давлении).

Температура кипения воды равна 100°C при нормальном давлении. Однако, учитывая, что водород кипит при -253°C , а кислород – при -180°C , вода должна кипеть в пределах от 100 до 150°C .

5.1. Круговорот воды в природе

Вода в природе находится в непрерывном движении. Переходит из одной фазы в другую, из одной сферы (атмосферы, гидросферы, литосферы, биосферы) в другую. Движущей силой этих переходов является энергия солнца и эндогенная энергия (энергия внутренних геологических процессов). Вся эта сложная взаимосвязанная система переходов называется **круговоротом воды в природе**.

В соответствии с причинами и скоростями движения воды в общем круговороте воды в природе выделяют ряд круговоротов второго порядка: климатический, геологический, метаморфогенный и гидрогеологический круговороты.

В **климатическом 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. 5.1).

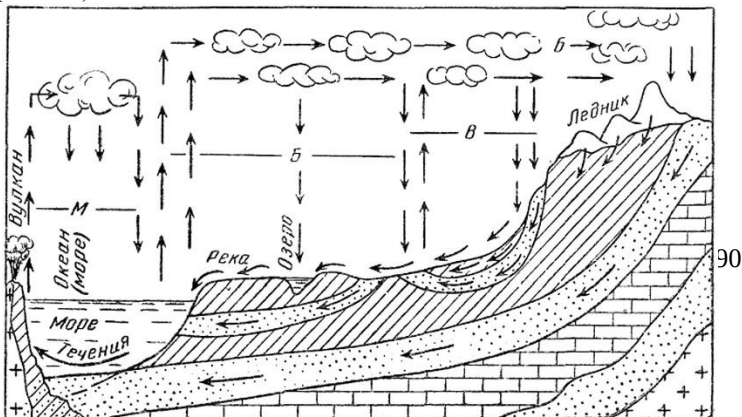


Рис. 5.1. Схема круговорота воды в природе: Б – большой круговорот;
М – малый круговорот; В – внутренний круговорот (влагооборот)

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.

Полный климатический водообмен в атмосфере происходит в среднем за 9-10 суток. 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 (рис 5.2.).

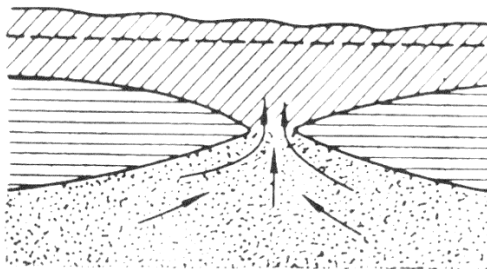


Рис. 5.2. Подпитывание грунтовых вод через «гидрогеологическое окно»:
1 – отложения, содержащие грунтовую воду; 2 – водоупор; 3 – напорный пласт;
4 – линии тока; 5 – уровень грунтовых вод

5.2. 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** в порах и пустотах горных пород находится 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 движение водяных паров направлено снизу вверх, а летнее – сверху вниз.

II. **Физически связанная вода** распространена преимущественно в породах, содержащих мелкодисперсные глинистые минералы. Делится на: **прочносвязанную** (адсорбированную или гигроскопическую) и **рыхлосвязанную** (слабосвязанную или пленочную) (см. рис. 5.3).

На поверхности глинистых минералов 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.

Прочносвязанная – вода образующая вокруг глинистых частиц слой толщиной в одну молекулу. Молекулы воды, непосредственно притянутые к поверхности частицы с силой до нескольких тысяч атмосфер, могут перемещаться в породе только переходя в парообразное состояние при испарении.

Вокруг прочно связанной воды формируется слой **рыхлосвязанной** воды. Прочность связей между частицей грунта и диполями воды убывает по мере удаления от поверхности частицы. Рыхлосвязанная вода может медленно передвигаться от частиц с большей к частице с меньшей толщиной пленки. Скорость передвижения рыхлосвязанной воды зависит от температуры. Рыхлосвязанная вода не передает гидростатического давления, обладает пониженной способностью растворять соли и замерзает при температуре ниже нуля.

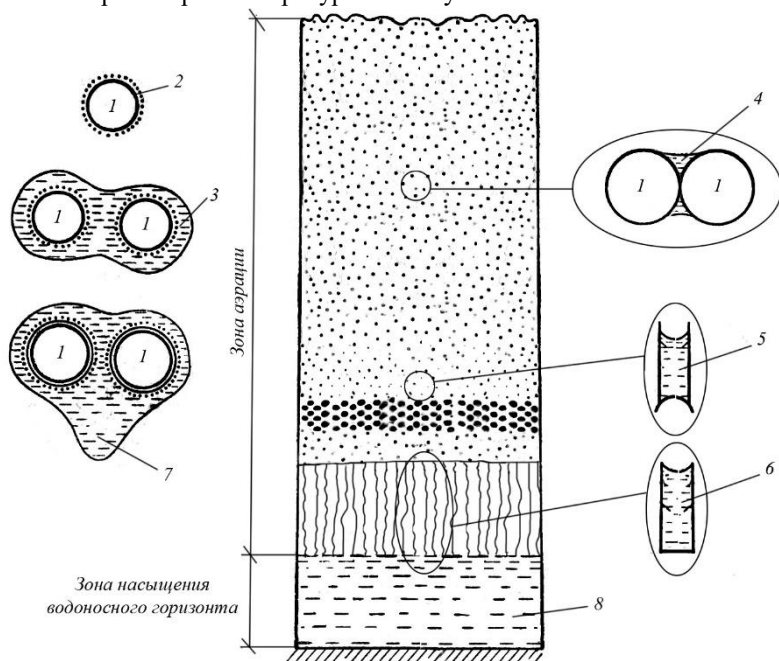


Рис. 5.3. Виды воды в горных породах:

- 1 – глинистая частица; 2 – прочносвязанная вода; 3 – рыхлосвязанная вода; 4 – стыковая вода; 5 – подвешенная вода; 6 – вода капиллярной каймы; 7 – просачивающаяся вода; 8 – вода водоносного горизонта

III. *Свободная вода* – делится на капиллярную и гравитационную.

Капиллярная вода подвержена влиянию силы тяжести, но находится под действием капиллярных сил, преобладающих над гравитационными. Эта вода может быть:

- изолированной, удерживаемой поверхностным натяжением близ стыков частиц породы – *стыковая вода* (вода уголков пор);
- *подвешенной* – удерживаемой от опускания вниз капиллярными менисками (обычно образуется после выпадения небольшого дождя в верхней части *зоны аэрации* – слоя пород над уровнем грунтовых вод, либо на границе мелкозернистая-крупнозернистая порода);
- 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 градиента напора или уклона. Делится на *просачивающуюся* (образующую каплю, которая стекает вниз под влиянием силы тяжести) и *воду зоны насыщения* водоносного горизонта (в рыхлых породах ниже уровня грунтовых вод все поры полностью заполнены водой за исключением пор, занятых заземленным воздухом. Это – *зона насыщения*).

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 кристаллической решетки минералов и делится на:

- *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 °С, при этом происходит перестройка кристаллической решетки минерала;
- *цеолитную воду*, которая также входит в виде молекул в кристаллическую решетку минералов (опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), но в отличие от кристаллизационной, количество ее может изменяться;
- *конституционную воду*, входящую в кристаллическую решетку минералов (мусковит $\text{K,Al}_{12}(\text{OH, F})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$) в виде ионов H^+ и OH^- . При разрушении кристаллической решетки при температуре выше 400 °С выделяются водород и гидроксил, которые, соединяясь, образуют молекулы воды. Этот процесс сопровождается поглощением тепла.

5.3. Физические свойства и состав подземных и поверхностных вод

Качество воды природных источников, так же как и требования, которые предъявляются к качеству воды, используемой различными потребителями, весьма разнообразны.

Качество воды определяется наличием в ней различных веществ неорганического и органического происхождения, а также микроорганизмов. Примеси могут содержаться в воде в различном состоянии:

- во взвешенном – в виде отдельных частиц (грубодисперсная взвесь);
- в коллоидном;
- в растворенном.

Рассмотрим основные физические, химические и бактериологические свойства воды природных источников.

Содержание взвешенных веществ (мутность) в воде обуславливается наличием в ней различного рода механических примесей, находящихся во взвешенном состоянии: частиц песка, глины, илистых частиц органического происхождения, планктона, водорослей и др. Мутность обычно свойственна воде поверхностных источников и главным образом рек. Чем меньше размеры частиц грунта, тем большее количество их несет река. Чем больше скорость течения, тем больших размеров частицы могут увлекаться водой. При определенной скорости течения воды частицы эти поддерживаются во взвешенном состоянии и придают воде мутность.

Цветность – также чаще всего свойственна воде рек, питающихся частично болотной водой, а иногда и воде водохранилищ. Объясняется главным образом присутствием в воде гумусовых веществ. Измеряется цветность в градусах по так называемой платинокобальтовой шкале путем сравнения исследуемой воды с водой, имеющей эталонную цветность.

Запахи и привкусы воды – природных источников обуславливается присутствием в ней растворенных газов, различных минеральных солей, а также органических веществ и микроорганизмов. Запахи и привкус имеют болотные и торфяные воды, а также воды, содержащие сероводород. В ряде случаев запах вызывают присутствующие в воде живые или гниющие после отмирания водоросли.

Неприятный запах имеет вода после хлорирования при наличии в ней некоторых количеств остаточного хлора. Интенсивность запаха, как правило, увеличивается с повышением температуры воды.

Привкус солоноватый и даже горько-солоноватый часто имеют сильно минерализованные воды подземных источников.

В большинстве случаев при использовании воды для производственных целей запах и вкус воды сами по себе несущественны. Однако наличие их может указывать на присутствие в воде нежелательных примесей.

Температура воды поверхностных источников в течение года колеблется в весьма широких пределах (для стран СНГ – от близкой к нулю до 25°C, а иногда и выше). Воды подземные, в особенности артезианские, имеют почти постоянную температуру в течение года – 8-12 °C.

Содержание растворенных веществ (сухой остаток) характеризует общее количество веществ (кроме газов), содержащихся в воде в растворенном состоянии, получаемых в результате выпаривания профильтрованной воды и высушивания задержанного остатка до постоянной массы. В воде источника, используемого для хозяйственно-питьевых целей, сухой остаток не должен превышать 1000 мг/л.

Жесткость воды обуславливается содержанием в ней солей кальция и магния. Различают **карбонатную жесткость**, которая определяется наличием в воде двууглекислых солей кальция и магния, и **некарбонатную**, при которой в воде содержатся другие соли кальция и магния – сульфаты, хлориды, нитраты. Суммарная жесткость воды называется **общей жесткостью**. Вода разных природных источников имеет весьма различную жесткость.

Содержание газов – в воде природных источников чаще всего присутствуют следующие газы: кислород O_2 , двуокись углерода (углекислый газ) CO_2 и сероводород H_2S .

Содержание кислорода и двуокиси углерода даже в значительных количествах не ухудшает качества питьевой воды, но способствует коррозии металлических стенок труб, резервуаров, котлов. Процесс коррозии усиливается с повышением температуры воды, а также при ее движении. При значительном содержании в воде агрессивной двуокиси углерода коррозии подвергаются также стенки бетонных труб и резервуаров.

Содержание сероводорода придает воде неприятный запах и, кроме того, вызывает коррозию металлических стенок труб, баков и котлов. В связи с этим присутствие H_2S не допускается в воде, употребляемой для хозяйственно-питьевых и для большинства производственных нужд.

Соединения железа довольно часто встречается в воде подземных источников, в основном в форме растворенного двухвалентного железа. Иногда железо содержится и в поверхностных водах в форме комплексных соединений, коллоидов или тонкодисперсной взвеси.

Наличие железа в водопроводной воде может придавать ей плохой вкус, вызывает отложение осадка и зарастание водопроводных труб. При использовании такой воды для стирки белья на нем остаются пятна.

Согласно СанПиН, в воде, подаваемой централизованными системами хозяйственно-питьевого водоснабжения, содержание железа допускается в количестве не более 0,3 мг/л.

Наличие **азотсодержащих соединений** – нитратов (NO_3^-), нитритов (NO_2^-) и аммонийных солей (NH_4^+) – в воде поверхностных источников или в подземных водах может обуславливаться загрязнением этих вод сточными водами. При этом наличие аммонийных соединений указывает на свежее загрязнение, а наличие нитритов – на относительно недавнее загрязнение. Содержание же в воде нитратов может указывать на давнее, уже ликвидированное, загрязнение источника сточными водами.

Концентрация в воде водородных ионов pH определяет ее **активную реакцию**: при нейтральной реакции $\text{pH}=7$; при кислой реакции $\text{pH}<7$; при щелочной реакции $\text{pH}>7$.

Вода, подаваемая хозяйственно-питьевым водопроводом, должна иметь pH в пределах 6,5...8,5. У дистиллированной воды при 20 °С $\text{pH}=7$. При нагревании pH уменьшается и при 100 °С, например, $\text{pH}=6$.

Общая **бактериальная загрязненность воды** характеризуется количеством бактерий, содержащихся в 1 мл воды. Согласно СанПиН, питьевая вода не должна содержать более 100 бактерий в 1 мл.

Особую важность для санитарной оценки воды имеет определение наличия в ней бактерий группы кишечной палочки. Присутствие кишечной палочки свидетельствует о загрязнении воды фекальными стоками и, следовательно, о возможности попадания в нее болезнетворных бактерий, в частности бактерий брюшного тифа.

Путем бактериологического анализа воды определяют число кишечных палочек в 1 л воды (так называемый **колииндекс**) или тот наименьший объем воды, в котором еще обнаруживается кишечная палочка (**колититр**).

Требования к качеству питьевой воды, по СанПиН 10-124 РБ 99 приведены в прилож. 4.

5.4. Классификация подземных вод по происхождению и условиям геологического залегания

Подземные воды заполняют пустоты горных пород. Пласт горных пород, содержащий подземную воду, называется **водоносным горизонтом**. Им может быть любая пористая или трещиноватая порода.

Несколько водоносных горизонтов, приуроченных к одной геологической структуре или к одному стратиграфическому подразделению, называются **водоносным комплексом**.

Водонепроницаемые или слабоводопроницаемые пласты, подстилающие водоносный пласт, называются **водоупорными пластами**, или **водоупорами**. Водоупором могут служить глины, глинистые сланцы, нетрещиноватые изверженные и другие породы.

По происхождению подземные воды делятся на следующие группы:

- **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. Одним из доказательств именно такого происхождения подземных вод (инфильтрации) может служить качественное и количественное изменение воды в колодцах во время дождливой погоды;

- **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. Перемещение пара происходит в направлении от мест, где он обладает большей упругостью, к месту с меньшей упругостью. Если упругость водяного пара в свободном воздухе больше, чем в воздухе, заполняющем поры горных пород, то он будет перемещаться из воздуха в породу. Попадая в области низких температур водяной пар начинает конденсироваться и переходить в жидкое состояние. В некоторых климатических зонах, например в пустынях, они имеют существенное значение, поскольку объяснить инфильтрационной теорией происхождение подземных вод здесь довольно трудно. При малом количестве атмосферных осадков с крайне неравномерным их распределением во времени и при огромной испаряемости в пустынях нет условий для пополнения подземных вод путем инфильтрации. Между тем на некоторой глубине от поверхности повсеместно в пу-

стынях обнаруживается слой влажных пород или скопление подземной воды.

- ***седиментационные воды*** – это воды чаще морского генезиса, образовавшиеся в процессе накопления морских осадков и последующего их изменения. Морская вода с растворенными в ней солями пропитывает иловые осадки, постоянно накапливающиеся на дне моря. Это погребенные воды, сохранившиеся в глубоких частях закрытых гидрогеологических и нефтегазоносных структур. Отличаются высокой минерализацией. В ходе геологического развития под влиянием различных факторов седиментационные воды претерпевают значительные изменения.

- ***воды магматического и метаморфического происхождения*** – образуются при извержении и застывании магмы, а также выделяются при метаморфизации минералов и горных пород. Многие источники подземных вод в областях современной или недавней вулканической деятельности обладают повышенной температурой и содержат в растворенном состоянии необычные для поверхностных условий соединения и газовые компоненты. Вода образуется из газообразных продуктов, выделяющихся в изобилии из магмы при ее остывании. Попадая в области с более низкими температурами, водяные пары начинают конденсироваться и переходить в капельножидкое состояние, образуя особый генетический тип подземных вод.

По условиям геологического залегания подземные воды делятся на: ***верховодку, грунтовые и межпластовые воды.***

Верховодка приурочена к зоне аэрации. Грунтовые воды залегают на первом от поверхности земли водонепроницаемом (или слабопроницаемом) слое, их поверхность свободная. Межпластовые воды залегают в водопроницаемых отложениях, заключенных между водонепроницаемыми.

5.5. Верховодка

Верховодка – гравитационные воды, находящиеся в зоне аэрации на относительно слабопроницаемых или водонепроницаемых породах (рис. 5.4). Водосодержащими породами могут быть пески, суглинки, супеси, лёссы, трещиноватые скальные или полускальные разновидности пород в коре выветривания. Формирование верховодки происходит в период инфильтрации атмосферных осадков или поверхностных вод. На территории городов и строительных площадок источниками

образования верховодки могут быть различные воды, используемые при строительстве и эксплуатации зданий и сооружений.

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.

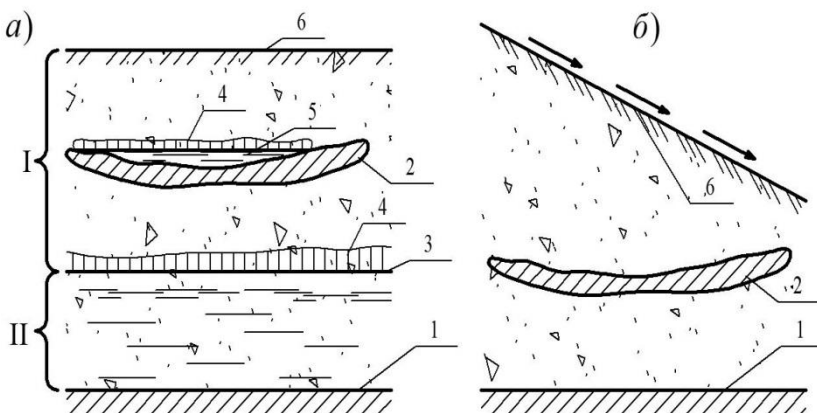


Рис. 5.4. Схема залегания верховодки: а – верховодка формируется за счет инфильтрации атмосферных осадков; б – верховодка формироваться не будет вследствие поверхностного стока; I – зона аэрации; II – зона насыщения; 1 – водоупор; 2 – водонепроницаемая прослойка пород в зоне аэрации; 3 – уровень грунтовых вод; 4 – капиллярная кайма; 5 – верховодка; 6 – поверхность земли

Формирование верховодки зависит и от рельефа поверхности земли. На плоских равнинных площадях (рис. 5.4, а) с небольшими углублениями, западинами поверхностный сток минимален и условия для инфильтрации наилучшие. В случае наклонной земной поверхности верховодка формироваться не будет (рис. 5.4, б).

По составу воды верховодки могут быть от пресных гидрокарбонатно-кальциевых (в зоне избыточного увлажнения) до соленых хлоридно-натриевых (в зоне недостаточного увлажнения). На территориях населенных пунктов и производственных предприятий воды верховодки обычно загрязнены.

Воды верховодки расходуются на испарение, транспирацию и постепенный сток вниз к грунтовым водам. 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.

5.6. Грунтовые воды

Грунтовыми водами (рис.5.5) называются гравитационные воды первого от поверхности постоянного водоносного горизонта залегающего на выдержанном по площади водонепроницаемом слое (водоупоре).

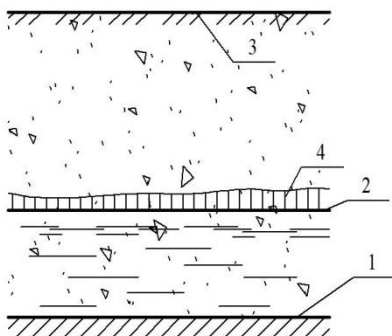


Рис. 5.5. Схема залегания грунтовых вод:
1 – водоупор; 2 – уровень грунтовых вод;
3 – поверхность земли; 4 – капиллярная кайма

Порода, насыщенная водой, называется водоносным слоем или **водоносным горизонтом**. Расстояние от поверхности земли до уровня грунтовых вод называется **глубиной залегания уровня грунтовых вод**. Расстояние от уровня грунтовых вод до кровли водонепроницаемой породы, ограничивающей водоносный горизонт снизу, называется **мощностью водоносного горизонта**. Как глубина, так и мощность водоносного горизонта меняются во времени и по площади. Верхней границей горизонта грунтовых вод является изменяющая свое положение

ние во времени поверхность грунтовых вод. Ее называют *зеркалом грунтовых вод*.

Грунтовые воды обычно гидравлически связаны с поверхностными водоемами (озерами, морями, водохранилищами) или водотоками (реками, каналами), либо питают водоемы и водотоки, либо сами получают из них питание (рис.5.6).

Грунтовые воды по своим гидравлическим особенностям – безнапорные или обладающие небольшим местным напором на участках, где в нижней части зоны аэрации встречается в виде линз водонепроницаемая порода, подошва которой лежит ниже уровня грунтовых вод.

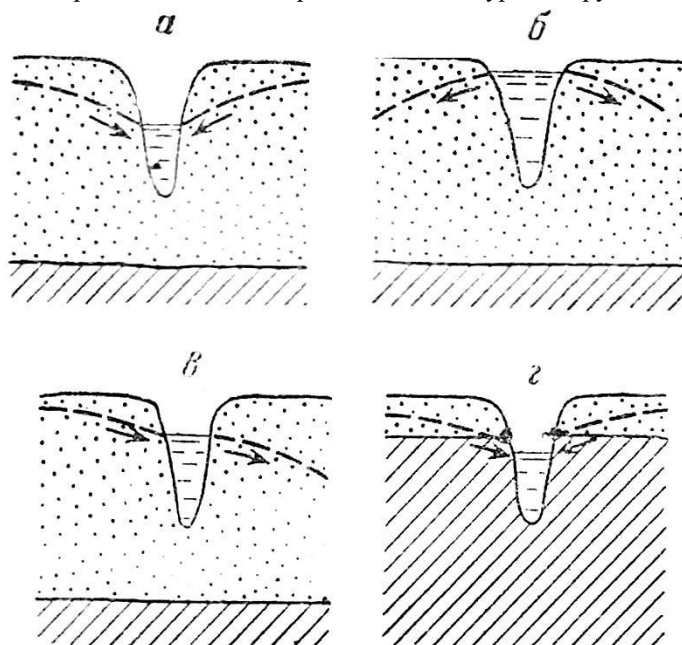


Рис. 5.6. Схема взаимосвязи грунтовых и поверхностных вод: а – грунтовые воды питают реку; б – река питает грунтовые воды; в – грунтовые воды с одного берега питают реку, с другого берега река питает грунтовые воды; г – гидравлическая связь между грунтовыми водами и рекой отсутствует

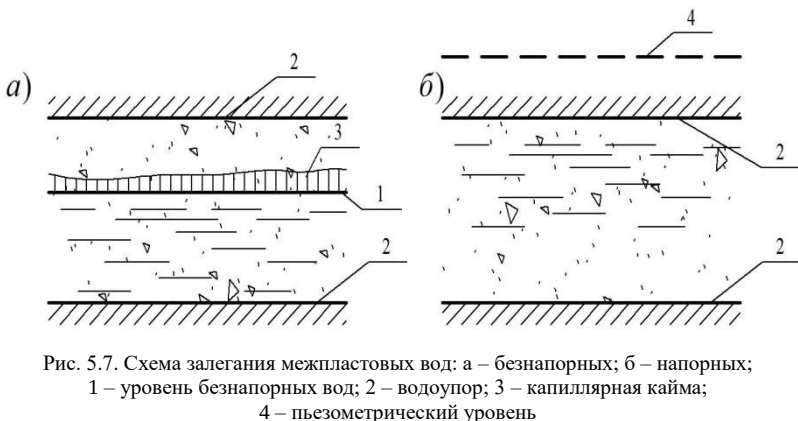
В этом случае при вскрытии грунтовых вод уровень их поднимается от подошвы водонепроницаемой линзы.

Режим грунтовых вод находится под влиянием поверхностных вод и климатических факторов, при некотором влиянии иногда напорных вод (рис 5.2).

При колебаниях уровня грунтовых вод происходит непосредственное осушение верхней части водоносного горизонта и уменьшение его мощности или насыщение пород и увеличение мощности водоносного горизонта (при подъеме уровня). Отсутствие водоупорной кровли сверху обуславливает питание их на всей площади распространения за счет инфильтрации атмосферных осадков и фильтрации поверхностных вод. Выше уровня грунтовых вод расположены в виде каймы капиллярные воды.

5.7. Межпластовые воды

Подземные воды, содержащиеся в каких-либо горных породах, ограниченных сверху и снизу водонепроницаемыми породами, называются *межпластовыми*. Если водосодержащие породы лишь частично насыщены водой (рис. 5.7), уровень воды при вскрытии их скважинами устанавливается ниже подошвы верхней водоупорной породы – это *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 и при вскрытии скважиной вода поднимается на различную высоту. Такие воды называются **межпластовыми напорными**. Иногда вода может изливаться из скважин. Уровень воды в этом случае устанавливается выше поверхности земли. В Европе впервые самоизливающиеся на поверхность воды были вскрыты колодцем во Франции в провинции Артуа (древнее латинское название – Артезия) в 1126 г. Впоследствии напорные воды, распространенные в осадочных породах крупных тектонических структур (синеклиз, синклиналей или моноклиналей), стали называть **артезианскими**. Тектоническая структура, к которой приурочены горизонты напорных межпластовых вод, определяет **артезианский бассейн**. На рис. 5.8 приведена схема, поясняющая образование и залегание межпластовых безнапорных и напорных вод. Для горизонта межпластовых вод выделяются три области: питания, распространения (напора для напорных вод) и разгрузки.

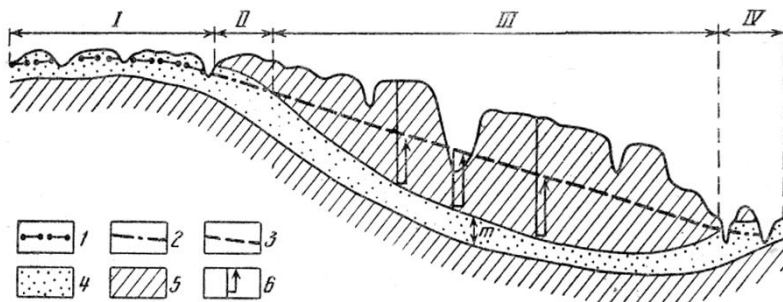


Рис. 5.8. Схема артезианского бассейна:

I – область питания; II – область межпластовых безнапорных вод; III – область артезианских (межпластовых напорных) вод; IV – область разгрузки; 1 – уровень грунтовых вод; 2 – уровень межпластовых безнапорных вод; 3 – пьезометрический уровень напорных вод; 4 – водоносные породы (m – мощность водоносного горизонта); 5 – водоупорные породы; 6 – величина напора

В отличие от грунтовых вод, область питания межпластового водоносного горизонта не совпадает с областью его распространения. Область питания располагается на более высоких отметках, область разгрузки – на более низких. В пределах области распространения (напора) отметки, на которых устанавливается уровень межпластового гори-

зонта, находятся между отметками области питания и разгрузки. Установившийся уровень воды в скважинах вскрывших напорный водоносный горизонт, называется **пьезометрическим**.

По разности между глубиной залегания подошвы верхнего водоупора и глубиной (высотой) установившегося уровня определяется величина напора. По разности между глубиной кровли нижнего и подошвы верхнего водоупоров находится мощность водоносного горизонта (рис. 5.8).

Формирование подземных вод в артезианских бассейнах обычно начинается одновременно с образованием горных пород и тектонических структур. Часть подземных вод в бассейне может быть по происхождению седиментационной. В последующее время формирование артезианских вод идет под действием процессов движения воды в бассейне и во взаимосвязи их с поверхностными и грунтовыми водами, процессов взаимосвязи воды с вмещающими их породами.

5.8. Трещинные и карстовые воды

Плотные породы проницаемы для воды, если эти породы трещиноваты. При наличии источников питания и возможности движения воды по трещинам в породах образуются подземные воды. В зависимости от условий залегания и гидравлических признаков **трещинные воды** могут быть **грунтовыми**, **межпластовыми** и **жильными** (рис. 5.9).

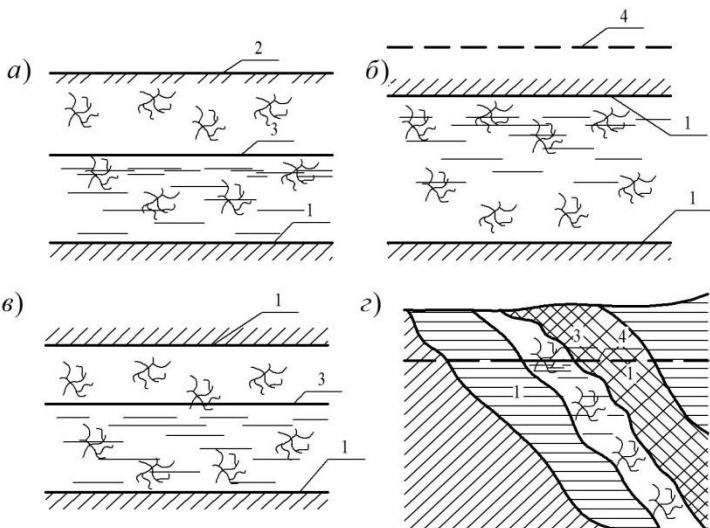


Рис. 5.9. Схема залегания трещинных вод:

а – грунтовые; б – межпластовые напорные; в – межпластовые безнапорные;
г – жилы; 1 – водоупор; 2 – поверхность земли; 3 – уровень грунтовых
(или ненапорных – в, г) вод; 4 – пьезометрический уровень

Грунтовые трещинные воды распространены в пределах кристаллических щитов и горных складчатых областей. Межпластовые трещинные воды содержатся в трещиноватых породах между водонепроницаемыми породами в пределах артезианских бассейнов и складчатых областей. Эти воды чаще напорные. Жильными называют воды, приуроченные к тектоническим трещинам. Эти воды, как правило, напорные.

Под **карстом** понимается совокупность явлений, связанных с растворением горных пород и выносом растворенных веществ из них подземными и поверхностными водами. К растворимым в воде породам относятся карбонаты (известняк, доломит, мел, мергель), сульфаты (гипс, ангидрит) и галоиды (каменная и калийная соль). В соответствии с составом пород различают карст карбонатный, сульфатный и соляной. При движении подземных вод по трещинам в указанных породах происходит частичное их растворение и образование в них пустот различной формы и размеров (карстовых пустот).

Подземные воды, содержащиеся в закарстованных породах, могут быть также грунтовыми и межпластовыми (напорными и безнапорными). Состав подземных вод зависит в основном от состава водосодержащих закарстованных пород: в карбонатных породах воды пресные гидрокарбонатно-кальциевые, в сульфатных – солоноватые сульфатно-кальциевые, в соляном – соленые и рассолы хлоридно-натриевые.

Движение подземных вод по закарстованным породам, как и по трещиноватым, носит в большинстве своем ламинарный характер. Лишь в больших пустотах (галереях, пещерах), где вода движется в виде подземных рек, ручьев и собирается в виде подземных озер, движение может быть турбулентным.

Грунтовые карстовые воды, как и грунтовые трещинные, подвержены загрязнению с поверхности земли, особенно при открытом карсте.

5.9. Родники

Родником (или источником, ключом) называется сосредоточенный естественный выход подземной воды на земную поверхность. Источники чаще всего приурочены к долинам рек, балок, оврагов, прорезающих водоносные горизонты, и к берегам морей. Условия естественных выходов подземных вод различны и зависят от состава водовмещающих пород, степени обнаженности склона реки или оврага, условий залегания горных пород и ряда других факторов. Вода может спокойно стекать в виде отдельных струй на контакте с водоупорным слоем, иногда на достаточно широкой площади. В отдельных местах она вытекает в виде одной достаточно мощной струи, местами выходит в виде бьющей вверх сильной струи.

По водообильности источники характеризуются большим разнообразием, что связано с условиями питания, а также со степенью водопроницаемости водовмещающих пород. Расходы родников изменяются в широких пределах от долей л/сек до десятков м³/сек. Родники имеют различную температуру – от 0 до 100°C и выше, по минерализации встречаются от ультрапресных до рассолов. Наибольшей водообильностью отличаются источники, выходящие из слоев крупнозернистых песков, галечников, сильнотрещиноватых и закарстованных известняков. Карстовые источники, вытекающие из пещер и других карстовых каналов, бывают местами настолько мощны, что могут дать начало ручьям и даже рекам.

Родники классифицируют по разным признакам. Родники, питаемые безнапорными водами, называют **нисходящими** (рис. 5.10, а), а артезианскими водами – **восходящими** (рис. 5.10, б).

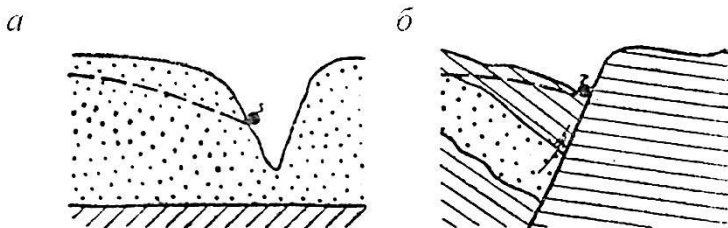


Рис. 5.10. Виды родников:
а – нисходящие; б – восходящие

По продолжительности действия различают: **постоянно действующие родники**, существующие в течение многих лет; **сезонно дей-**

ствующие родники, возникающие только в определенное время года; *ритмически действующие родники*, характеризующиеся периодичностью изменений дебита и напора.

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

Изучение источников подземных вод и их режима имеет огромное значение, так как позволяет судить о балансе подземных вод и эксплуатационных качествах источника. Наблюдая в течение нескольких лет за расходом родника, можно установить ту минимальную величину расхода, которая гарантирована для водоснабжения.

Характерная особенность режима родников это связь с атмосферными осадками и поверхностными водами и вследствие этого резкая изменчивость расхода по временам года.

Наибольшим колебаниям подвержены нисходящие источники, питаемые верховодкой, которые временами совсем исчезают. Нисходящие источники грунтовых вод более постоянны, хотя их дебит и качество также подвержены изменениям в основном в связи 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.

Большие колебания расхода, до полного исчезновения воды, объясняются неравномерным питанием, удаленными областями разгрузки и крайне причудливой системой трещин.

Дебит восходящих родников отличается большим постоянством, чем нисходящих. Восходящие источники представляют собой естественные выходы напорных вод. Они характеризуются более или менее постоянным режимом, т.е. постоянным напором, дебитом, химическим составом, температурой. Выходы их приурочены к областям разгрузки артезианских бассейнов и часто связаны с зонами тектонических разрывов.

Устанавливая связь расхода источников с осадками, температурой и дефицитом влажности воздуха и анализируя графики изменения рас-

хода родников, можно прогнозировать последующие изменения дебита.

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 его исчезновению. Проектируя в таких условиях водозаборы подземных вод, необходимо рассчитать возможное уменьшение дебита родников, чтобы экономически обосновать целесообразность устройства водозаборов. Дебит родников некоторых типов, в частности выходящих на склонах, покрытых делювием, можно увеличить путем расчистки склона и устройства специальных каптажных сооружений.

5.10. Карты гидроизогипс и гидроизопьез

Поверхность грунтового потока имеет различный наклон на разных участках. Ее положение определяется гидроизогипсами. **Гидроизогипсы** представляют собой линии, соединяющие точки зеркала грунтовых вод с одинаковыми отметками (абсолютными или относительными). Гидроизогипсы показывают рельеф зеркала водоносного горизонта.

Для построения карты гидроизогипс замеряют уровни грунтовых вод в ряде точек на площади распространения водоносного горизонта (в скважинах). Точность построения будет тем больше, чем гуще сеть наблюдательных скважин.

Замеры производят в возможно более короткий отрезок времени, так как уровень грунтовых вод не остается постоянным. Карту гидроизогипс можно составлять по результатам одновременных или близких по времени (1-2 дня) замеров. Наибольшее значение имеют карты для периодов наиболее низкого и наиболее высокого положения зеркала грунтовых вод.

Глубина залегания грунтовых вод в каждой точке замера пересчитывается на абсолютные или относительные отметки. Полученные отметки наносятся на топографическую основу и по ним методом интерполяции строят гидроизогипсы. При интерполяции обычно пользуются вычерченной на кальке масштабной сеткой. Состоит масштабная сетка из пронумерованных параллельных линий, заложенных друг от друга на определенном расстоянии в зависимости от масштаба карты и величины превышений отметок между соседними точками. С помощью сетки осуществляют пропорциональное деление отрезков, со-

единяющих точки, между которыми производится интерполяция. Порядок интерполяции при помощи масштабной сетки приведен на рис. 5.11.

После интерполяции соединяют плавной линией точки с одинаковыми отметками. Полученные кривые и будут гидроизогипсами поверхности грунтовых вод.

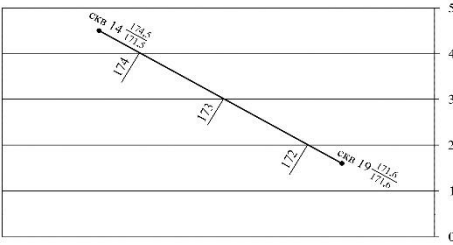


Рис. 5.11. Интерполяция при помощи масштабной сетки

Таким образом, построение гидроизогипс производят по тем же правилам, что и построение горизонталей на топографических картах.

Сечение гидроизогипс выбирается таким образом, чтобы на карте были отражены особенности зеркала грунтовых вод. Выбор сечения гидроизогипс зависит от величины уклона поверхности грунтовых вод, от масштаба карты и густоты расположения точек замеров уровней.

По карте гидроизогипс (рис. 5.12) можно определить: направление грунтового потока; глубину залегания грунтовых вод; уклон грунтового потока; характер взаимосвязи грунтовых вод с поверхностными; условия питания и разгрузки; скорость движения водного потока.

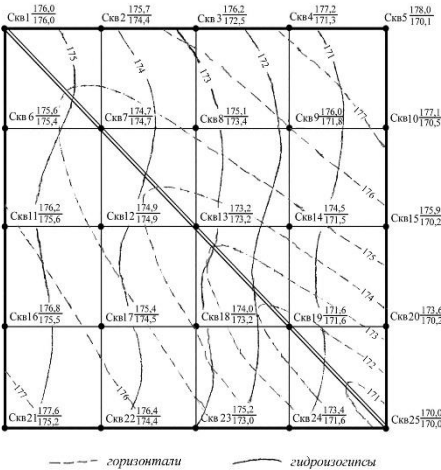


Рис. 5.12. Карта гидроизогипс (гидрогеологическая карта)

Направление движения грунтовых вод берут по нормали к двум смежным гидроизогипсам. Движение воды направлено от более высоких отметок уровня к более низким.

Глубину залегания грунтовых вод в любом заданном пункте определяют по разности отметок горизонтали поверхности и гидроизогипсы. Уклон потока подземных вод для любого участка вычисляют делением сечения карты гидроизогипс на кратчайшее расстояние между двумя гидроизогипсами, взятое в масштабе карты.

По соотношению и характеру изменения гидроизогипс можно получить представление о потоке. Участки замкнутых гидроизогипс с высокими отметками указывают на положение водоразделов грунтовых вод, где условия питания наиболее благоприятны. Зоны с нулевой глубиной до воды указывают на участки выхода подземных вод на поверхность земли.

Связь грунтовых вод с поверхностными устанавливают по характеру сопряжения гидроизогипс с водотоком (рис. 5.13).

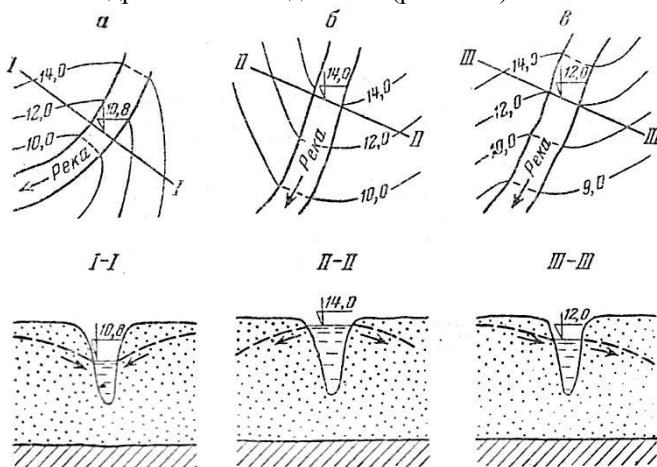


Рис. 5.13. Схема взаимосвязи грунтовых вод с рекой: а – река дренирует грунтовые

воды; б – река питает грунтовые воды; в – река питает и дренирует грунтовые воды

Распределение пьезометрических уровней по площади распространения напорного водоносного горизонта и направление движения напорных вод характеризуется гидроизопьезами (пьезоизогипсами).

Гидроизопьезы представляют собой линии, соединяющие точки с одинаковыми абсолютными (реже относительными) отметками установившегося уровня напорных вод.

Для решения практических задач по обеспечению устойчивости горных выработок, безопасности ведения горных работ и водопонижения в пределах шахтного поля или его части, характеристики напорных водоносных горизонтов строятся карты гидроизопьезов, обычно на топографической основе с горизонталями. По такой карте можно определить глубину от поверхности (или высоту над поверхностью) земли установившегося уровня напорных вод в данной точке местности, направление движения (оно перпендикулярно к гидроизопьезам и направлено в сторону гидроизопьеза с меньшими отметками) и уклон пьезометрической поверхности (градиент напора). Уклон определяется так же, как и уклон поверхности грунтовых вод. Пьезометрическая поверхность в природных условиях не существует, представляя собой геометрическое место установившихся уровней напорных вод. Она может проходить и ниже и выше поверхности земли и пересекаться с ней. Карта гидроизопьезов составляет аналогично карте гидроизогипс грунтовых вод и представляет собой систему изолиний, соединяющих точки с одинаковыми отметками пьезометрического уровня.

Например, по карте по сгущению и разрежению гидроизопьезов судят об изменении мощности водоносного горизонта или водопроницаемости. При уменьшении водопроницаемости пьезометрическая поверхность становится круче, а гидроизопьезы сгущаются. Если мощность пласта увеличивается по потоку, пьезометрическая кривая выполаживается. По карте определяют также связь напорных вод с поверхностными водотоками и водоемами.

5.11. Режим подземных вод

Под **режимом подземных вод** понимается изменение во времени их уровня, минерализации, химического, бактериологического и газового состава, температуры и других свойств. Режим подземных вод изучается с помощью сети наблюдательных скважин. Наибольшие

изменения происходят в положении уровней подземных вод, меньшие колебания наблюдаются в температуре, минерализации и химическом составе.

Режим подземных вод формируется под влиянием на них природных или вызванных деятельностью человека факторов. К природным факторам следует отнести климат, геоморфологические условия, геологию и гидрологию изучаемой территории, почву, растительность.

Основываясь на существующих классификациях режимов грунтовых вод (О. К. Ланге, Г. Н. Каменского, М. А. Шмидта, Н. Н. Биндеманна, А. А. Коноплянцева, Д. М. Каца и др.), можно выделить следующие типы режима подземных вод:

Климатический тип – главными факторами режима являются атмосферные осадки, температура и дефицит влажности воздуха. Наблюдается на участках, удаленных от водотоков и водоемов, при небольшой глубине залегания уровня грунтовых вод. Питание грунтовых вод атмосферными осадками происходит в весеннее время – уровень грунтовых вод поднимается. Величина питания уменьшается к югу и зависит, кроме того, от геоморфологии участка, глубины уровня грунтовых вод и литологического состава пород в зоне аэрации. Весенний подъем сменяется летним спадом уровня в результате подземного оттока и испарения при отсутствии питания. Иногда может наблюдаться небольшой подъем уровня при выпадении большого количества атмосферных осадков осенью.

Гидрологический тип – наблюдается на участках, прилегающих к водоемам и водотокам (озерам, рекам, морям). Главный фактор – поверхностные воды водотоков и водоемов. Колебания уровня грунтовых вод следуют с некоторым отставанием за колебаниями уровня воды в реке, озере или море. В период паводков на реке происходит подпор и питание грунтовых вод речными водами. В межень обычно картина обратная – питание реки осуществляется грунтовыми водами.

Гидрогеологический тип – распространен на участках с глубоким залеганием уровня грунтовых вод (более 7-10 м), удаленных от водоемов и водотоков. Такой же тип режима имеет место в напорных и безнапорных межпластовых водах. Колебания уровня в течение года обычно незначительны и обуславливаются разностью между подземными притоком и оттоком в ненапорных водах, и изменением разности в пьезометрических уровнях области питания и области наблюдения в напорных водах.

Смешанный тип – имеет место на участках, где в равной степени

на режим подземных вод влияют несколько (два или больше) отмеченных выше природных факторов.

Нарушенный тип режима может вызываться:

- орошением сельскохозяйственных угодий;
- осушением заболоченных территорий;
- забором подземных вод для целей водоснабжения;
- строительством водоподпорных гидротехнических и иных инженерных сооружений;
- водоотливом подземных вод при разработке полезных ископаемых.

При орошении сельскохозяйственных угодий часть оросительных вод идет на питание растений, часть испаряется, а часть их, не считая сбрасываемой с полей, идет на питание грунтовых вод. В результате уровень грунтовых вод поднимается, вследствие чего увеличивается их испарение и накопление солей в зоне аэрации и грунтовых водах. В конечном итоге может происходить засоление почв и снижение урожайности сельскохозяйственных культур. Дополнительное питание грунтовых вод происходит также при фильтрации воды из магистральных, распределительных и оросительных каналов. Все эти процессы ведут к изменению режима грунтовых вод не только на орошаемых площадях, но и на неорошаемых участках, расположенных в пределах зоны орошения.

В районах осушения грунтовые воды совпадают с поверхностью земли либо находятся вблизи ее. В результате мероприятий по осушению происходит снижение уровней грунтовых вод – нарушение естественного режима.

В районах забора подземных вод для водоснабжения или с целью борьбы с обводненностью шахт и карьеров при разработке полезных ископаемых вокруг водозаборных одиночных или кустовых скважин вырабатываются депрессионные воронки, диаметр которых достигает нескольких километров, а понижение уровня воды может доходить до 100 м. Природные факторы в этих условиях в режиме подземных вод практически не проявляются; главным фактором режима является интенсивность водоотбора.

На вновь осваиваемых площадях при промышленном и гражданском строительстве в результате застройки уменьшается величина транспирации и испарения с поверхности грунтовых вод и уровень последних повышается. На застроенных и застраиваемых площадях

повышение уровня грунтовых вод может происходить вследствие утечек воды из водопроводной сети и сбросов воды при работе фабрик, заводов и других производств.

В результате сооружения плотин на реках резко изменяются гидрогеологические условия. Выше плотины создается подпор грунтовыми водам, уровень их повышается, уклоны поверхности грунтовых вод уменьшаются, а на участке, примыкающем к водохранилищу выше плотины, сменяются на обратные. Если раньше происходило дренирование грунтового потока, то теперь грунтовые воды получают питание за счет инфильтрации воды из водохранилища. Режим грунтовых вод здесь определяться колебаниями уровней воды в водохранилище.

5.12. Запасы и ресурсы подземных вод

Потребность в воде в связи с развитием промышленного и сельскохозяйственного производства, городского и сельского строительства в нашем государстве непрерывно возрастает. Определение запасов и ресурсов подземных вод, становится важной государственной задачей. Подземные воды являются полезными ископаемыми, но в отличие от твердых полезных ископаемых, они находятся в непрерывном движении. При их откачке для водоснабжения они поступают со значительно большей территории, чем площадь расположения водозабора.

Запасы подземных вод – масса гравитационной воды, которая содержится в водоносном пласте и которую можно извлечь. Выделяют естественные, искусственные и эксплуатационные запасы.

Естественные запасы образовались вследствие природных процессов, **искусственные** – в результате инфильтрации воды с поверхности земли при искусственном заводнении водоносного пласта или фильтрации воды из каналов или водохранилищ. **Эксплуатационные запасы** – количество воды, которое может быть получено рациональным в технико-экономическом отношении водозаборным сооружением при заданном режиме эксплуатации и при качестве воды, удовлетворяющем требованиям в течение всего расчетного срока водопотребления.

Численно запасы обычно оцениваются в объемных единицах

$$W = n_a \cdot v, \quad (5.1)$$

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

v – объем зоны насыщения в водоносном горизонте, равный произ-

ведению площади распространения водоносного горизонта на его среднюю мощность, м³;

n_a – активная пористость пород в зоне насыщения.

Для артезианских вод кроме 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 динамическом уровне, совпадающем с подошвой верхнего водоупора.

По степени изученности водоносных горизонтов и детальности определения все запасы делятся на четыре категории: A , B , C_1 и C_2 . К категориям A и B относятся запасы, изученные с детальностью, которая необходима для составления проектов водоснабжения. Эксплуатационные запасы при категории A определяются по данным эксплуатации скважин, опытно-эксплуатационных или опытных откачек. Эксплуатационные запасы категории B определяются по данным опытных откачек при экстраполяции этих данных на условия эксплуатации. Запасы категорий C_1 и C_2 устанавливают или по данным пробных откачек из одиночных скважин (категория C_1), или на основании общих гидрогеологических условий и по аналогии с участками, опробованными откачками (категория C_2).

Следует помнить, что запасы подземных вод не безграничны, поэтому актуальным становится вопрос защиты подземных вод от истощения.

Ресурсы подземных вод представляют часть запасов, восполняемых питанием водоносного горизонта и выражаются расходом.

В зависимости от источников питания ресурсы делятся на: естественные, искусственные, привлекаемые и эксплуатационные.

Естественные ресурсы выражаются расходом потока подземных вод в естественных условиях

$$Q = b \cdot h_{cp} \cdot k \cdot I, \quad (5.2)$$

где Q – расход потока подземных вод, м³/сут;

b – ширина потока подземных вод, м;

h_{cp} – средняя мощность водоносного горизонта, м;

k – коэффициент фильтрации, м/сут;

I – градиент напора.

Искусственные ресурсы представляют собой часть подземного притока за счет питания из каналов, водохранилищ и других искус-

ственных источников.

Привлекаемые ресурсы – дополнительный приток воды в водоносный горизонт в период откачки из него воды. Они создаются вследствие увеличения градиентов напора, скорости движения воды в пределах депрессионной воронки вокруг водозабора.

Эксплуатационные ресурсы фактически равны эксплуатационным запасам.

Иногда выделяют так называемые **регулируемые ресурсы**, которые численно равны разности между максимальными ресурсами (в период наивысшего статического уровня подземных вод в году) и минимальными ресурсами (в период самого, низкого уровня подземных вод в году).

При эксплуатации водоносного горизонта в той или иной степени используются, все разновидности ресурсов.

5.13. Охрана подземных вод

Одной из важнейших экологических проблем, требующей пристального внимания общественности и принятия безотлагательных мер является защита подземных вод от загрязнения и истощения вследствие постоянного роста антропогенной нагрузки на водосборы в результате интенсивного развития промышленного, коммунального и сельского хозяйства. Как результат интенсивной промышленной и хозяйственной деятельности происходит истощение и загрязнение природных вод в значительных размерах. Ухудшению гидрохимического состояния верхних водоносных горизонтов способствуют как промышленные стоки с содержащимися в них вредными и даже токсичными (фенолы, диоксины, соли тяжелых металлов и др.) веществами, так и стоки крупных животноводческих предприятий.

Подземные воды 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.

Создание социальной инфраструктуры и улучшение условий проживания сельского населения в значительной мере связано, с решением проблемы централизованного и локального холодного и горячего водоснабжения.

Одним из важнейших условий сохранения здоровья населения,

улучшения общего уровня благоустроенности на селе и развития сельскохозяйственного производства является обеспечение их водой в требуемом количестве и качестве. Качество питьевой воды определяет их уровень жизни и здоровье, а значит и устойчивое развитие государства. В целях сохранения здоровья людей, обеспечения их качественной питьевой водой в нашей республике в 1999 году принят закон «О питьевом водоснабжении».

В Республике Беларусь до 80% шахтных колодцев содержат нитратный азот в концентрациях, превышающих ПДК в 1,3...7,4 раза. Наиболее высокие средние концентрации наблюдаются в колодцах Минской – 3,8 ПДК, Брестской – 3,7 ПДК и Гомельской – 3,0 ПДК областях. В Могилевской, Гродненской и Витебской областях загрязнение грунтовых вод нитратами несколько ниже, соответственно по областям – 2,3; 2,2 и 2,0 ПДК.

Следует отметить, что на территории Республики Беларусь воды артезианских водоносных горизонтов удовлетворяют нормативам качества воды по основным показателям, но, как правило, содержат повышенные концентрации железа.

Очевидно, что дальнейшее развитие промышленности и сельскохозяйственного производства существенно образом определяется количественным и особенно качественным состоянием водных ресурсов. Первостепенное значение при этом имеют ресурсы пресных подземных вод, сосредоточенных в верхней части осадочной толщи и являющихся основным источником хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Оценка естественной защищенности подземных вод от загрязнения относится к числу важных хозяйственных задач. В настоящее время процессы техногенного воздействия на подземные воды превратились из локальных в региональные, поскольку расположение бассейна подземных вод не подчинено административно-территориальному делению. Фильтрация промышленных стоков кроме изменения свойств природных подземных вод существенно влияет и на свойства горных пород, изменяя их физико-механические и химические свойства, что может негативно сказаться на устойчивости защитных сооружений.

Строительство крупных животноводческих комплексов с использованием гидросмыва создает проблемы хранения и использования животноводческих стоков. Жидкие стоки поступают в навозохранилище или резервуары очистных стоков (РОСы), откуда, при необходимости, используются для орошения. При строительстве этих сооружений должны быть обеспечены условия, максимально снижающие загрязне-

ние подземных вод животноводческими стоками, поступающими через ложе и борта накопителей стоков.

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.

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

Механическое загрязнение связано с попаданием в подземные воды механических частиц различного состава. Данное загрязнение встречается редко, обычно на участках, сложенных с поверхности сильно закарстованными и трещиноватыми породами. Механическое загрязнение может указывать на наличие других видов загрязнения.

Химическое загрязнение является самым опасным 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 не разлагаясь и видоизменяясь.

Бактериальное загрязнение обусловлено появлением в подземных водах болезнетворных бактерий. Косвенно определяется содержанием в воде кишечных палочек (колититром или колииндексом). Бактериальное загрязнение не распространяется на большие расстояния от места загрязнения, т.к. имеет место самоочищение воды (глинистые породы задерживают бактерии, а сами бактерии могут существовать в воде ограниченное время – ориентировочно от 10 до 1000 суток).

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 ниже по потоку будет снижаться, а в данном месте может в сравнении с начальной возрасти.

Охрана источников питьевого водоснабжения от загрязнения и истощения является обязательным условием обеспечения надлежащего качества питьевой воды и достигается выполнением санитарных, экологических и иных требований и мероприятий по предотвращению загрязнения, засорения, истощения поверхностных и подземных водных объектов, а также созданием зон санитарной охраны источников и соблюдением режима, предусмотренного для этих зон.

Зона санитарной охраны источников питьевого водоснабжения на месте забора воды должна состоять из трех поясов: первого – строгого режима, второго и третьего режимов ограничения.

Границы зон санитарной охраны источников питьевого водоснабжения должны быть нанесены на карты сельскохозяйственных угодий землепользователей, землевладельцев и собственников земельных участков, расположенных в пределах второго и третьего поясов зон санитарной охраны источников питьевого водоснабжения.

Водозаборы подземных вод должны располагаться вне территории промышленных предприятий и жилой застройки. Расположение их на территории промышленного предприятия или жилой застройки возможно при надлежащем обосновании.

Границы первого пояса зоны санитарной охраны подземного источника питьевого водоснабжения должны устанавливаться от одиночного водозабора (скважина, шахтный колодец, каптаж) или от крайних водозаборных сооружений группового водозабора на расстоянии:

- не менее 30 метров при использовании защищенных подземных вод;
- не менее 50 метров при использовании недостаточно защищенных подземных вод.

Для водозаборов с использованием защищенных подземных вод, расположенных на территории объекта, исключающего возможность загрязнения почвы и подземных вод, расстояние от водозабора до границы первого пояса при наличии гидрогеологического обоснования допускается уменьшать по согласованию с органами государственного санитарного надзора до 15 и 25 метров соответственно.

К недостаточно защищенным подземным водам относятся:

- воды первого от поверхности земли безнапорного водоносного горизонта, получающего питание на площади его распространения;

- воды напорных и безнапорных водоносных горизонтов, которые в естественных условиях или в результате эксплуатации водозабора получают питание на площади зоны санитарной охраны из вышележащих недостаточно защищенных водоносных горизонтов через гидрогеологические окна или проницаемые породы, кровли, а также из водотоков и водоемов путем непосредственной гидравлической связи.

К защищенным подземным водам относятся воды напорных и безнапорных водоносных горизонтов, имеющих пределах всех поясов зоны санитарной охраны сплошную водоупорную кровлю, исключающую возможность местного питания из вышележащих недостаточно защищенных водоносных горизонтов.

В первом поясе зоны санитарной охраны подземного источника питьевого водоснабжения запрещаются:

- все виды строительства, не имеющие непосредственного отношения к эксплуатации, реконструкции и расширению водопроводных сооружений, в том числе прокладка трубопроводов различного назначения;
- размещение жилых и хозяйственно-бытовых зданий и проживание людей;
- спуск любых сточных вод, стирка белья, водопой и выпас скота;
- применение ядохимикатов и удобрений;
- посадка высокоствольных деревьев.

Границы второго пояса зоны санитарной охраны подземного источника питьевого водоснабжения определяются гидродинамическими расчетами исходя из условия, что микробное загрязнение воды, поступающее в водоносный горизонт за пределами второго пояса, не достигнет водозабора. При этом время продвижения микробного загрязнения с потоком подземных вод к водозабору принимается равным от 100 до 400 суток в зависимости от климатического района и защищенности подземных вод.

Радиус (граница) второго пояса определяется по формуле

$$R_2 = \sqrt{\frac{Q_{\text{вод}} \cdot T_2}{\pi \cdot m \cdot \mu}}, \text{ м}, \quad (5.3)$$

где $Q_{\text{вод}}$ – производительность водозабора, м³/сут;

T_2 – время продвижения микробного загрязнения, сут;

m – мощность водоносного пласта, м;

μ – коэффициент водоотдачи водоносного пласта.

Во втором поясе зоны санитарной охраны подземного источника питьевого водоснабжения запрещаются:

- размещение складов горюче-смазочных материалов, ядохимикатов и минеральных удобрений, накопителей промстоков, шламохранилищ и других объектов, обуславливающих опасность химического загрязнения подземных вод;
- размещение кладбищ, скотомогильников, полей ассенизации, полей фильтрации, навозохранилищ, силосных траншей, животноводческих и птицеводческих предприятий и других объектов, обуславливающих микробное загрязнение подземных вод;
- применение ядохимикатов и удобрений;
- закачка отработанных вод в подземные горизонты, подземное складирование твердых отходов производства и потребления, а также разработка недр;
- рубки леса главного пользования и реконструкции.

Границы третьего пояса зоны санитарной охраны подземных источников питьевого водоснабжения также определяются гидродинамическими расчетами, учитывающими время продвижения химического загрязнения до водозабора. При этом время продвижения химического загрязнения до водозабора должно быть больше расчетного времени эксплуатации водозабора. (25 лет = 9125 суток).

$$R_3 = \sqrt{\frac{Q_{\text{вод}} \cdot T_3}{\pi \cdot m \cdot \mu}}, \text{ м.} \quad (5.4)$$

В третьем поясе зоны санитарной охраны подземного источника питьевого водоснабжения запрещаются:

- размещение складов горюче-смазочных материалов, ядохимикатов и минеральных удобрений, накопителей промстоков, шламохранилищ и других объектов, обуславливающих опасность химического загрязнения подземных вод;
- закачка отработанных вод в подземные горизонты, подземное складирование твердых отходов производства и потребления, а также разработка недр.

Размещение складов горюче-смазочных материалов, ядохимикатов и минеральных удобрений, накопителей промстоков, шламохранилищ и других объектов, обуславливающих опасность химического загрязнения подземных вод, допускается в пределах третьего пояса зоны санитарной охраны подземного источника питьевого водоснабжения

только при использовании защищенных подземных вод при условии выполнения специальных мероприятий по защите водоносного горизонта от загрязнения по согласованию с органами государственного санитарного надзора и органами государственного управления по природным ресурсам и охране окружающей среды.

Глава 6. ДВИЖЕНИЕ ГРАВИТАЦИОННЫХ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

6.1. Законы движения подземных вод

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**.

Фильтрация воды, как форма движения, изучается давно. В 1856 г. на основе опытов фильтрации воды через различные пористые среды, французский исследователь Анри Дарси установил основной закон движения подземных вод, получивший в последствии его имя, или линейного закона фильтрации, а французский инженер Ж. Дюпюи применил первым этот закон на практике.

Закон Дарси гласит: количество воды просачивающейся через породу в единицу времени, пропорционально величине падения напора при фильтрации ΔH и площади поперечного сечения породы ω и обратно пропорционально длине пути фильтрации l , измеряемой по направлению движения воды (рис. 6.1).

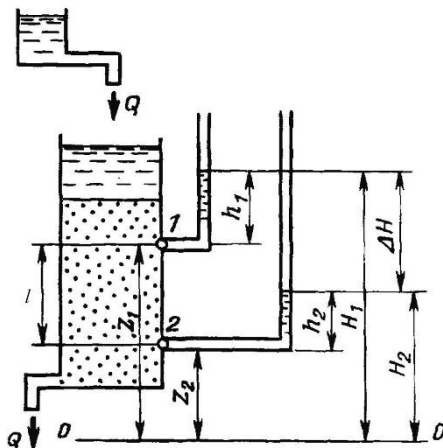


Рис. 6.1. Схема фильтрационного прибора

Дарси установил на основании экспериментальных данных, что

$$Q = K \cdot \omega \cdot \frac{H_1 - H_2}{l}, \quad (6.1)$$

где K – коэффициент пропорциональности, зависящий от физических свойств породы и фильтрующей жидкости. Этот коэффициент получил название коэффициента фильтрации;

ω – площадь поперечного сечения потока;

$\Delta H = H_1 - H_2$ – потери напора;

l – длина пути фильтрации.

Отношение падения напора ΔH к длине пути фильтрации l называется *гидравлическим градиентом* или *градиентом напора* I

$$I = \frac{H_1 - H_2}{l} \quad (6.2)$$

Тогда закон Дарси примет вид

$$Q = K \cdot \omega \cdot I. \quad (6.3)$$

Разделив правую и левую части уравнения (6.3) на ω получим

$$v = K \cdot I, \quad (6.4)$$

где v – скорость фильтрации.

Из (6.4) видно, что зависимость между скоростью фильтрации и градиентом является линейной, поэтому закон Дарси называется **линейным законом фильтрации**.

Приняв $I = 1$ получаем, что

$$v = K. \quad (6.5)$$

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

Закон Дарси работает при ламинарном режиме (со скоростями до 400 м/сут), когда потери напора пропорциональны длине пути фильтрации. При значительных скоростях фильтрации он нарушается за счет влияния инерционных сил и турбулентности потока (верхний предел применимости). При малых скоростях фильтрации на движение влияют не только силы трения, но и силы молекулярного притяжения, действующие со стороны минеральных частиц горной породы. В том и другом случае нарушается прямая зависимость между скоростью

фильтрации и градиентом напора.

Движение подземных вод в подавляющем большинстве случаев является ламинарным. Однако в грубообломочных, сильно трещиноватых и закарстованных породах при откачках, а также в горных выработках может возникнуть турбулентное движение. Это движение характеризуется большими серостями, пульсацией и носит вихревой характер.

Переход ламинарного движения в турбулентное происходит при критической скорости, величина которой зависит от ряда параметров: диаметра зерен породы, ее пористости, плотности и вязкости воды.

Для определения критической скорости воды в пористой среде Н.Н. Павловский предложил следующую зависимость

$$v_{кр} = \frac{(0,75 \cdot n + 0,23) \cdot \mu \cdot Re}{\rho \cdot d_e}, \quad (6.6)$$

где n – пористость;

μ – вязкость воды;

ρ – плотность воды;

Re – число Рейнольдса;

d_e – действующий диаметр.

Число Рейнольдса можно определить по следующей формуле

$$Re = \frac{2 \cdot \rho \cdot U \cdot R}{\mu}, \quad (6.7)$$

где R – гидравлический радиус, равный отношению площади поперечного сечения к смоченному периметру потока;

U – действительная скорость движения воды в порах и трещинах породы.

Следует учитывать, что скорость фильтрации, рассчитанная по формуле (6.4), не равна действительной скорости движения воды в порах или трещинах породы, так как вместо реального рассматривается фиктивный поток. Чтобы получить реальную скорость движения подземных вод U необходимо скорость фильтрации V разделить на пористость породы n

$$U = \frac{v}{n}. \quad (6.8)$$

Так как пористость всегда меньше 1, то получаемая из закона Дарси скорость фильтрации всегда меньше действительной скорости движения. Непосредственно действительные скорости движения воды не

зависят от свойств зерен минералов, составляющих водоносный горизонт, но косвенно минеральный состав породы влияет, так как он определяет характер и структуру пор. Чем больше размеры пор, тем больше скорости движения подземных вод.

Как показывают исследования, $V_{кр}$ зависит главным образом от размера пор и колеблется от 300 до 800 м/сут, т.е. при скоростях, которые редко наблюдаются для подземных вод.

Переход ламинарного движения в турбулентное сопровождается отклонением от линейного закона фильтрации и переходом его в нелинейный, подчиняющийся закону Шези-Краснопольского

$$v = K \sqrt{I}. \quad (6.9)$$

Отличие нелинейного закона фильтрации от линейного заключается в том, что при турбулентном движении скорость фильтрации пропорциональна градиенту напора в степени 1/2.

В случае, если водоносный горизонт отличается большой фильтрационной неоднородностью, то движение воды может иметь смешанный характер. В общем виде это выражается формулой

$$v = K \cdot \sqrt[n]{I}, \quad (6.10)$$

где n – принимает значения от 1 до 2.

При фильтрации жидкости через весьма тонкие капилляры (фильтрация в глинистых горных породах) физически связанная вода практически полностью перекрывает сечение поровых каналов. Она имеет свойства вязко пластичной жидкости и высокое сопротивление сдвигов. Для того, чтобы началась фильтрация в таких породах, необходимо создать некоторый начальный градиент. Поэтому при небольших градиентах глина не фильтрует и является **водоупором**.

В случае создания необходимого начального градиента напора начинается фильтрация в соответствии с законом Дарси (рис. 6.2), который записывается в следующем виде

$$v = K \cdot (I - I_{np}) = K \cdot \left(I - \frac{4}{3} \cdot I_0 \right), \quad (6.11)$$

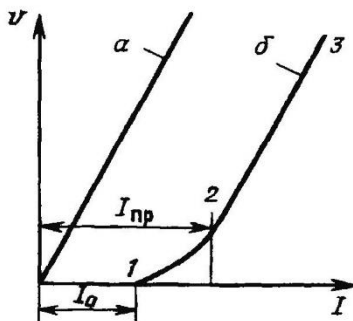


Рис. 6.2. Зависимость скорости фильтрации от градиента напора (по Н.А. Цытовичу): а – для песчаных пород; б – для глинистых пород

В отличие от песчаных пород, в глинистых породах зависимость между V и I носит сложный характер (рис. 6.2): параболический на участке (1-2) и прямолинейный на участке (2-3). Точка 1 соответствует начальному напорному градиенту I_0 , только при превышении которого фильтрация возможна, но не в соответствии с линейным законом. Точка 2 соответствует предельному градиенту напора I_{np} , при превышении которого становится справедливым закон Дарси.

В прилож. 5 приведены коэффициенты фильтрации и проницаемости для различных пород и грунтов. На практике коэффициент фильтрации используют для характеристики фильтрационных свойств рыхлых пород и грунтов, а коэффициент проницаемости – для монолитных горных пород.

Следует отметить, что свойства воды существенно меняются с изменением температуры. При ее повышении уменьшается вязкость воды, ослабевают и практически исчезают капиллярные силы. Поэтому при температурах свыше $50\text{ }^{\circ}\text{C}$ наблюдается переход части связанных и капиллярных вод в гравитационные и наоборот, что сказывается на характере движения свободных вод. Влияет на вязкость воды и ее минерализация, с ростом которой вязкость и плотность раствора возрастают. При одном и том же градиенте напора скорость фильтрации пресных вод при температуре $5\text{--}20\text{ }^{\circ}\text{C}$ почти в 2 раза выше скорости фильтрации соленых вод плотностью $1,18\text{ г/см}^3$.

6.2. Движение воды в водоносных пластах

Фильтрация представляет собой сложный процесс движения гравитационных вод в пористых, трещиноватых и закарстованных породах в условиях их полного насыщения водой. В динамике подземных вод этот процесс рассматривается как движение *сплошной массы воды* без выделения движения отдельных ее частиц, двигающихся в этой массе с различными скоростями. Такая масса движущейся подземной воды

называется **фильтрационным потоком**. Движение подземных вод, сложенных глинистыми и песчаными породами, в большинстве случаев является ламинарным и подчиняется закону Дарси.

Фильтрационные потоки могут быть как природными, так и измененными деятельностью человека в районах водозаборов и водопонижительных установок, при эксплуатации гидромелиоративных систем и разработке полезных ископаемых, на участках строительства инженерных, особенно гидротехнических сооружений.

При изучении столь сложных и разнообразных потоков возникает необходимость их схематизации и использования ряда общих положений, относящихся к разнообразным потокам.

По многообразию природных условий и в соответствии с направлениями движения воды фильтрационные потоки делятся на плоские и пространственные (рис. 6.3).

Плоские потоки в свою очередь делятся на **одномерные (линейные) и двухмерные**. **Линейными (одномерными)** называются фильтрационные потоки, изменяющиеся лишь в одном направлении, т. е. зависящие от одной координаты.

Примером может служить напорный поток, прорезанный прямолинейным каналом большой длины на всю его мощность.

Плоскими (двухмерными) называются фильтрационные потоки, изменяющиеся в двух направлениях, т. е. зависящие от двух координат. **Двухмерные плоские** потоки могут быть плановыми и профильными. В первых потоках движение воды в одном направлении происходит только по глубине потока, а во вторых – только по его площади.

Пространственными (трехмерными) называются потоки, изменяющиеся во всех направлениях.

По гидравлическим признакам потоки делятся на безнапорные и напорные (рис. 6.4).

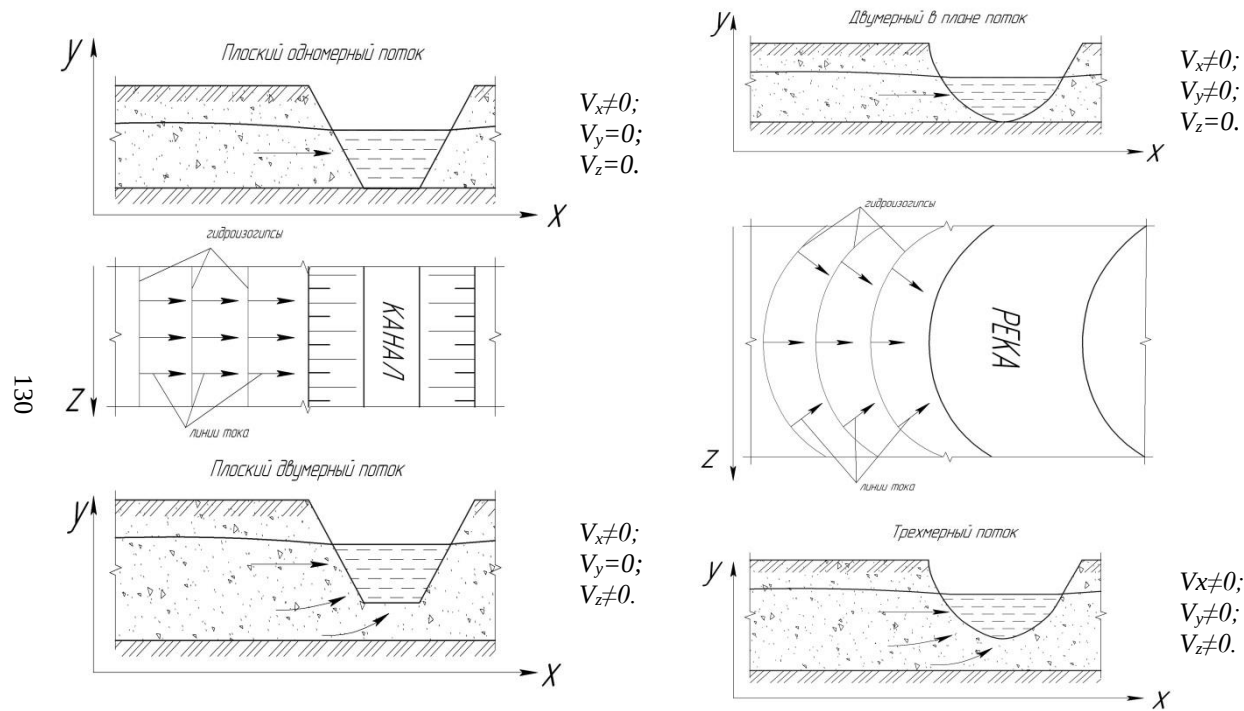


Рис. 6.3. Виды фильтрационных потоков

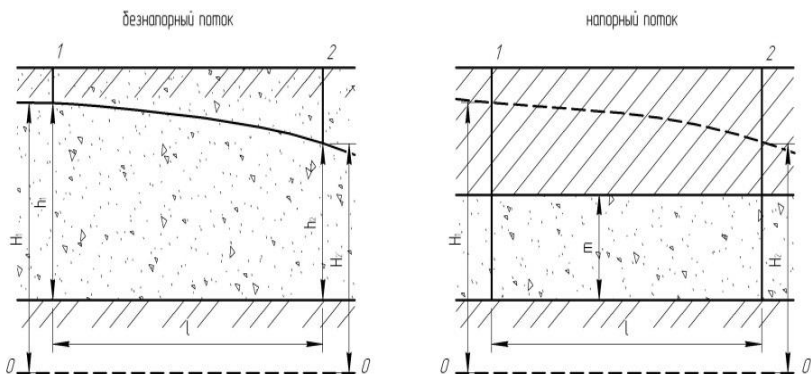


Рис. 6.4. Продольный разрез фильтрационных потоков

К элементам фильтрационного потока относятся: мощность потока (h – для безнапорного потока, m – для напорного потока); ширина потока (протяжённость в направлении, перпендикулярном движению – b); H_1 , H_2 – расстояние от свободного (безнапорный поток) или пьезометрического (напорный поток) уровня до условной плоскости сравнения; l – расстояние между сечениями (длина пути фильтрации).

Градиент в точке напора

$$i = \lim_{l \rightarrow 0} \frac{\Delta H}{l} = -\frac{dH}{dl}. \quad (6.12)$$

Производная отрицательна в связи с уменьшением напора по мере увеличения длины.

Тогда величина расхода, по закону Дарси, имеет следующий вид:
для безнапорного потока

$$Q = K \cdot \omega \cdot \left(-\frac{dH}{dl} \right) = K \cdot h \cdot b \cdot \left(-\frac{dH}{dl} \right), \quad (6.13)$$

для напорного потока

$$Q = K \cdot \omega \cdot \left(-\frac{dH}{dl} \right) = K \cdot m \cdot b \cdot \left(-\frac{dH}{dl} \right). \quad (6.14)$$

Для плоского потока достаточно определить единичный расход потока (расход потока на единицу ширины)

$$q = \frac{Q}{b}. \quad (6.15)$$

Тогда величина единичного расхода:
для безнапорного потока

$$q = -K \cdot h \cdot \frac{dH}{dl}, \quad (6.16)$$

для напорного потока

$$q = -K \cdot m \cdot \frac{dH}{dl}. \quad (6.17)$$

6.2.1. Расход плоского безнапорного потока при горизонтальном водоупоре

Расчет производится на основе закона Дарси (6.16). Расчетная схема приведена на рис. 6.5.

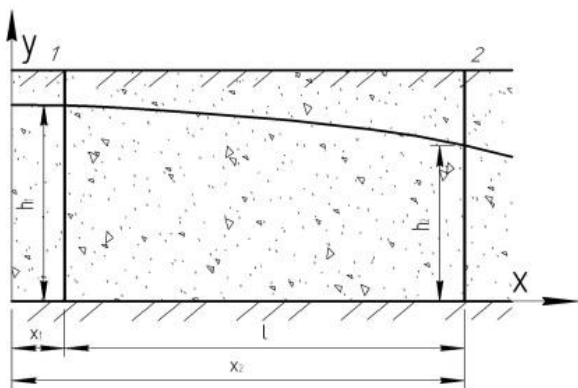


Рис. 6.5. Схема движения грунтового потока
при горизонтальном водоупоре

Записав уравнение (6.16) в координатной форме, получим

$$q = -K \cdot y \cdot \frac{dy}{dx}. \quad (6.18)$$

Перенесем постоянные члены уравнения и переменную x в левую часть

$$-\frac{q}{K} \cdot dx = y \cdot dy. \quad (6.19)$$

Интегрируем уравнение (6.19) от сечения 1 до сечения 2, учитывая, что при увеличении x от x_1 до x_2 мощность потока изменяется от h_1 до h_2

$$-\frac{q}{K} \int_{x_1}^{x_2} dx = \int_{h_1}^{h_2} y \cdot dy. \quad (6.20)$$

Откуда получаем

$$-\frac{q}{K} \cdot (x_2 - x_1) = \frac{h_2^2 - h_1^2}{2}. \quad (6.21)$$

Выразив из формулы (6.21) q , с учетом того, что $x_2 - x_1 = l$ (рис. 6.5), получаем зависимость для определения расхода плоского безнапорного потока при горизонтальном водоупоре (формула Дюпюи).

$$q = K \cdot \frac{h_1^2 - h_2^2}{2 \cdot l}. \quad (6.22)$$

Пример 6.1. Грунтовые воды содержатся в разнородных песках (рис. 6.6).

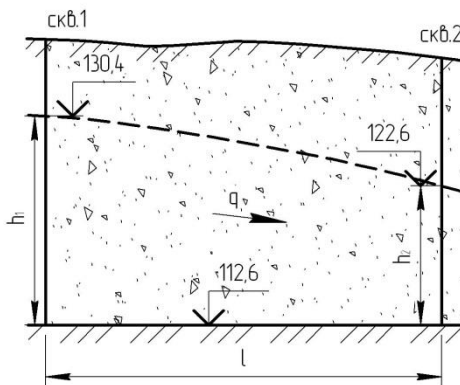


Рис. 6.6. Расчетная схема к примеру 6.1

Отметка уровня воды в скв.1 – 130,4 м, в скв.2, расположенной по направлению потока на расстоянии 2000 м от скв.1, – 122,6 м. Водоупорный слой горизонтальный, отметка поверхности водоупора 112,6 м. Коэффициент фильтрации водоносного пласта 16,2 м/сут. Определить единичный расход грунтового потока.

Решение. Единичный расход грунтового потока вычисляется по зависимости (6.22). Для его определения необходимо рассчитать мощности потока в сечениях 1 и 2:

$$h_1 = 130,4 - 112,6 = 17,8, \text{ м},$$

$$h_2 = 122,6 - 112,6 = 10,0, \text{ м}.$$

Единичный расход грунтового потока

$$q = K \cdot \frac{h_1^2 - h_2^2}{2 \cdot l} = 16,2 \cdot \frac{17,8^2 - 10,0^2}{2 \cdot 2000} = 0,88, \text{ м}^3/\text{сут}/\text{м}.$$

Пример 6.2. Грунтовые воды содержатся в разнозернистых песках (рис. 6.7). Отметка уровня воды в скв.1 – 130,4 м, в скв.2, расположенной по направлению потока на расстоянии 1000 м от скв.1, – 122,6 м. Водоупорный слой горизонтальный, отметка поверхности водоупора 112,6 м. Определить положение кривой депрессии через каждые 200 м.

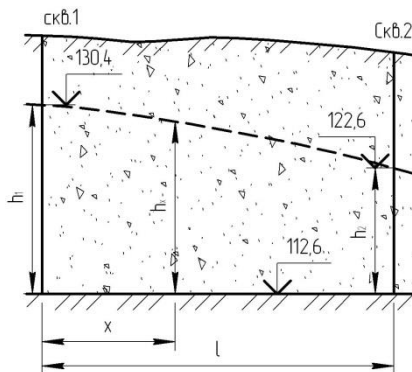


Рис. 6.7. Расчетная схема к примеру 6.2

Решение. Единичный расход грунтового потока вычисляется по зависимости (6.22). Составим уравнения для сечений 1 и 2:

$$q = K \cdot \frac{h_1^2 - h_2^2}{2 \cdot l},$$

а также для 1 и x :

$$q = K \cdot \frac{h_1^2 - h_x^2}{2 \cdot x}.$$

Ввиду неразрывности потока его расход одинаков во всех сечениях. Тогда

$$K \cdot \frac{h_1^2 - h_2^2}{2 \cdot l} = K \cdot \frac{h_1^2 - h_x^2}{2 \cdot x}.$$

Откуда

$$h_x = \sqrt{h_1^2 - \frac{x}{l} \cdot (h_1^2 - h_2^2)}. \quad (6.23)$$

Зависимость (6.23) носит название уравнения кривой депрессии.

Расчет лучше всего выполнять в табличной форме, задаваясь величиной x и определив первоначально мощности потока в сечениях 1 и 2:

$$h_1 = 130,4 - 112,6 = 17,8, \text{ м},$$

$$h_2 = 122,6 - 112,6 = 10,0, \text{ м}.$$

$x, \text{ м}$	0	200	400	600	800	1000
$h_x, \text{ м}$	17,8	16,5	15,2	13,7	12,0	10,0

6.2.2. Расход плоского безнапорного потока при наклонном водоупоре

Расчет производится на основе закона Дарси (6.16). Расчетная схема приведена на рис. 6.8.

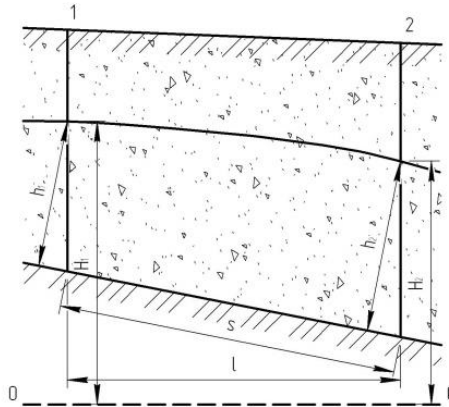


Рис. 6.8. Схема движения грунтового потока при наклонном водоупоре

При не очень больших уклонах подстилающего водонепроницаемого слоя ($0,001 \div 0,0001$) и незначительном изменении мощностей потоков по длине можно допустить, что $S \approx I$, $I \approx I_{cp}$, а $h \approx h_{cp}$, т.е.

$$q = K \cdot h_{cp} \cdot I_{cp} = K \cdot \frac{h_1 + h_2}{2} \cdot \frac{H_1 - H_2}{l}. \quad (6.24)$$

Данное уравнение расхода получено Г.Н. Каменским исходя из основного закона фильтрации.

Пример 6.3. Грунтовые воды заключены в мелкозернистых песках, имеющих коэффициент фильтрации 4,7 м/сут. Определить отметку уровня грунтового потока в сечении 2 и единичный расход. Данные для расчета приведены на рис. 6.9.

Решение. Единичный расход грунтового потока в случае наклонного водоупора определяется по приближенной формуле Г.Н. Каменского (6.24).

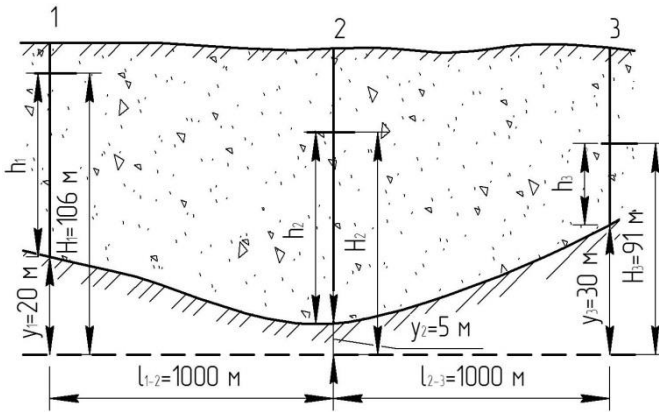


Рис. 6.9. Расчетная схема к примеру 6.3.

Составим уравнения для сечений 1 и 2:

$$q = K \cdot \frac{h_1 + h_2}{2} \cdot \frac{H_1 - H_2}{l_{1-2}},$$

а также для 2 и 3:

$$q = K \cdot \frac{h_2 + h_3}{2} \cdot \frac{H_2 - H_3}{l_{2-3}}.$$

Ввиду неразрывности потока его расход одинаков во всех сечениях. Тогда

$$K \cdot \frac{h_1 + h_2}{2} \cdot \frac{H_1 - H_2}{l_{1-2}} = K \cdot \frac{h_2 + h_3}{2} \cdot \frac{H_2 - H_3}{l_{2-3}}.$$

Здесь

$$h_1 = H_1 - y_1 = 106 - 20 = 86 \text{ м},$$

$$h_2 = H_2 - y_2 = H_2 - 5,$$

$$h_3 = H_3 - y_3 = 91 - 30 = 61 \text{ м}.$$

$$4,7 \cdot \frac{86 + H_2 - 5}{2} \cdot \frac{106 - H_2}{1000} = 4,7 \cdot \frac{H_2 - 5 + 61}{2} \cdot \frac{H_2 - 91}{1000}.$$

Упростив, имеем

$$(81 + H_2) \cdot (106 - H_2) = (H_2 + 56) \cdot (H_2 - 91).$$

Раскрыв скобки, получаем квадратное уравнение

$$H_2^2 - 30 \cdot H_2 - 6841 = 0.$$

Дискриминант равен

$$D = b^2 - 4 \cdot a \cdot c = (-30)^2 - 4 \cdot 1 \cdot (-6841) = 28264.$$

Корень уравнения равен

$$H_2 = \frac{-b \pm \sqrt{D}}{2 \cdot a} = \frac{30 \pm \sqrt{28264}}{2 \cdot 1} = 15 \pm 84,06.$$

Откуда

$$H_2 = 15 + 84,06 = 99,06 \text{ м},$$

$$h_2 = H_2 - y_2 = 99,06 - 5 = 94,06 \text{ м}.$$

Единичный расход

$$q = 4,7 \cdot \frac{86 + 94,06}{2} \cdot \frac{106 - 99,06}{1000} = 2,94 \text{ м}^3/\text{сут}/\text{м}.$$

6.2.3. Расход плоского напорного потока в пласте постоянной мощности

Расчет производится на основе закона Дарси (6.17). Расчетная схема приведена на рис. 6.10.

Записав уравнение (6.17) в координатной форме, получим

$$q = -K \cdot m \cdot \frac{dy}{dx}. \quad (6.25)$$

Перенесем постоянные члены уравнения и переменную x в левую часть

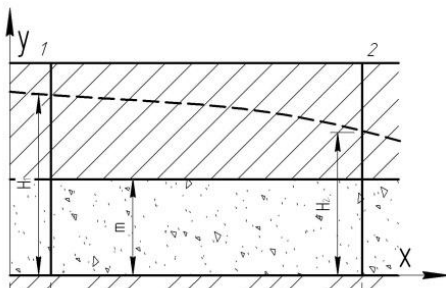


Рис. 6.10. Схема движения напорного потока
в пласте постоянной мощности

Тогда

$$-\frac{q}{K \cdot m} \cdot dx = dy. \quad (6.26)$$

Интегрируем уравнение (6.26) от сечения 1 до сечения 2, учитывая, что при увеличении x от x_1 до x_2 напор изменяется от H_1 до H_2 :

$$-\frac{q}{K \cdot m} \int_{x_1}^{x_2} dx = \int_{H_1}^{H_2} dy. \quad (6.27)$$

Откуда получаем

$$-\frac{q}{K \cdot m} \cdot (x_2 - x_1) = H_2 - H_1. \quad (6.28)$$

Выразив из формулы (6.28) q , с учетом того, что $x_2 - x_1 = l$ (рис. 6.10), получаем зависимость для определения расхода плоского напорного потока в пласте постоянной мощности.

$$q = K \cdot m \cdot \frac{H_1 - H_2}{l}. \quad (6.29)$$

Пример 6.4. Определить единичный расход напорного потока в пласте постоянной мощности. Пласт мощностью 15 м вскрыт двумя буровыми скважинами, расположенными по направлению потока. Расстояние между скважинами – 200 м. Пьезометрический уровень в скв.1 установился на отметке 64,22 м, в скв.2 – на отметке 63,44 м (рис. 6.11). Пласт сложен однородным крупнозернистым песком с коэффициентом фильтрации 45 м/сут.

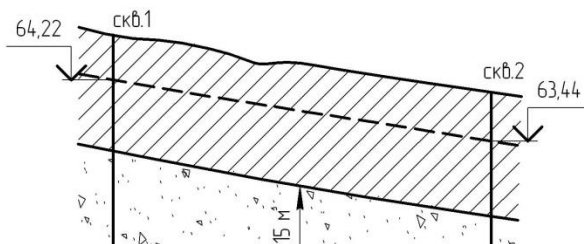


Рис. 6.11. Расчетная схема к примеру 6.4

Решение. Единичный расход напорного потока вычисляется по зависимости (6.29):

$$q = K \cdot m \cdot \frac{H_1 - H_2}{l} = 45 \cdot 15 \cdot \frac{64,22 - 63,44}{200} = 2,63, \text{ м}^3/\text{сут}/\text{м}.$$

6.2.4. Расход плоского напорного потока в пласте переменной мощности

Расчет производится на основе закона Дарси (6.17), приняв $I \approx I_{cp}$, а $m \approx m_{cp}$. Расчетная схема приведена на рис. 6.12.

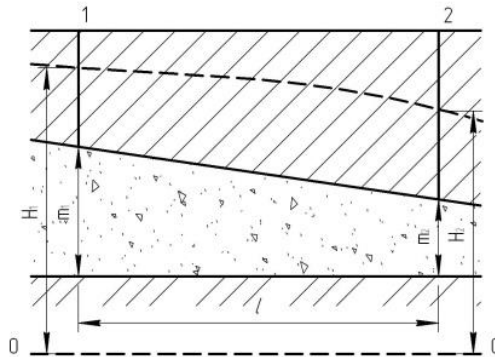


Рис. 6.12. Схема движения напорного потока в пласте переменной мощности

$$q = K \cdot m_{cp} \cdot I_{cp} = K \cdot \frac{m_1 + m_2}{2} \cdot \frac{H_1 - H_2}{l}. \quad (6.30)$$

Пример 6.5. Напорные воды заключены в среднезернистых песках. Определить пьезометрический уровень водоносного горизонта в сечении 2 и единичный расход потока при коэффициенте фильтрации пласта 3,8 м/сут. Данные для расчета приведены на рис. 13.

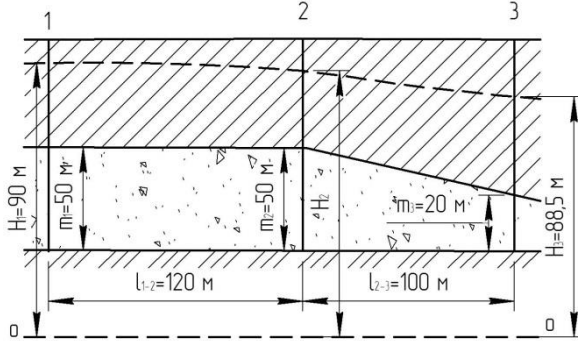


Рис. 6.13. Расчетная схема к примеру 6.5

Решение. Единичный расход напорного потока в случае с пластом переменной мощности определяется по формуле (6.30).

Составим уравнения для сечений 1 и 2:

$$q = K \cdot \frac{m_1 + m_2}{2} \cdot \frac{H_1 - H_2}{l_{1-2}},$$

а также для 2 и 3:

$$q = K \cdot \frac{m_2 + m_3}{2} \cdot \frac{H_2 - H_3}{l_{2-3}}.$$

Ввиду неразрывности потока его расход одинаков во всех сечениях. Тогда

$$K \cdot \frac{m_1 + m_2}{2} \cdot \frac{H_1 - H_2}{l_{1-2}} = K \cdot \frac{m_2 + m_3}{2} \cdot \frac{H_2 - H_3}{l_{2-3}}.$$

$$3,8 \cdot \frac{50 + 50}{2} \cdot \frac{90 - H_2}{120} = 3,8 \cdot \frac{50 + 20}{2} \cdot \frac{H_2 - 88,5}{100}.$$

Упростив, имеем

$$10 \cdot 100 \cdot (90 - H_2) = 12 \cdot 70 \cdot (H_2 - 88,5).$$

Раскрыв скобки, получаем следующее уравнение:

$$184 \cdot H_2 = 16434.$$

Откуда

$$H_2 = \frac{16434}{184} = 89,32, \text{ м.}$$

Единичный расход напорного потока

$$q = 3,8 \cdot \frac{50+50}{2} \cdot \frac{90-89,32}{120} = 1,08, \text{ м}^3/\text{сут/м.}$$

6.2.5. Движение подземных вод в слоистых пластах

Движение подземных вод в неоднородных пластах, состоящих из ряда слоев разной водопроницаемости, характеризуется средним коэффициентом фильтрации пласта, отражающим его общую водопроницаемость.

Максимальное значение K_{cp} будет при фильтрации воды параллельно напластованию, минимальное – при фильтрации перпендикулярно напластованию пород.

При движении воды параллельно залеганию пластов средний коэффициент фильтрации определяется по формуле

$$K_{cp} = \frac{k_1 \cdot h_1 + k_2 \cdot h_2 + \dots + k_n \cdot h_n}{h_1 + h_2 + \dots + h_n}, \quad (6.31)$$

где $h_1, h_2, \dots, h_n$ – мощности слоев с коэффициентами фильтрации $k_1, k_2, \dots, k_n$.

При движении воды по нормали к напластованию средний коэффициент фильтрации определяется по формуле Г.Н. Каменского:

$$K_{cp} = \frac{h_1 + h_2 + \dots + h_n}{\frac{h_1}{k_1} + \frac{h_2}{k_2} + \dots + \frac{h_n}{k_n}}, \quad (6.32)$$

где $h_1, h_2, \dots, h_n$ – путь фильтрации в пределах каждого слоя.

Пример 6.6. Определить единичный расход в двухслойном водоносном пласте (рис. 6.14). Нижний пласт сложен крупнозернистым гравелистым песком с коэффициентом фильтрации 16,2 м/сут, верхний – мелкозернистым песком с коэффициентом фильтрации 2,2 м/сут. В результате бурения скважин получены следующие данные: отметка кровли водоупора – 45,2 м; отметка кровли нижнего пласта – 60,4 м;

отметка уровня воды в скв.1 – 78,6 м; отметка уровня воды в скв.2 – 77,2 м. Расстояние между скважинами – 400 м.

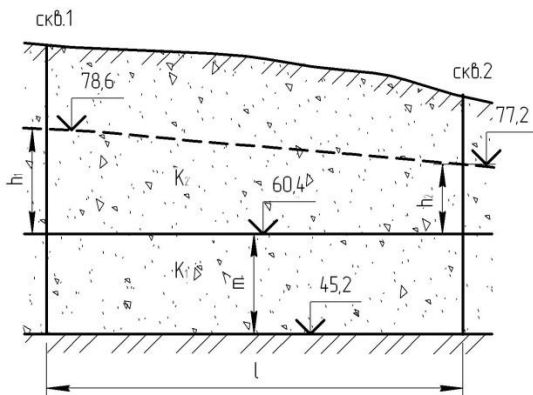


Рис. 6.14. Расчетная схема к примеру 6.6

Решение. Единичный расход подземных вод определяем, считая расход для верхнего пласта по зависимости (6.22), для нижнего пласта – по зависимости (6.29), предварительно вычислив

$$h_1 = 78,6 - 60,4 = 18,2 \text{ м},$$

$$h_2 = 77,2 - 60,4 = 16,8 \text{ м},$$

$$m = 60,4 - 45,2 = 15,2 \text{ м},$$

$$q = K_2 \cdot \frac{h_1^2 - h_2^2}{2 \cdot l} + K_1 \cdot m \cdot \frac{H_1 - H_2}{l} =$$

$$= 2,2 \cdot \frac{18,2^2 - 16,8^2}{2 \cdot 400} + 16,2 \cdot 15,2 \cdot \frac{78,6 - 77,2}{400} = 0,997 \text{ м}^3/\text{сут}/\text{м}.$$

Пример 6.7. Определить единичный расход грунтового потока в наклонном пласте, состоящем из трех песчаных слоев различной водопроницаемости, в условиях равномерного движения грунтовых вод. Песчаная толща подстилается глинами. Данные для расчета: уровень воды в скв.1 находится на отметке 35,2 м, в скв.2 – на отметке 31,8 м. Мощность нижнего слоя – 8,0 м, среднего – 4,6, мощность водоносной части верхнего слоя – 6,0 м; коэффициент фильтрации верхнего слоя – 7,2 м/сут, среднего – 5,6, нижнего – 3,2 м/сут. Расстояние между скважинами – 470 м (рис. 6.15).

Решение. Находим среднее значение коэффициента фильтрации по зависимости (6.31)

$$K_{cp} = \frac{k_1 \cdot h_1 + k_2 \cdot h_2 + k_3 \cdot h_3}{h_1 + h_2 + h_3} = \frac{7,2 \cdot 6 + 5,6 \cdot 4,6 + 3,2 \cdot 8}{6 + 4,6 + 8} = 5,08, \text{ м/сут.}$$

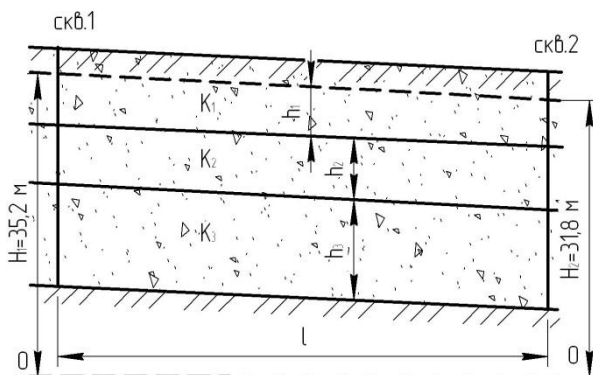


Рис. 6.15. Расчетная схема к примеру 6.7

Определяем уклон грунтового потока:

$$I = \frac{H_1 - H_2}{l} = \frac{35,2 - 31,8}{470} = 0,0072.$$

Единичный расход грунтового потока вычисляем по формуле

$$q = K_{cp} \cdot h \cdot I = 5,08 \cdot (6 + 4,6 + 8) \cdot 0,0072 = 0,68, \text{ м}^3/\text{сут}/\text{м}.$$

6.3. Приток воды к вертикальным водосборам

Вертикальные водосборы можно разделить на шахтные колодцы и буровые скважины. Нередко через открытую площадь дна шахтного колодца поступает больше воды, чем через стенки, чего нет в буровых скважинах. Поэтому при расчете шахтного колодца возникает необходимость учитывать поступление воды через дно.

По характеру эксплуатируемых водоносных горизонтов колодцы разделяются на безнапорные (грунтовые) и напорные (рис. 6.16). При понижении в напорном колодце пьезометрического уровня ниже кровли водоносного слоя колодец носит название грунтово-напорного.

По характеру заложения в водоносном слое колодцы подразделяются на совершенные и несовершенные. Несовершенные колодцы, преимущественно не доведенные до нижнего водоупора, могут иметь проницаемые дно и стенки, проницаемые стенки и глухое дно, глухие стенки и проницаемое дно. Совершенные колодцы прорезают водоносный горизонт на полную мощность и имеют проницаемые стенки.

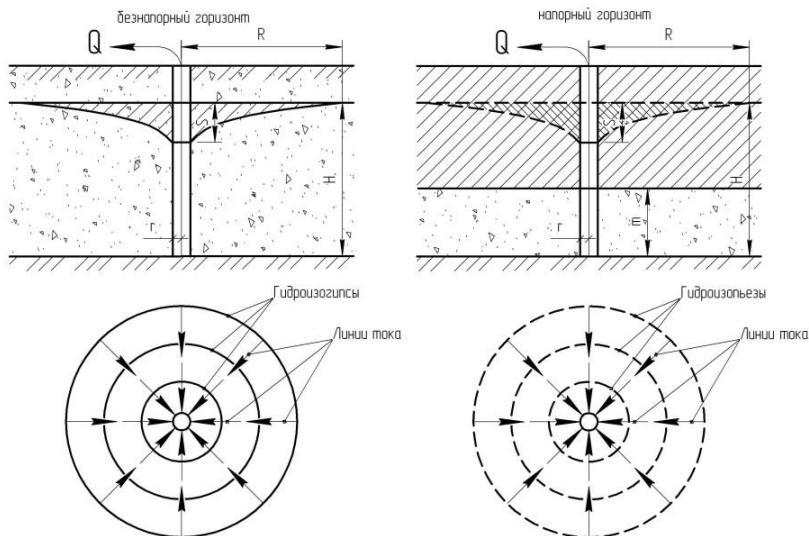


Рис. 6.16. Схемы совершенных буровых колодцев в безнапорном и напорном горизонтах: Q – дебит скважины; H – мощность безнапорного водоносного пласта (напор в напорном водоносном горизонте); m – мощность напорного водоносного пласта; r – радиус скважины; R – радиус влияния; S – понижение уровня воды в скважине при откачке

От типа вертикального водосбора зависит выбор расчетных уравнений движения воды к колодцам.

В результате откачки воды из бурового колодца вокруг водозабора формируется радиальный поток (приток воды к скважине идет со всех сторон), при этом в безнапорном водоносном горизонте осушается часть пласта в виде воронки с радиусом R , а в напорном горизонте вокруг скважины образуется зона сниженных напоров в виде воронки с радиусом R (см. рис. 6.16).

6.3.1. Дебит совершенной скважины в безнапорном однородном

водоносном слое при установившемся режиме движения

Определение дебита совершенной скважины в безнапорном однородном водоносном слое при установившемся режиме движения ведется на основе закона Дарси (6.3) согласно расчетной схеме, приведенной на рис. 6.17.

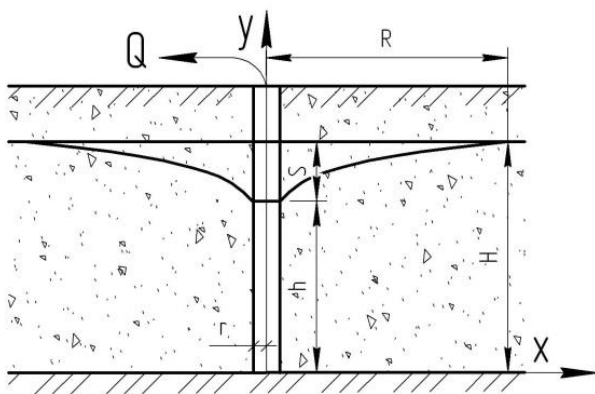


Рис. 6.17. Схема совершенной скважины в безнапорном однородном водоносном слое

Площадь поперечного сечения потока

$$\omega = 2 \cdot \pi \cdot x \cdot y. \quad (6.33)$$

Градиент напора

$$I = \frac{dy}{dx}. \quad (6.34)$$

Подставив значения площади потока и напорного градиента в (6.3), получаем

$$Q = K \cdot 2 \cdot \pi \cdot x \cdot y \cdot \frac{dy}{dx}. \quad (6.35)$$

Перенесем постоянные члены уравнения и переменную x в левую часть

$$\frac{Q}{2 \cdot \pi \cdot K} \cdot \frac{dx}{x} = y \cdot dy. \quad (6.36)$$

Интегрируем уравнение (6.36), учитывая, что при увеличении x от r до R напор изменяется от h до H

$$\frac{Q}{2 \cdot \pi \cdot K} \cdot \int_r^R \frac{dx}{x} = \int_h^H y \cdot dy. \quad (6.37)$$

Откуда получаем

$$\frac{Q}{2 \cdot \pi \cdot K} (\ln R - \ln r) = \frac{H^2 - h^2}{2}. \quad (6.38)$$

Выразив из формулы (6.38) Q , получаем зависимость для определения дебита совершенной скважины в безнапорном однородном водоносном слое при установившемся режиме движения

$$Q = \frac{\pi \cdot K \cdot (H^2 - h^2)}{\ln \frac{R}{r}}. \quad (6.39)$$

Выполнив несложные преобразования и учитывая, что

$$\ln \frac{R}{r} = \frac{1}{\lg e} \cdot \lg \frac{R}{r} = 2,303 \cdot \lg \frac{R}{r}, \quad (6.40)$$

где e – основание натурального логарифма, $e = 2,718$, получаем зависимость для определения дебита совершенной скважины в безнапорном однородном водоносном слое при установившемся режиме движения в другой записи

$$Q = \frac{1,36 \cdot K \cdot (2 \cdot H - S) \cdot S}{\lg \frac{R}{r}}. \quad (6.41)$$

Пример 6.8. Грунтовые воды вскрыты скважиной в крупнозернистых песках с коэффициентом фильтрации 10 м/сут, подстилаемых глинами. Мощность водоносного пласта равна 14 м. Диаметр скважины – 305 мм. Понижение уровня воды в скважине при откачке – 4 м. Радиус влияния – 300 м (рис. 6.18). Определить дебит скважины.

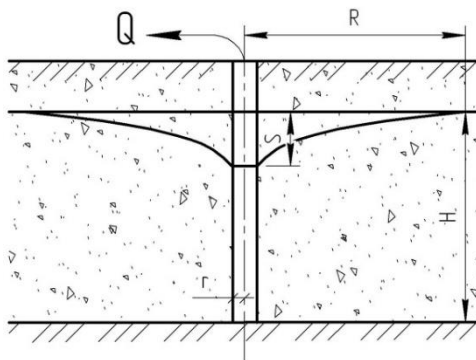


Рис. 6.18. Расчетная схема к примеру 6.8

Решение. Определяем дебит скважины по формуле (6.41)

$$Q = \frac{1,36 \cdot K \cdot (2 \cdot H - S) \cdot S}{\lg \frac{R}{r}} = \frac{1,36 \cdot 10 \cdot (2 \cdot 14 - 4) \cdot 4}{\lg \frac{300}{0,1525}} = 396,4, \text{ м}^3/\text{сут.}$$

6.3.2. Дебит совершенной скважины в напорном однородном водоносном слое при установившемся режиме движения

Определение дебита совершенной скважины в напорном однородном водоносном слое при установившемся режиме движения ведется на основе закона Дарси (6.3) согласно расчетной схеме, приведенной на рис. 6.19.

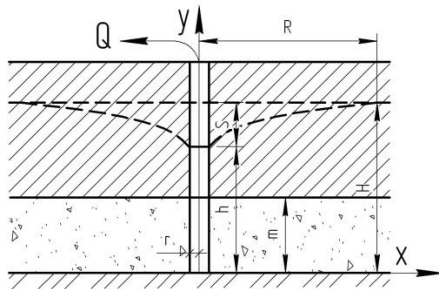


Рис. 6.19. Схема совершенной скважины в напорном однородном водоносном слое

Площадь поперечного сечения потока

$$\omega = 2 \cdot \pi \cdot x \cdot m, \quad (6.42)$$

Градиент напора

$$I = \frac{dy}{dx}. \quad (6.43)$$

Подставив значения площади потока и напорного градиента в формулу (6.3), получаем

$$Q = K \cdot 2 \cdot \pi \cdot x \cdot m \cdot \frac{dy}{dx}. \quad (6.44)$$

Перенесем постоянные члены уравнения и переменную x в левую часть

$$\frac{Q}{2 \cdot \pi \cdot K \cdot m} \cdot \frac{dx}{x} = dy. \quad (6.45)$$

Интегрируем уравнение (6.45), учитывая, что при увеличении x от r до R напор изменяется от h до H

$$\frac{Q}{2 \cdot \pi \cdot K \cdot m} \cdot \int_r^R \frac{dx}{x} = \int_h^H dy. \quad (6.46)$$

Откуда получаем

$$\frac{Q}{2 \cdot \pi \cdot K \cdot m} (\ln R - \ln r) = H - h. \quad (6.47)$$

Согласно расчетной схеме

$$H - h = S. \quad (6.48)$$

Выразив из формулы (6.47) Q и учитывая формулу (6.48), получаем зависимость для определения дебита совершенной скважины в напорном однородном водоносном слое при установившемся режиме движения

$$Q = \frac{2 \cdot \pi \cdot K \cdot m \cdot S}{\ln \frac{R}{r}}. \quad (6.49)$$

Выполнив несложные преобразования с учетом формулы (6.40), получаем зависимость для определения дебита совершенной скважины в напорном однородном водоносном слое при установившемся режиме движения в другой записи:

$$Q = \frac{2,73 \cdot K \cdot m \cdot S}{\lg \frac{R}{r}}. \quad (6.50)$$

Пример 6.9. Буровой скважиной вскрыты напорные воды (рис. 6.20), залегающие в песчаном пласте мощностью 15,9 м. Напор над подошвой водоупора составляет 24,8 м. Коэффициент фильтрации песков 8 м/сут. Диаметр скважины – 25,4 см. Радиус влияния – 100 м. Вычислить приток воды в скважину при понижении напорного уровня на 5,0 м.

Решение. Определяем дебит скважины по формуле (6.50)

$$Q = \frac{2,73 \cdot K \cdot m \cdot S}{\lg \frac{R}{r}} = \frac{2,73 \cdot 8 \cdot 15,9 \cdot 5}{\lg \frac{100}{0,1252}} = 598,7, \text{ м}^3/\text{сут.}$$

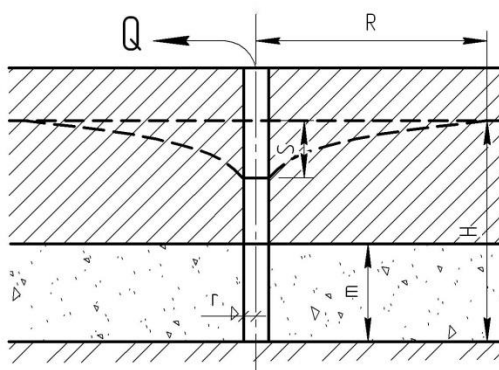


Рис. 6.20. Расчетная схема к примеру 6.9

Пример 6.10. Совершенная буровая скважина вскрыла в песчаном пласте водоносный горизонт со свободной поверхностью. Водоносный пласт состоит из двух слоев: верхний слой мощностью 9,2 м сложен мелкозернистыми песками с коэффициентом фильтрации 1,3 м/сут, нижний слой мощностью 4,8 м – грубыми песками с галькой с коэффициентом фильтрации 27,4 м/сут. Диаметр скважины равен 254 мм. Радиус влияния – 200 м (рис. 6.21). Определить дебит скважины при понижении уровня на 3 м.

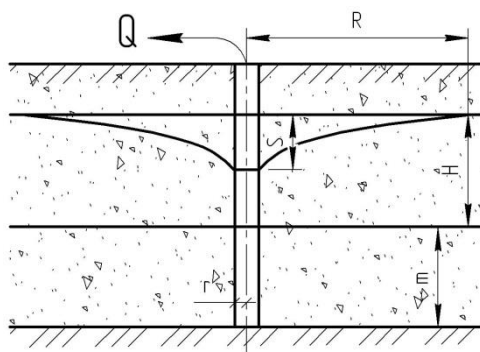


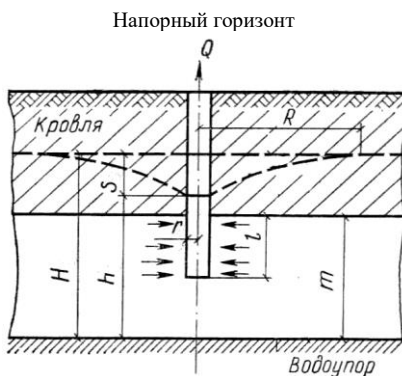
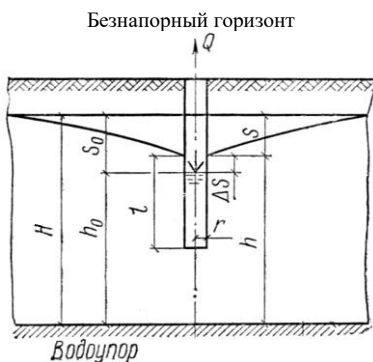
Рис. 6.21. Расчетная схема к примеру 6.10.

Решение. Дебит скважины определяем как сумму дебитов из верхнего и нижнего пластов, считая для верхнего пласта по зависимости (6.41), для нижнего пласта – по зависимости (6.50).

$$Q = \frac{1,36 \cdot 1,3 \cdot (2 \cdot 9,2 - 3) \cdot 3}{\lg \frac{200}{0,127}} + \frac{2,73 \cdot 27,4 \cdot 4,8 \cdot 3}{\lg \frac{200}{0,127}} = 362,4, \text{ м}^3/\text{сут}$$

6.3.3. Несовершенные скважины

В реальных условиях скважины не совершенны. Несовершенство скважин бывает: *по степени вскрытия пласта* – фильтр забирает воду из какой-то его части (рис. 6.22), что вызывает деформации линий тока по профилю потока; *по характеру вскрытия пласта* – возникает из-за несоответствия фильтрационных характеристик самого пласта и фильтра и прифильтровой зоны.



$$Q = \frac{1,36 \cdot K \cdot S \cdot (2H - S)}{\lg \frac{R}{r} + \xi_1 + \xi_2} \quad (6.51)$$

$$Q = \frac{2,73 \cdot K \cdot m \cdot S}{\lg \frac{R}{r} + \xi_1 + \xi_2} \quad (6.52)$$

Рис. 6.22. Несовершенные скважины

Оба вида несовершенства создают дополнительные фильтрационные сопротивления, которые вводятся в формулы для расчета идеальных скважин. Величина дополнительных сопротивлений по степени вскрытия водоносного горизонта ξ_1 определяется в зависимости от отношения $\frac{m}{r}$ и $\frac{l}{m}$ (см. рис. 6.22) по прилож. 6.

Величина дополнительных сопротивлений по характеру вскрытия водоносного горизонта ξ_2 зависит от размеров и размещения водоприемных отверстий на поверхности фильтра, диаметра частиц, породы которые накладываются на отверстия и ряда других факторов. Для новых правильно подобранных фильтров принимается $\xi_2 = 1$.

Задачей расчета одиночной скважины является определение понижения уровня воды в ней при известном расходе или определение дебита при известном понижении уровня.

6.3.4. Расчет водозабора из группы взаимодействующих скважин

При расчете водозабора подземных вод из группы взаимодействующих скважин задачей расчета является определение скважины с максимальным понижением уровня воды при известных дебитах скважин с учетом их взаимодействия.

Расчет проведем для группы из трех несовершенных скважин в напорном водоносном горизонте. Дебит скважин одинаковый.

Дебит несовершенной скважины в напорном водоносном горизонте определяется по формуле (6.52), откуда понижение уровня в несовершенной скважине без учета взаимодействия

$$S = \frac{Q \cdot \left(\lg \frac{R}{r} + \xi_1 + \xi_2 \right)}{2,73 \cdot K \cdot m}, \quad (6.53)$$

где Q – дебит скважины, м³/сут;

R – радиус влияния, м;

r – радиус скважины, м;

ξ_1, ξ_2 – дополнительные фильтрационные сопротивления, возникающие в связи с несовершенством скважины по степени и характеру вскрытия водоносного горизонта;

K – коэффициент фильтрации, м/сут;

m – мощность водоносного горизонта, м.

Радиус влияния определяется по формуле

$$R = 1,5\sqrt{a \cdot t}, \quad (6.54)$$

где a – коэффициент пьезопроводности, м²/сут;

t – нормативное время эксплуатации скважины, равное 9125 сут.

$$\alpha = \frac{K \cdot m}{\mu}, \quad (6.55)$$

где μ – коэффициент водоотдачи, принимается в зависимости от типа породы водоносного горизонта по прилож. 7.

Дополнительное понижение уровня воды для группы любым образом расположенных взаимодействующих скважин:

$$S_{\text{дон}} = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} \left(Q_i \cdot \left(\lg \frac{R_i}{r_i} + \xi_1 + \xi_2 \right) \right)}{2,73 \cdot K_\phi \cdot m}, \quad (6.56)$$

где Q_i – дебит i -й скважины, м³/сут;

r_i – расстояние от скважины в которой определяется понижение уровня до i -й скважины.

Расстояние между скважинами принимается в зависимости от типа породы и мощности водоносного горизонта по прилож. 8. Схема к расчету взаимодействия скважин приведена на рис. 6.23.

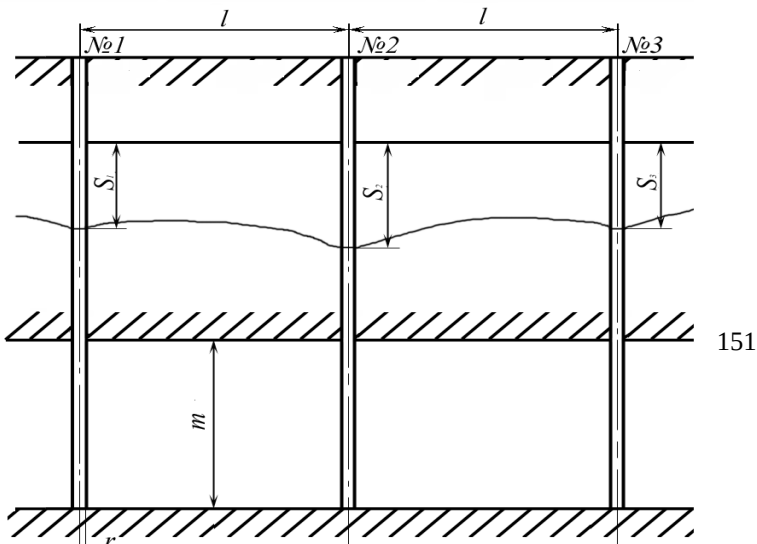


Рис. 6.23. Схема к расчету взаимодействия скважин

Дополнительное понижение уровня воды в скважине №1 за счет взаимодействия

$$S_{don1} = S_{don3} = \frac{Q \cdot \left(\lg \frac{R}{r_{1-2}} + \lg \frac{R}{r_{1-3}} + 2 \cdot (\xi_1 + \xi_2) \right)}{2,73 \cdot K \cdot m}, \quad (6.57)$$

где Q – дебит скважины, м³/сут;

r_{1-2} – расстояние от скважины №1 до №2;

r_{1-3} – расстояние от скважины №1 до №3.

Дополнительное понижение уровня воды в скважине №2 за счет взаимодействия

$$S_{don2} = \frac{Q \cdot \left(\lg \frac{R}{r_{1-2}} + \lg \frac{R}{r_{2-3}} + 2 \cdot (\xi_1 + \xi_2) \right)}{2,73 \cdot K \cdot m}, \quad (6.58)$$

где r_{2-3} – расстояние от скважины №2 до №3.

Максимальное понижение воды в скважине с учетом взаимодействия:

$$S_{\max} = S + S_{don}^{\max}, \quad (6.59)$$

где $S_{don}^{\max}$ – максимальное дополнительное понижение в скважине.

Для нормальных условий работы водозабора максимальное понижение воды в скважине должно быть меньше допустимого значения понижения. Допустимое значение понижения определяется по формуле (6.60) для напорных пластов и (6.61) для безнапорных пластов

$$S_{\max} \leq S_{don}^n = H - \left[(0,3...0,5) \cdot m + \Delta H_n + \Delta H_\phi \right] \quad (6.60)$$

где H – полный напор в скважине, т.е. разность между статическим уровнем воды в скважине и подошвой водоносного пласта, м;
 m – мощность напорного водоносного пласта, м;
 ΔH_n – максимальная глубина погружения нижней кромки насоса под динамический уровень в скважине, м. (ΔH_n 5-10 м.);
 ΔH_ϕ – потери напора на входе через фильтр, ($\Delta H_\phi=0,5-1,5$ м).

$$S_{\max} \leq S_{\text{дон}}^n = (0,5 \dots 0,7) H - \Delta H_n - \Delta H_\phi. \quad (6.61)$$

6.3.5. Расчет водопонижающих скважин

В задачу расчета установки водопонижающих скважин, расположенных по прямоугольному контуру с размерами $B \times L$ для понижения уровня воды на величину S , входит определение потребного количества скважин и максимальной глубины котлована при известных диаметре водопонижительных скважин d , мощности водоносного горизонта H , коэффициенте фильтрации водоносного горизонта K .

Суммарный расход кольцевого вертикального дренажа

$$Q = n \cdot Q_0, \text{ м}^3/\text{сут}, \quad (6.62)$$

где Q_0 – дебит каждого колодца кольцевой группы;

n – число колодцев в кольцевом дренаже.

В условиях безнапорных вод дебит каждого колодца совершенного типа при расположении их по периметру кругового контура (рис. 6.24) может быть определен по формуле В.Н. Щелкачева

$$Q_0 = \frac{1,36 \cdot K \cdot (2 \cdot H - S) \cdot S}{\lg \left(\frac{R_0^n}{n \cdot r_0^{n-1} \cdot r} \right)}, \text{ м}^3/\text{сут}, \quad (6.63)$$

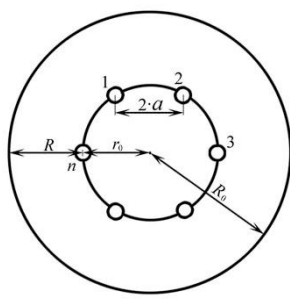
где S – понижение уровня воды в колодцах, м;

H – мощность безнапорного водоносного горизонта, м;

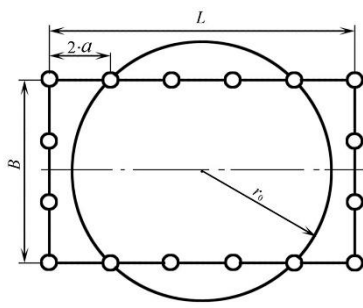
R_0 – радиус депрессии при работе дренажа, м;

r_0 – радиус круга, или равновеликого круга, к которому приводится реальный контур;

r – радиус колодцев.



a



б

Рис. 6.24. Схема расположения скважин при круговом контуре питания:
 a – по окружности; b – по прямоугольному контуру

Дебит каждой из артезианских скважин в тех же условиях

$$Q_0 = \frac{2,73 \cdot K \cdot m \cdot S}{\lg \left(\frac{R_0^n}{n \cdot r_0^{n-1} \cdot r} \right)}, \text{ м}^3/\text{сут}, \quad (6.64)$$

где m – мощность напорного водоносного горизонта, м.

Данные расчеты справедливы при отношении длины к ширине контура $L/B < 2,5$. Установка удлиненной формы при отношении длины к ширине контура $L/B > 2,5$ рассматривается как двухлинейный ряд.

Величина приведенного радиуса r_0 подсчитывается при:

1) неправильной форме котлована в плане и отношении $L/B < 2 \div 3$ по формуле

$$r_0 = \sqrt{\frac{F}{\pi}}, \text{ м}, \quad (6.65)$$

а при отношении $L/B > 2 \div 3$ – по формуле

$$r_0 = \frac{P}{2 \cdot \pi}, \text{ м}; \quad (6.66)$$

2) прямоугольной форме котлована и $L/B < 2,5$ – по формуле Н.К. Гириного:

$$r_0 = \eta \cdot \frac{L+B}{4}, \text{ м}, \quad (6.67)$$

где F – площадь котлована, м²;

P – периметр котлована, м;

L – длина котлована, м;

B – ширина котлована, м;

η – коэффициент, значение которого находится в зависимости от отношения B/L по табл. 6.1.

Таблица 6.1. Зависимость коэффициента η от отношения размеров котлована

B/L	0	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0
η	1,0	1,12	1,16	1,18	1,18	1,18

При откачках из котлованов и водопонижающих установок с приведенным радиусом r_0 до 40-50 м радиус влияния R_0 определяется по формуле

$$R_0 = R + r_0, \text{ м}, \quad (6.68)$$

где R – радиус влияния одиночной скважины, м.

Величина радиуса влияния скважины для грунтовых безнапорных вод ориентировочно может быть определена по формуле Кусакина:

$$R = 2 \cdot S \cdot \sqrt{H \cdot K}, \text{ м}. \quad (6.69)$$

Для напорных вод может быть использована формула Зихарда:

$$R = 10 \cdot S \cdot \sqrt{K}, \text{ м}. \quad (6.70)$$

Водопропускная способность скважины

$$Q_{\text{скв}} = 120 \cdot \pi \cdot r \cdot (H - S) \cdot \sqrt[3]{K}, \text{ м}^3/\text{сут}. \quad (6.71)$$

Для проектируемых водопонизительных скважин должно выполняться условие $Q_0 \leq Q_{\text{скв}}$. Если условие не выполняется, то количество проектируемых водопонизительных скважин (n) необходимо увеличить.

Высота пониженного уровня подземных вод в центре участка может быть приближенно вычислена по формуле «большого колодца»:
для безнапорных вод (рис. 6.25)

$$h_{\text{max}} = \sqrt{H^2 - \frac{n \cdot Q_0}{1,36 \cdot K} \cdot \lg \frac{R_0}{r_0}}, \text{ м}, \quad (6.72)$$

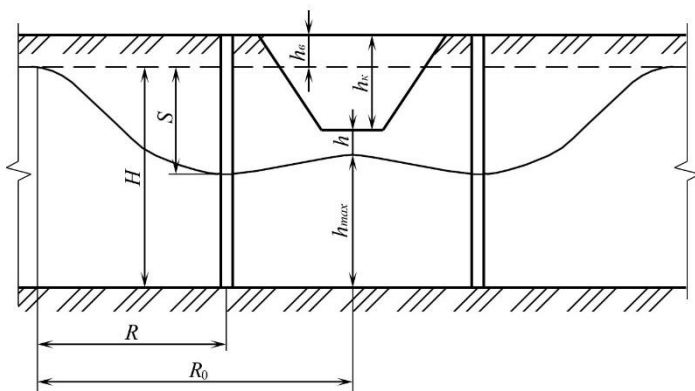


Рис. 6.25. Расчетная схема дренажа вертикального типа из совершенных колодцев при его работе в безнапорных водах

для напорных вод (рис. 6.26)

$$h_{\max} = H - \frac{n \cdot Q_0}{2,73 \cdot K \cdot m} \cdot \lg \frac{R_0}{r_0}, \text{ м}, \quad (6.73)$$

где H – высота непониженного столба воды над горизонтальной подошвой пласта на участке скважин.

Более точно эта величина определяется по формуле Форхгеймера: для безнапорных вод

$$h_{\max} = \sqrt{H^2 - \frac{n \cdot Q_0}{1,36 \cdot K} \left(\lg R_0 - \frac{1}{n} \cdot \lg(x_1 \cdot x_2 \cdot \dots \cdot x_n) \right)}, \text{ м}, \quad (6.74)$$

где $x_1, x_2, \dots, x_n$ – расстояния от соответствующих колодцев до центра участка;

для напорных вод

$$h_{\max} = H - \frac{n \cdot Q_0}{2,73 \cdot K \cdot m} \left(\lg R_0 - \frac{1}{n} \cdot \lg(x_1 \cdot x_2 \cdot \dots \cdot x_n) \right), \text{ м}. \quad (6.75)$$

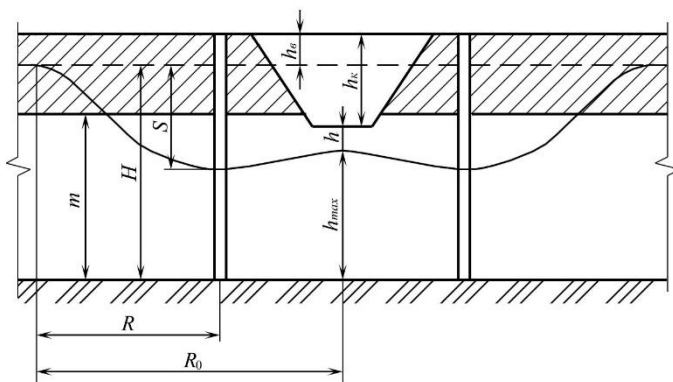


Рис. 6.26. Расчетная схема дренажа вертикального типа из совершенных

Максимально возможная глубина котлована (из условия обеспечения сухого дна)

$$h_k = h_g + H - (h_{\max} + h_{\text{кап}} + 0,5), \text{ м}, \quad (6.76)$$

где h_g – глубина статического уровня воды, м;

$h_{\text{кап}}$ – высота капиллярной каймы, для крупнозернистого песка – 0,05 м; среднезернистого – 0,15-0,35; мелкозернистого – 0,35-1,0; супеси – 1,0-1,5 м.

Пример 6.11. Рассчитать установку совершенных водопонижающих скважин и определить максимальную глубину котлована по следующим исходным данным: длина контура $L = 100$ м; ширина контура $B = 50$ м; понижение уровня воды $S = 5$ м; диаметр водопонижительных скважин $d = 0,2$ м; мощность водоносного горизонта $H = 10$ м; глубина статического уровня $h_{\text{ст}} = 2$ м; водоносный горизонт – мелкий песок; коэффициент фильтрации водоносного горизонта $K = 2$ м/сут.

Решение. Задаемся количеством водопонижительных скважин $n=6$. Скважины располагаем на одинаковом расстоянии друг от друга, $2 \cdot a = 50$ м.

Радиус влияния одиночной скважины

$$R = 2 \cdot S \cdot \sqrt{H \cdot K} = 2 \cdot 5 \cdot \sqrt{10 \cdot 2} = 44,7 \text{ м.}$$

Величина приведенного радиуса для прямоугольной формы котлована при $L/B = 100/50 = 2 < 2,5$

$$r_0 = \eta \cdot \frac{L+B}{4} = 1,17 \cdot \frac{100+50}{4} = 43,9 \text{ м.}$$

Радиус депрессии при работе дренажа

$$R_0 = R + r_0 = 44,7 + 43,9 = 88,6 \text{ м.}$$

В условиях безнапорных вод дебит каждой скважины

$$Q_0 = \frac{1,36 \cdot K \cdot (2 \cdot H - S) \cdot S}{\lg \left(\frac{R_0^n}{n \cdot r_0^{n-1} \cdot r} \right)} = \frac{1,36 \cdot 2 \cdot (2 \cdot 10 - 5) \cdot 5}{\lg \left(\frac{88,6^6}{6 \cdot 43,9^5 \cdot 0,1} \right)} = 55,2 \text{ м}^3/\text{сут.}$$

Водопропускная способность скважины

$$Q_{\text{сск}} = 120 \cdot \pi \cdot r \cdot (H - S) \cdot \sqrt[3]{K} = 120 \cdot 3,14 \cdot 0,1 \cdot (10 - 5) \cdot \sqrt[3]{2} = 237,4 \text{ м}^3/\text{сут.}$$

Так как условие $Q_0 = 55,2 \text{ (м}^3\text{/сут)} \leq Q_{\text{скв}} = 237,4 \text{ (м}^3\text{/сут)}$ выполняется, то количество проектируемых водопонижительных скважин достаточно.

Суммарный расход кольцевого вертикального дренажа

$$Q = n \cdot Q_0 = 6 \cdot 55,2 = 331,2 \text{ , м}^3\text{/сут.}$$

Высота пониженного уровня подземных вод в центре участка

$$h_{\text{max}} = \sqrt{H^2 - \frac{n \cdot Q_0}{1,36 \cdot K} \cdot \lg \frac{R_0}{r_0}} = \sqrt{10^2 - \frac{6 \cdot 55,2}{1,36 \cdot 2} \cdot \lg \frac{88,6}{43,9}} = 7,93 \text{ , м.}$$

Максимально возможная глубина котлована

$$h_{\kappa} = h_{\text{г}} + H - (h_{\text{max}} + h_{\text{кат}} + 0,5) = 2 + 10 - (7,93 + 0,5 + 0,5) = 3,07 \text{ , м.}$$

6.3.6. Расчет притока воды в котлован

Расчет притока воды в котлован с размерами $B \times L$ при понижении уровня воды в нем до дна при известных мощности водоносного горизонта H и коэффициенте фильтрации водоносного горизонта K ведут в следующей последовательности.

При доведении дна котлована до нижнего водоупора, т.е. для совершенных котлованов, расчет притока воды можно производить в:

1) условиях безнапорных вод как к совершенному грунтовому колодцу при понижении уровня воды в нем до дна по формуле

$$Q = \frac{1,36 \cdot K \cdot H^2}{\lg(R + r_0) - \lg r_0} \text{ , м}^3\text{/сут;} \quad (6.77)$$

2) условиях артезианских вод как к грунтово-артезианскому колодцу при понижении уровня воды в нем до дна по формуле

$$Q = \frac{1,36 \cdot K \cdot (2 \cdot H - m) \cdot m}{\lg(R + r_0) - \lg r_0} \text{ , м}^3\text{/сут,} \quad (6.78)$$

где H – мощность безнапорного водоносного горизонта, или высота столба воды над нижним водоупором, м;

m – мощность напорного водоносного горизонта, м;

R – радиус влияния при откачке воды из котлована, отсчитываемый от границы котлована, м;

r_0 – приведенный радиус котлована, м.

Карьеры, шахты и котлованы квадратной, прямоугольной или неправильной в плане формы, имеющие отношение их длины к ширине

менее 10:1, при определении ожидаемого притока воды к ним можно рассматривать как большие колодцы круглой формы с приведенным радиусом r_0 и расчет притока вести по методу «большого колодца».

Величина приведенного радиуса r_0 подсчитывается при:

- 1) неправильной форме котлована в плане и отношении $L/B < 2 \div 3$ по формуле (6.65), а при отношении $L/B > 2 \div 3$ – по формуле (6.66);
- 2) прямоугольной форме котлована и $L/B < 2,5$ – по формуле (6.67).

При откачках из котлованов и водопонижающих установок с приведенным радиусом r_0 до 40÷50 м радиус влияния R_0 вычисляется по формуле (6.68).

Величина радиуса влияния скважины для грунтовых безнапорных вод ориентировочно может быть определена по формуле (6.69), а для напорных вод может быть использована формула (6.70).

Пример 6.12. Рассчитать приток воды в котлован при понижении уровня воды в нем до дна по следующим исходным данным: длина котлована $L=10$ м; ширина котлована $B=5$ м; понижение уровня воды $S=5$ м; мощность водоносного горизонта $H=5$ м; водоносный горизонт – мелкий песок; коэффициент фильтрации водоносного горизонта $K=2$ м/сут.

Решение. Радиус влияния скважины для грунтовых безнапорных вод

$$R = 2 \cdot S \cdot \sqrt{H \cdot K} = 2 \cdot 5 \cdot \sqrt{5 \cdot 2} = 31,62 \text{ м.}$$

Приведенный радиус при прямоугольной форме котлована и $B/L = 0,5$

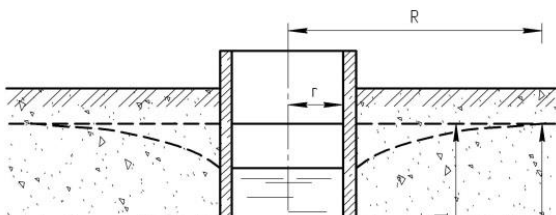
$$r_0 = \eta \cdot \frac{L+B}{4} = 1,17 \cdot \frac{10+5}{4} = 4,39 \text{ м.}$$

Приток воды в котлован в условиях безнапорных вод

$$Q = \frac{1,36 \cdot K \cdot H^2}{\lg(R+r_0) - \lg r_0} = \frac{1,36 \cdot 2 \cdot 5^2}{\lg(31,62+4,39) - \lg 4,39} = 74,4 \text{ м}^3/\text{сут.}$$

6.3.7. Расчет притока воды в шахтный колодец

Шахтные колодцы чаще всего применяют для приема относительно неглубоко залегающих вод (обычно на глубине не более 20–30 м) из



безнапорных водоносных пластов. Прием воды осуществляется через их дно и частично стенки (рис. 6.27).

Рис. 6.27. Схема шахтного колодца

На дно колодца укладывается обратный фильтр в виде слоев гравия с возрастающей сверху крупностью для предотвращения занесения в колодец частиц песка из водоносного пласта. В стенках колодца в пределах водоносного пласта для увеличения притока воды в колодец оставляют отверстия. Диаметр шахтного колодца обычно не превышает 3-4 м. При устройстве нескольких колодцев их располагают в одну линию и соединяют между собой сифонными, а иногда самотечными трубами. Отбор воды осуществляется насосами из сборного колодца, который часто используется одновременно и для приема воды из грунта.

Приток воды через дно к несовершенному шахтному колодцу при условии, что $T \geq r$, может быть определен по формуле, предложенной В.Д. Бабушкиным

$$Q = \frac{2 \cdot \pi \cdot K \cdot r \cdot S}{\frac{\pi}{2} + \frac{r}{T} \left(1 + 1,18 \cdot \lg \frac{R}{4 \cdot H} \right)}, \text{ м}^3/\text{сут}, \quad (6.79)$$

где T – расстояние от дна колодца до водоупора, м;

R – радиус влияния для безнапорных вод, определяемый по формуле (6.69).

Приток воды через боковую поверхность

$$Q = \frac{1,36 \cdot K \cdot S \cdot (2 \cdot H - S)}{\lg \frac{R}{r} + 0,43 \cdot \xi}, \text{ м}^3/\text{сут}, \quad (6.80)$$

где ξ – фильтрационные сопротивления по степени вскрытия водоносного горизонта принимаемые по приложению 6 (для безнапорного пласта $m = H_{cp} = 0,8 \cdot H$).

Пример 6.13. Рассчитать приток воды в шахтный колодец через дно и боковые стенки при понижении уровня воды в нем на $S = 1$ м. Мощность водоносного горизонта $H = 20$ м; расстояние от дна колодца до водоупора $T = 15$ м; коэффициент фильтрации водоносного горизонта $K = 12$ м/сут; радиус колодца $r = 0,8$ м.

Решение. Приток воды через боковую поверхность определяем по формуле (6.80), вычислив предварительно ξ по прилож. 6.

$$\text{Так, для } \frac{l}{m} = \frac{H-T}{0,8 \cdot H} = \frac{20-15}{0,8 \cdot 20} = 0,31 \text{ и } \frac{m}{r} = \frac{0,8 \cdot H}{r} = \frac{0,8 \cdot 20}{0,8} = 20$$

(см. рис. 6.27) $\xi = 3,4$.

Радиус влияния может быть вычислен по формуле (6.69)

$$R = 2 \cdot 1 \cdot \sqrt{20 \cdot 12} = 30,98, \text{ м.}$$

$$Q = \frac{1,36 \cdot 12 \cdot 1 \cdot (2 \cdot 20 - 1)}{\lg \frac{30,98}{0,8} + 0,43 \cdot 3,4} = 208,7, \text{ м}^3/\text{сут.}$$

Приток воды через дно к несовершенному шахтному колодцу может быть определен по формуле (6.79)

$$Q = \frac{2 \cdot 3,14 \cdot 12 \cdot 0,8 \cdot 1}{\frac{3,14}{2} + \frac{0,8}{15} \left(1 + 1,18 \cdot \lg \frac{30,98}{4 \cdot 20} \right)} = 37,7, \text{ м}^3/\text{сут.}$$

Суммарный приток воды в шахтный колодец

$$Q_{\text{сум}} = 208,7 + 37,7 = 246,4, \text{ м}^3/\text{сут.}$$

6.4. Приток воды к горизонтальным водосборам

6.4.1. Расчет притока воды в совершенную дренажную канаву

Приток воды в совершенную дренажную канаву (канал) с одной стороны при горизонтальном залегании водоупора можно вычислить по формуле Дюпюи (6.22).

В случае притока воды с двух сторон (рис. 6.28) формула примет следующий вид

$$Q = K \cdot L \cdot \frac{H^2 - h^2}{R}, \text{ м}^3/\text{сут}, \quad (6.81)$$

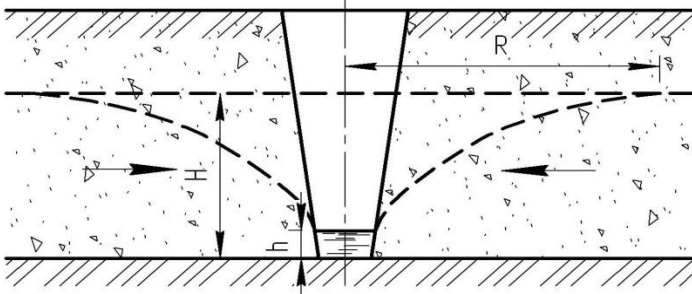


Рис. 6.28. Схема притока воды в совершенную дренажную канаву

где L – длина канала (дренажной канавы), м;

R – ширина полосы влияния, определяемая приближенно по формуле Кусакина (6.69) или по формуле Лембке

$$R = \sqrt{\frac{3 \cdot H \cdot K \cdot t}{\mu}}, \text{ м}, \quad (6.82)$$

где t – время осушения, сут;

μ – водоотдача водоносного горизонта в долях единицы.

Применение формулы Кусакина для определения ширины полосы влияния, выведенной для вертикального водосбора, будет весьма условно и допускается вследствие отсутствия других приемов определения полосы действия горизонтальной дрены.

Расстояние между дренажными каналами вычисляют по формуле

$$L = 2 \cdot (H - S_0) \cdot \sqrt{\frac{K}{W}}, \text{ м}, \quad (6.83)$$

где H – мощность водоносного горизонта, м;

S_0 – понижение уровня грунтовых вод в междренажном пространстве, м;

K – коэффициент фильтрации, м/сут;

W – инфильтрация атмосферных осадков, м/сут.

Понижение уровня грунтовых вод в междренажном пространстве (рис. 6.29) рассчитывают по формуле

$$S_0 = H - \sqrt{h^2 + \frac{W}{k} \cdot a^2}, \text{ м}, \quad (6.84)$$

где h – глубина воды в канале, м;

a – половина расстояния между каналами, м.

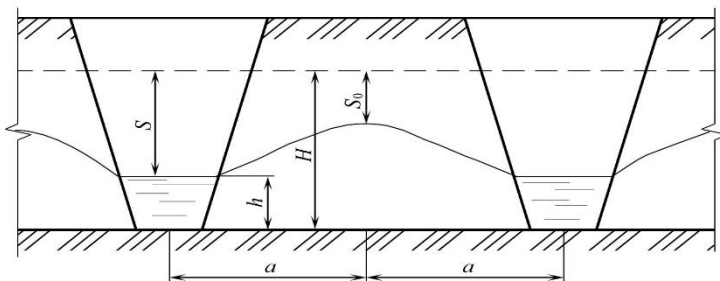


Рис. 6.29. Схема для определения притока воды к совершенным дренажным каналам большой длины

Приток воды к каналу (по Роте)

$$Q = W \cdot L \cdot l, \text{ м}^3/\text{сут}; \quad (6.85)$$

где l – длина канала, м.

Пример 6.14. В песках проектируется дренажная канава длиной 100 м, доведенная до подстилающих водоупорных глин. Мощность водоносного слоя – 3,0 м, коэффициент фильтрации – 5,0 м/сут. Ширина полосы влияния – 50 м. Уровень воды в канаве – 0,5 м. Определить приток воды в канаву с двух сторон.

Решение. Определяем приток воды в канаву по формуле (6.81)

$$Q = 5 \cdot 100 \cdot \frac{3^2 - 0,5^2}{50} = 87,5, \text{ м}^3/\text{сут}.$$

Пример 6.15. Определить величину снижения уровня грунтовых вод на осушаемом участке между двумя дренажными канавами. Разведкой установлено, что мелкозернистые пески на глубине 4 м от поверхности подстилаются водонепроницаемыми глинами, а уровень грунтовых вод находится на глубине 0,5 м. Коэффициент фильтрации песков 0,9 м/сут. Количество инфильтрующихся осадков – 2,0 мм/сут. Рассто-

яние между дренажными каналами равно 60 м. Слой воды в каналах – 0,2 м.

Решение. Величину снижения уровня грунтовых вод на осушаемом участке определяем по формуле (6.84)

$$S_0 = H - \sqrt{h^2 + \frac{W}{k} \cdot a^2} = 3,5 - \sqrt{0,2^2 + \frac{0,002}{0,9} \cdot 30^2} = 2,07 \text{ м.}$$

Пример 6.16. Рассчитать расстояние между каналами и определить приток воды в осушители по следующим исходным данным: мощность водоносного горизонта $H = 10$ м; коэффициент фильтрации водоносного горизонта $K = 0,5$ м/сут; понижение уровня грунтовых вод в междренажном пространстве $S_0 = 3,5$ м; инфильтрация атмосферных осадков $W = 0,02$ м/сут; длина канала $l = 100$ м.

Решение. Расстояние между дренажными каналами вычисляем по формуле (6.83)

$$L = 2 \cdot (H - S_0) \cdot \sqrt{\frac{k}{W}} = 2 \cdot (10 - 3,5) \cdot \sqrt{\frac{0,5}{0,02}} = 65,0 \text{ м.}$$

Приток воды к каналу определяем по формуле (6.85)

$$Q = W \cdot L \cdot l = 0,02 \cdot 65 \cdot 100 = 130 \text{ м}^3/\text{сут.}$$

6.4.2. Расчет притока воды в несовершенную дренау

Приток воды в несовершенную дренау с двух сторон при бесконечно большой мощности водоносного слоя (рис. 6.30)

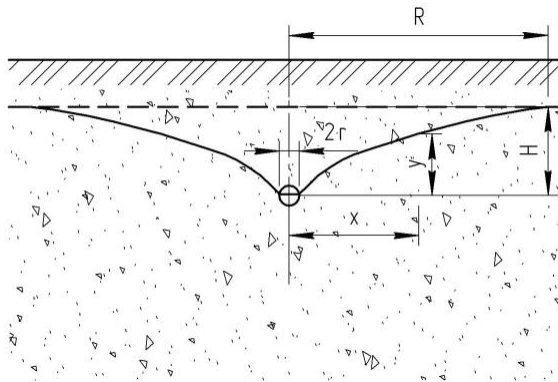


Рис. 6.30. Схема притока воды в несовершенную дренау

можно определить по формуле А.Н. Костякова

$$Q = \frac{2 \cdot \alpha \cdot K \cdot H \cdot L}{\ln \frac{R}{r}}, \text{ м}^3/\text{сут}, \quad (6.86)$$

где α – коэффициент, вычисляемый по формуле

$$\alpha = \frac{\pi}{2} + \frac{H}{R}, \quad (6.87)$$

H – глубина погружения центра дрены, м;

L – длина дрены, м;

R – ширина полосы влияния, определяемая приближенно по формуле Кусакина (6.69) или по формуле Лембке (6.82), м;

r – радиус дрены, м.

Ординаты кривой депрессии находятся по формуле

$$y = \frac{q}{\alpha \cdot k} \cdot \ln \frac{x}{r}, \quad (6.88)$$

где q – единичный приток воды в дренаж с одной стороны, равный

$$q = \frac{Q}{2 \cdot B}, \text{ м}^2/\text{сут}, \quad (6.89)$$

где B – ширина потока, м.

Пример 6.17. Определить дебит горизонтального дренажа длиной 500 м, закладываемого перпендикулярно движению грунтовых вод для защиты от подтопления промышленного предприятия с заглубленными подвальными помещениями (рис. 6.31).

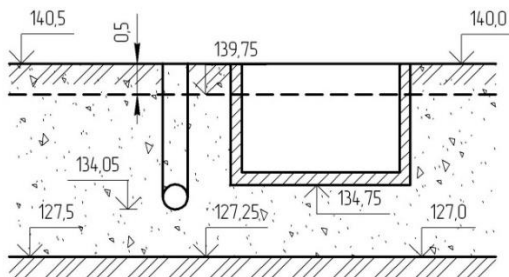


Рис. 6.31. Схема к расчету защитного дренажа промышленного предприятия

На участке от поверхности земли до отметок 127-127,5 м залегают аллювиальные мелкозернистые пески с коэффициентом фильтрации

6 м/сут, подстилаемые мергелями, принимаемыми за водоупор. Уровень грунтовых вод залегает на 0,5 м ниже поверхности земли. Средняя отметка уровня грунтовых вод – 139,75 м. Дно дрены расположено ниже пола подвала на 0,7 м (на отметке 134,05 м). Диаметр дрены $d = 40$ см, глубина наполнения $h = 20$ см.

Решение. Средняя мощность водоносного горизонта

$$H = 139,75 - 127,25 = 12,5, \text{ м.}$$

Глубина заложения дна дрены ниже уровня грунтовых вод

$$h_1 = 139,75 - 134,05 = 5,7, \text{ м.}$$

Требуемое понижение при поддержании уровня воды в дрене на линии оси дрены равно

$$S = H_1 = 5,7 - 0,2 = 5,5, \text{ м.}$$

Ширину полосы влияния дренажа вычисляем по формуле Кусакина (6.69)

$$R = 2 \cdot 5,5 \cdot \sqrt{12,5 \cdot 6} = 95, \text{ м.}$$

Дебит дренажа, деленный на 2, определяем по формуле (6.86) (так как приток грунтовых вод идет с одной стороны)

$$Q = \frac{2 \cdot \alpha \cdot K \cdot H_1 \cdot L}{2 \cdot \ln \frac{R}{r}} = \frac{2 \cdot 1,63 \cdot 6 \cdot 5,5 \cdot 500}{2 \cdot \ln \frac{95}{0,2}} = 4370, \text{ м}^3/\text{сут},$$

где α – коэффициент, вычисляемый по формуле (6.87)

$$\alpha = \frac{3,14}{2} + \frac{5,5}{95} = 1,63.$$

Пример 6.18. Определить дебит и глубину заложения одиночной горизонтальной дрены, проектируемой для понижения уровня грунтовых вод под жилым зданием, расположенной по оси дома, параллельно его длинной стороне (рис. 6.32). Поперечные размеры дома 125×20 м. Водоносный горизонт сложен мелкозернистым глинистым песком с коэффициентом фильтрации 2,7 м/сут, мощностью 15 м, подстилаемым глинами. Пол подвала заглублен ниже уровня воды на 0,7 м. Приток воды в дрину диаметром 250 мм осуществляется с двух сторон.

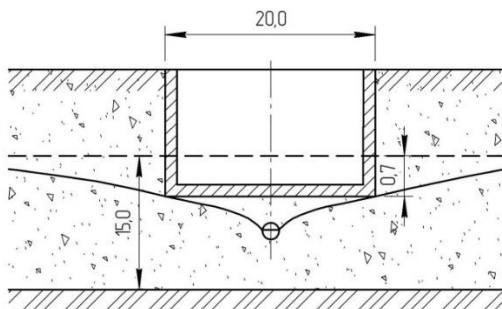


Рис. 6.32. Схема к расчету защитного дренажа жилого дома

Решение. Задаемся понижением уровня воды у дрены $S = 3$ м. Ширину полосы действия дренажа вычисляем по формуле Кусакина (6.69)

$$R = 2 \cdot 3,0 \cdot \sqrt{15 \cdot 2,7} = 38, \text{ м.}$$

Дебит дренажа определяем по формуле (6.86)

$$Q = \frac{2 \cdot 1,65 \cdot 2,7 \cdot 3 \cdot 125}{\ln \frac{38}{0,125}} = 584,4, \text{ м}^3/\text{сут},$$

где α – коэффициент, вычисляемый по формуле (6.87)

$$\alpha = \frac{3,14}{2} + \frac{3}{38} = 1,65.$$

Единичный приток воды в дренаж с одной стороны определяем по формуле (6.89)

$$q = \frac{584,4}{2 \cdot 125} = 2,34, \text{ м}^2/\text{сут}.$$

Ординаты кривой депрессии на расстоянии $x = 10$ м от дрены находим по формуле (6.88)

$$y = \frac{2,34}{1,65 \cdot 2,7} \cdot \ln \frac{10}{0,125} = 2,30, \text{ м.}$$

Как видно из расчета, уровень грунтовых вод на расстоянии 10 м от оси здания будет залегать на уровне пола.

6.5. Определение коэффициента фильтрации пород

Вода в порах грунтов может передвигаться под влиянием ряда причин: силы тяжести, внешнего давления, капиллярных сил, адсорбционных сил, развивающихся на поверхности раздела твердых частиц и воды, промерзания породы, давления газов и др. При выполнении инженерно-геологических исследований практический интерес представ-

ляет передвижение воды под влиянием силы тяжести и разности напоров.

Численной характеристикой водопроницаемости грунтов является коэффициент фильтрации, представляющий собой скорость фильтрации при градиенте напора, равном единице.

Для определения коэффициента фильтрации грунтов существуют три группы методов:

- полевые – при помощи опытных гидрогеологических работ (откачек, наливов и др.);
- лабораторные – на приборах различной конструкции;
- расчетные – по эмпирическим формулам с использованием данных гранулометрического состава и пористости грунта.

Наиболее полную характеристику водопроницаемости грунта дают полевые опытные работы. Лабораторные методы определения коэффициента фильтрации характеризуют водопроницаемость отдельных «точек» водоносного горизонта. Определение коэффициента фильтрации по данным гранулометрического состава и пористости грунта является приближенным и применяется только для песков.

6.5.1. Определение коэффициента фильтрации по результатам опытной кутовой откачки

Опытный куст состоит из центральной и двух наблюдательных скважин, расположенных в одном с ней створе (по лучу). Приступая к решению задачи, прежде всего необходимо выбрать расчетную схему к определению коэффициента фильтрации. Выбор расчетной схемы обуславливается гидравлическими свойствами водоносного горизонта (напорный, безнапорный).

Тип водоносного горизонта определяет выбор расчетной формулы для определения коэффициента фильтрации. Тип водоносного горизонта можно выяснить, сопоставляя глубину появления воды в скважине в процессе бурения и глубину установившегося уровня.

Если эти два показателя совпадают по величине, то подземные воды относятся к грунтовым (безнапорным) – рис. 6.33, а если глубина установившегося уровня меньше, чем глубина появления воды в стволе скважины, то встречные воды относятся к напорным – рис. 6.34.

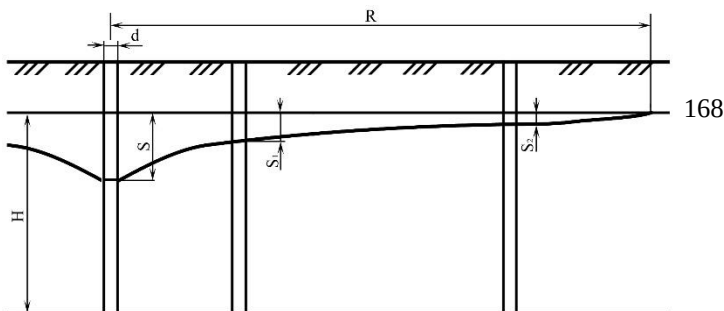


Рис. 6.33. Гидрогеологический разрез по лучу скважин
в безнапорном водоносном горизонте

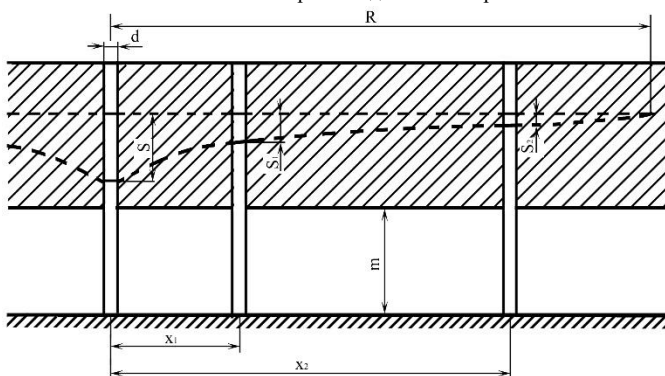


Рис. 6.34. Гидрогеологический разрез по лучу скважин
в напорном водоносном горизонте

Основные расчетные формулы для определения коэффициента фильтрации водоносных пород (K) по методу кустовых откачек из совершенной скважины приводятся ниже.

а) для безнапорных грунтовых вод

Расчет по центральной и одной наблюдательной скважинам:

$$K_1 = \frac{0,733 \cdot Q \cdot \lg\left(\frac{x_1}{r}\right)}{(2H - S - S_1)(S - S_1)}, \text{ м/сут,} \quad (6.90)$$

где K_1 – коэффициент фильтрации на участке центральная – первая наблюдательная скважина, м/сут;

Q – дебит центральной скважины, м³/сут;

x_1 – расстояние от центральной до первой наблюдательной скважины, м;

r – радиус центральной скважины, м;

H – мощность безнапорного водоносного горизонта, м;

S, S_1 – понижение уровня подземных вод в центральной и первой наблюдательной скважинах, м.

Расчет по двум наблюдательным скважинам:

$$K_2 = \frac{0,733 \cdot Q \cdot \lg\left(\frac{x_2}{x_1}\right)}{(2H - S_1 - S_2)(S_1 - S_2)}, \text{ м/сут,} \quad (6.91)$$

где K_2 – коэффициент фильтрации на участке первая наблюдательная – вторая наблюдательная скважины, м/сут;

x_2 – расстояние от центральной до второй наблюдательной скважины, м;

S_2 – понижение уровня подземных вод во второй наблюдательной скважине, м.

б) для напорных вод

Расчет по центральной и одной наблюдательной скважинам:

$$K_1 = \frac{0,366 \cdot Q \cdot \lg\left(\frac{x_1}{r}\right)}{m(S - S_1)}, \text{ м/сут.} \quad (6.92)$$

Расчет по двум наблюдательным скважинам:

$$K_2 = \frac{0,366 \cdot Q \cdot \lg\left(\frac{x_2}{x_1}\right)}{m(S_1 - S_2)}, \text{ м/сут,} \quad (6.93)$$

где m – мощность напорного водоносного горизонта, м.

После определения значений K на двух участках находят его среднее значение:

$$K_{cp.} = \frac{K_1 + K_2}{2}. \quad (6.94)$$

Пример 6.19. Вычислить средний коэффициент фильтрации водоносного горизонта по результатам опытной кустовой откачки. Отметка появления уровня воды – 125 м. Отметка установившегося уровня – 125 м. Диаметр центральной скважины – 0,152 м. Мощность водоносного горизонта – 12,5 м. При откачке воды из центральной скважины с дебитом 600 м³/сут уровень воды в ней понизился на 2,5 м. Расстояние

от центральной скважины до первой – 25 м, понижение уровня воды – 0,47 м. Расстояние от центральной скважины до второй – 60 м, понижение уровня воды – 0,24 м.

Решение. Сравнивая отметки появления воды и установившегося уровня, определяем, что в нашем случае водоносный горизонт безнапорный (см. рис. 6.33). Коэффициент фильтрации на участке центральная – первая наблюдательная скважины для безнапорного горизонта находим по формуле (6.90)

$$K_1 = \frac{0,733 \cdot 600 \cdot \lg\left(\frac{25}{0,076}\right)}{(2 \cdot 12,5 - 2,5 - 0,47)(2,5 - 0,47)} = 24,74, \text{ м/сут.}$$

Коэффициент фильтрации на участке первая наблюдательная – вторая наблюдательная скважины вычисляем по формуле (6.91)

$$K_2 = \frac{0,733 \cdot 600 \cdot \lg\left(\frac{60}{25}\right)}{(2 \cdot 12,5 - 0,47 - 0,24)(0,47 - 0,24)} = 29,95, \text{ м/сут.}$$

После определения значений K на двух участках находим его среднее значение по формуле (6.94)

$$K_{cp.} = \frac{24,74 + 29,95}{2} = 27,35, \text{ м/сут.}$$

6.5.2. Определение коэффициента фильтрации по результатам инфильтрации из шурфов

Процесс инфильтрации отличается большой сложностью и происходит при одновременном действии гидравлического напора налитой в шурф воды и капиллярного всасывания воды в грунт. Вследствие этого нет точных методов обработки полевых данных по опытной инфильтрации воды в грунт. Каждый из получивших распространение методов – А.К. Болдырева, Е.А. Замакина, Н.С. Нестерова – имеет свои недостатки и не учитывает полностью или частично влияния капиллярных сил.

Большая или меньшая точность полученного коэффициента фильтрации при применении различных методов его определения в значительной мере зависит от характера испытываемого грунта.

Метод Н.С. Нестерова применим в песках, супесях и суглинках, однако следует иметь в виду, что он дает несколько завышенный коэффициент фильтрации.

Суть данного метода состоит в следующем. В дно опытного шурфа на глубину 5-8 см концентрично вдавливают, не нарушая плотности грунта, два стальных цилиндра высотой 20 см. Диаметр внутреннего цилиндра – 25 см, внешнего – 50 см. Общий вид установки приведен на рис. 6.35.

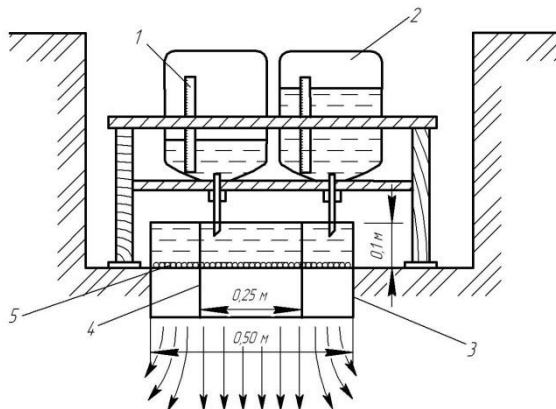


Рис. 6.35. Общий вид опытной установки по Н.С. Нестерovu:

1 – мерная линейка; 2 – бутылка; 3 – внешнее кольцо;
4 – внутреннее кольцо; 5 – слой гравия

Во внутренний цилиндр и кольцевой зазор между стенками внутреннего и внешнего цилиндров наливается вода слоем 10 см и поддерживается в течение всего опыта строго на одинаковом уровне. Поддержание одинакового постоянного уровня возможно путем установки двух сосудов Мариотта емкостью 3-5 л. Опыт продолжается до стабилизации расхода воды.

Коэффициент фильтрации вычисляется по формуле

$$K = \frac{Q}{F \cdot I}, \text{ м/сут,} \quad (6.95)$$

где Q – установившийся расход воды, м³/сут;

F – площадь дна шурфа, ограниченная внутренним цилиндром, м²;

I – градиент напора.

$$I = \frac{H_0 + h_k + h}{h}, \quad (6.96)$$

где H_0 – высота слоя воды в кольцах, $H_0 = 0,1$ м;

h_k – капиллярное давление, м, принимаемое по табл. 6.2.

h – глубина промачивания, м.

Таблица 6.2. Значения капиллярного давления для различных пород

Порода	Капиллярное давление, м
Суглинок	0,8–1,0
Супесь	0,4–0,6
Песок мелкозернистый глинистый	0,3
Песок мелкозернистый чистый	0,2
Песок среднезернистый	0,1
Песок крупнозернистый	0,05

Глубина промачивания определяется сразу после окончания опыта. Для этого в центре шурфа пробуривается скважина глубиной 3–4 м. В 3–5 м от шурфа на эту же глубину проходится вторая скважина. Из обеих скважин отбираются образцы через каждые 30 см и определяется влажность грунта. Сопоставление значений влажности позволяет установить глубину просачивания воды в процессе опыта, считая от дна шурфа.

Пример 6.20. Определить коэффициент фильтрации суглинков по результатам опытного налива воды в шурф глубиной 0,5 м по методу Н.С. Нестерова. Грунтовые воды вскрыты скважиной на глубине 8,5 м. Установившийся фильтрационный расход равен $0,0072$ м³/сут, глубина просачивания – 3,25 м. Диаметр внутреннего кольца – 0,25 м, внешнего – 0,5 м. Толщина слоя воды в кольцах – 0,1 м.

Решение. Площадь поперечного сечения внутреннего кольца

$$F = \frac{3,14 \cdot 0,25^2}{4} = 0,049, \text{ м}^2.$$

Градиент напора вычисляем по формуле (6.96). Капиллярное давление принимаем равным 0,9 м по табл. 6.2 для суглинка.

$$J = \frac{0,1 + 0,9 + 3,25}{3,25} = 1,31.$$

Коэффициент фильтрации определяем по формуле (6.95)

$$K = \frac{0,0072}{0,049 \cdot 1,31} = 0,11, \text{ м/сут.}$$

6.5.3. Определение коэффициента фильтрации по эмпирическим формулам

Опытными работами установлена зависимость коэффициента фильтрации от механического состава породы, ее пористости и фильтрующей через нее воды. Определение коэффициента фильтрации горных пород по гранулометрическому составу является самым дешевым и простым методом, дающим достаточно удовлетворительную характеристику водопроницаемости некоторых разновидностей их.

Эмпирические формулы чаще применяются при гидрогеологических изысканиях для начальных стадий проектирования, когда необходимо дать общую гидрогеологическую характеристику значительной площади со сравнительной оценкой отдельных участков.

При детальном исследовании этот способ является дополнительным к полевым методам. Его следует особенно широко применять при детальной разведке месторождений полезных ископаемых, источников водоснабжения, участков гидротехнического строительства, когда требуется определить водопроницаемость пород, залегающих на большой площади, тогда как детальное изучение его опытными откачками практически невозможно.

Приведенные ниже эмпирические формулы основаны на данных гранулометрического состава и пористости грунтов без учета структуры грунта и физико-химических процессов, происходящих в грунте при фильтрации воды через него, поэтому они могут применяться лишь для песчаных грунтов. Использование этих формул для определения водопроницаемости связных суглинистых грунтов, так же, как для гравелистых и галечниковых пород, не может быть рекомендовано.

Для песков разного состава лучшие результаты дает формула Заурбрея И.И. Для глинистых песков и супесей можно пользоваться формулой Крюгера. Формулы Крюгера, Замарина и Цункера чаще дают заниженные значения коэффициента фильтрации по сравнению с определенными в полевых условиях, причем это занижение бывает меньшим для глинистых песков.

Формула Хазена применима для песков, действующий диаметр которых колеблется в пределах от 0,1 до 3 мм и коэффициент неоднородности меньше 5.

Формула Хазена следующий имеет вид

$$K = C \cdot d_{10}^2 \cdot (0,7 + 0,03 \cdot t), \text{ м/сут} \quad (6.97)$$

где d_{10} – действующий диаметр частиц (диаметр, меньше которого в грунте содержится 10 % частиц по массе);

t – температура фильтрующейся воды;

C – эмпирический коэффициент чистоты и однородности песков, вычисляемый по формуле О.К. Ланге, в зависимости от пористости;

$$C = 400 + 40 \cdot (n - 26), \quad (6.98)$$

где n – пористость грунта, %.

Формула Слихтера применима для песков с действующим диаметром от 0,01 до 5 мм.

Формула Слихтера для определения коэффициента фильтрации при температуре 0 °С имеет следующий вид

$$K = 496 \cdot M \cdot d_{10}^2, \quad (6.99)$$

где M – коэффициент, зависящий от пористости, определяемый по табл. 6.3.

Таблица 6.3. Зависимость коэффициента M от пористости

Пористость $n, \%$	M	Пористость $n, \%$	M
26	0,1187	37	0,3808
27	0,1350	38	0,4154
28	0,1517	39	0,4524
29	0,1684	40	0,4922
30	0,1905	41	0,5339
31	0,2122	42	0,5789
32	0,2356	43	0,6267
33	0,2601	44	0,6776
34	0,2878	45	0,7295
35	0,3163	46	0,7838
36	0,3473	47	0,8456

Для приведения найденного K , отвечающего $t=0$ °С, к температуре опыта, необходимо умножить это значение на величину температурной поправки Пуазейля

$$\tau = 1 + 0,0337 \cdot t + 0,000221 \cdot t^2. \quad (6.100)$$

Формула Крюгера при температуре фильтрующейся воды 10 °С выглядит следующим образом

$$K_{10} = 322 \cdot \frac{n}{(1-n)^2} \cdot d_q^2, \text{ м/сут}, \quad (6.101)$$

где n – пористость грунта в долях единицы;

d_q – действующий диаметр, определяемый по формуле Крюгера;

$$d_q = \frac{100}{\sum_{i=1}^N \frac{g_i}{d_{cp,i}}}, \text{ см}, \quad (6.102)$$

где N – число фракций, полученных при анализе;

g_i – доля участия фракции порядка i в составе грунта, %;

$d_{cp,i}$ – средний диаметр фракции, см;

$$d_{cp,i} = \frac{d_i + d_{i+1}}{2}, \text{ см}. \quad (6.103)$$

Частицы менее 0,01 мм при вычислении по формулам Крюгера, как и по формулам Замарина и Цункера, следует брать за одну фракцию, учитывая, что они обычно располагаются на поверхности песчаных зерен и входят в состав агрегатов.

Формула Замарина при температуре фильтрующейся воды 10°C имеет такой вид

$$K_{10} = 5572 \cdot \frac{n^3}{(1-n)^2} \cdot \alpha^2 \cdot d_z^2, \text{ м/сут}, \quad (6.104)$$

где n – пористость песка в долях единицы;

α – коэффициент, зависящий от пористости и учитывающий роль «мертвой воды», не участвующей в фильтрации;

$$\alpha = 1,275 - 1,5 \cdot n, \quad (6.105)$$

d_z – действующий диаметр по Замарину, мм.

Действующий диаметр

$$d_z = \frac{100}{\frac{3 \cdot g_1}{2 \cdot d_1} + \sum_{i=2}^N \left(\frac{g_i}{d_i - d_{i-1}} \cdot \ln \frac{d_i}{d_{i-1}} \right)}, \text{ мм} \quad (6.106)$$

где g_1 – доля участия фракции с размером от d_1 до 0;

g_i – доля участия фракции порядка i в составе грунта, %;

N – число фракций, на которые разделен грунт для расчета;

d_i и d_{i-1} – наибольший и наименьший диаметры зерен во фракции порядка i , мм;

d_1 – диаметр наименьшей фракции, мм.

Формула Замарина имеет преимущество по сравнению с другими формулами в том, что более правильно учитывает вероятность распределения частиц песка и роль отдельных их групп.

Формула Цункера при температуре фильтрующейся воды t имеет следующий вид

$$K = c \cdot \left(\frac{n}{1-n} \right)^2 \cdot \frac{1}{U^2} \cdot (1 + 0,034 \cdot t), \text{ м/сут}, \quad (6.107)$$

где c – коэффициент формы зерен, принимаемый по табл. 6.4;

n – пористость грунта в долях единицы;

t – температура фильтрующейся воды, °С;

U – удельная поверхность, т. е. отношение суммарной поверхности частиц данного грунта к суммарной поверхности грунта, сложенного частицами диаметром 1 мм;

$$U = \frac{3 \cdot g_1}{2 \cdot d_1} + \sum_2^N g_i \cdot \frac{\left(\frac{1}{d_{i-1}} - \frac{1}{d_i} \right)}{\ln d_i - \ln d_{i-1}}. \quad (6.108)$$

Таблица 6.4. Значения коэффициента c

Характер песка	c
Равномерно зернистый песок с окатанными гладкими зернами	1160
Равномерно зернистый песок с угловатыми слабо окатанными зернами	680
Неравномерно зернистый песок с окатанными зернами	580
Неравномерно зернистый песок с угловатыми шероховатыми зернами	340

Формула Цункера имеет преимущество в том, что учитывает коэффициентом форму зерен и степень однородности песка.

Формула Зауербрея при температуре фильтрующейся воды 10°С имеет такой вид

$$K_{10} = \beta \cdot \frac{n^3}{(1-n)^2} \cdot d_{17}^2, \text{ м/сут}, \quad (6.109)$$

где β – эмпирический коэффициент, зависящий от однородности и крупности частиц песка и равный от 1150 до 3010 (обычно 2880–3010);

d_{17} – диаметр, меньше которого в грунте содержится 17% частиц по массе, мм.

Формула Зауэрбрея применима для определения коэффициента фильтрации мелко-, средне- и крупнозернистых, чистых и глинистых песков.

Пример 6.21. Определить коэффициент фильтрации песчаного грунта, если пористость его равна 0,34, действующий диаметр – 0,05 мм. Температура фильтрующейся воды равна 17°C.

Решение. Коэффициент фильтрации вычисляем по формулам Хазена (6.97) и Слихтера (6.99).

Эмпирический коэффициент чистоты и однородности песков, рассчитываемый по формуле О.К. Ланге (6.98), в зависимости от пористости

$$C = 400 + 40 \cdot (34 - 26) = 720.$$

Коэффициент фильтрации, найденный по формуле Хазена,

$$K_{17} = 720 \cdot 0,05^2 \cdot (0,7 + 0,03 \cdot 17) = 2,18, \text{ м/сут.}$$

Для вычисления коэффициента фильтрации по формуле Слихтера определяем по табл. 6.3 коэффициент M . Для пористости грунта, равной 0,34, коэффициент $M = 0,2878$.

Коэффициент фильтрации, найденный по формуле Слихтера, при температуре 0 °C

$$K_0 = 496 \cdot 0,2878 \cdot 0,05^2 = 0,36, \text{ м/сут.}$$

Для приведения найденного K , соответствующего 0 °C, к температуре 17 °C, необходимо умножить это значение на величину температурной поправки Пуазейля (6.100)

$$\tau = 1 + 0,0337 \cdot 17 + 0,000221 \cdot 17^2 = 1,64.$$

Коэффициент фильтрации при температуре 17 °C

$$K_{17} = 0,36 \cdot 1,64 = 0,60, \text{ м/сут.}$$

6.5.4. Определение коэффициента фильтрации по результатам лабораторных испытаний грунтов

Лабораторные методы можно разделить на методы определения коэффициента фильтрации при переменном и постоянном напорах.

а) определение коэффициента фильтрации при переменном напоре с помощью трубки Каменского. Прибор предназначен для определения приближенных значений коэффициента фильтрации песчаных пород нарушенного сложения. Схема установки приведена на рис. 6.36.

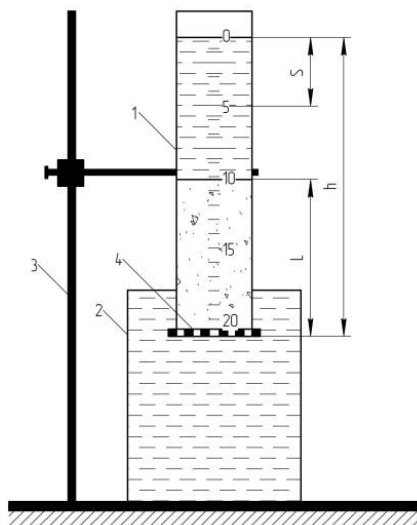


Рис. 6.36. Трубка Каменского:
1 – стеклянная трубка; 2 – сосуд для воды; 3 – штатив; 4 – сетка

Испытания проводят в следующей последовательности. Устанавливают трубку в батарейный стакан и загружают испытываемым грунтом на высоту 10 см.

Наполнение трубки песком производят слоями по 2-3 см и сопровождают легкой трамбовкой и насыщением водой, для чего в батарейный стакан подливают воду в таком количестве, чтобы ее уровень был выше уровня песка в трубке на 1-2,5 см, и ожидают момента появления в трубке слоя воды 3-5 мм.

В трубку сверху наливают воду до уровня на 1-2 см выше черты 0. Далее вынимают трубку из батарейного стакана и закрепляют ее на штативе. Отмечают время понижения уровня воды в трубке от деления 0 до делений 3, 5, 8 см. В конце опыта замеряют температуру воды.

Коэффициент фильтрации определяют по формуле

$$K = \frac{864 \cdot L}{T} \cdot f\left(\frac{S}{h}\right), \text{ м/сут,} \quad (6.110)$$

где L – длина пути фильтрации (толщина слоя песка), см;

T – время понижения уровня воды в трубке от деления 0 до делений 3, 5, 8 см, с;

S – величина понижения уровня воды в трубке за время T , см;

h – первоначальный напор, см;

$f\left(\frac{S}{h}\right)$ – функция, зависящая от отношения S/h ;

$$f\left(\frac{S}{h}\right) = -\ln\left(1 - \frac{S}{h}\right). \quad (6.111)$$

Полученное в процессе опыта значение коэффициента фильтрации приводится к температуре 10 °С путем умножения на температурную поправку

$$\tau = 0,7 + 0,03 \cdot t. \quad (6.112)$$

б) определение коэффициента фильтрации при постоянном напоре с помощью прибора КФ-01. Прибор предназначен для определения коэффициента фильтрации песчаных грунтов с нарушенной и ненарушенной структурой при постоянном градиенте напора. Схема прибора приведена на рис. 6.37.

Испытания проводят в следующей последовательности. Устанавливают трубку в батарейный стакан и загружают испытываемым грунтом на высоту металлического цилиндра. Заполнение песком производят аналогично опыту с трубкой Каменского. Если требуется определить коэффициент фильтрации в образце с ненарушенной структурой, то трубку вдавливают в грунт. После заполнения цилиндра грунтом на него помещают сетку и надевают верхнюю муфту. Заполняют мерный баллон водой, предварительно измерив ее температуру, зажимают его отверстие большим пальцем и, быстро опрокинув, вставляют в верхнюю муфту так, чтобы горлышко баллона соприкасалось с латунной сеткой.

В таком виде мерный баллон автоматически поддерживает над грунтом постоянный уровень воды 1-2 мм. Отмечают по шкале уровень воды в мерном баллоне и засекают время (для среднезернистых песков – не менее 50-100 с, для глинистых – 250-500 с).

Коэффициент фильтрации при температуре опыта вычисляют по формуле

$$K = \frac{W \cdot 864}{T \cdot F \cdot J}, \text{ м/сут} \quad (6.113)$$

где W – объем воды, профильтровавшейся за время T , см³;

T – время фильтрации, с;

F – площадь поперечного сечения трубки, $F=25$ см²;

J – градиент напора.

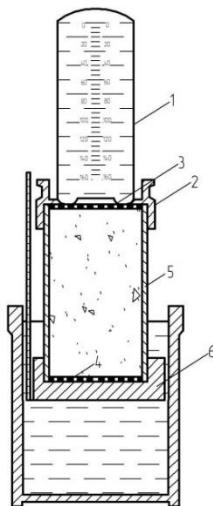


Рис. 6.37. Прибор КФ-01:

1 – стеклянный мерный баллон; 2 – верхняя муфта;
3 – верхняя сетка; 4 – нижняя сетка; 5 – металлический
цилиндр; 6 – нижняя муфта

Для приведения значения коэффициента фильтрации к температуре 10 °С используют формулу (6.111).

Раздел III. ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Глава 7. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГРУНТАХ

7.1. Понятие о грунтах

Геологические образования (горные породы, осадки, почвы) могут быть основаниями для различных сооружений (гражданских, промышленных, гидротехнических), средой, в которой строятся сооружения (метро, тоннели, каналы), материалами из которых создаются инженерные сооружения (плотины, насыпи, дамбы). Во всех этих случаях геологические образования называю *грунтами*. Т.е. под грунтами понимают любые горные породы, находящиеся в сфере инженерной деятельности человека.

Грунты представляют собой многофазные системы состоящие в общем случае из четырех фаз: твердой минеральной, газообразной, порового водного раствора и живых организмов (например: песчаный грунт представляет собой трехкомпонентную систему – минеральные частицы + вода + газы; полностью водонасыщенный песчаный грунт представляет собой двухкомпонентную систему – минеральные частицы + вода; почва представляет собой четырех компонентную систему – минеральные частицы и органическое вещество + вода + газы + живые организмы). Соотношение этих компонент имеет важнейшее значение, так как во многом определяет состав, состояние и свойства грунтов. Важно подчеркнуть, что грунт весьма динамичная система, изменяющаяся под влиянием природных и техногенных факторов. Его состав, свойства и строение могут существенно изменяться с течением времени, что необходимо учитывать при оценке поведения грунтов как при строительстве, так и в период эксплуатации объектов и сооружений.

Для характеристики твердой фазы грунта определяют его минеральный, химический и гранулометрический состав.

Твердые частицы образуют основной остов грунта, который обычно называют *скелетом*. Скелет состоит в большинстве случаев из минеральных частиц; в некоторых видах грунтов скелет полностью или частично представлен органическими веществами (торф, сапропель).

Твердая фаза грунтов состоит из первичных и вторичных минералов. Первичные, или породообразующие, минералы (кварц, слюды, полевые шпаты и др.) образуют скелет грунта. Вторичные (глинистые минералы, оксиды и гидроксиды железа и алюминия и др.) минералы,

образовавшиеся в результате различных физико-химических процессов, выполняют роль цементирующего вещества. Они оказывают огромное влияние на инженерно-геологические свойства глинистых грунтов. К группе вторичных минералов относятся и простые минералы растворимые в воде (галит, мирабилит, гипс, ангидрит, кальцит, доломит, магнезит и др.).

Химический состав грунтов может быть определен с помощью общего химического анализа, который показывает содержание в грунте различных оксидов: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 и др. В инженерно-геологических целях для мелиоративного строительства этот вид анализа применяется сравнительно редко. Значительно чаще для характеристики химического состава засоленных грунтов используют водные вытяжки (для легкорастворимых солей) и солянокислые (для средне- и труднорастворимых солей).

Гранулометрический состав показывает содержание в грунте твердых частиц того или иного размера, выраженное в процентах к массе абсолютно-сухого грунта.

Гранулометрический состав определяют только для крупнообломочных, песчаных и глинистых грунтов. Данные о гранулометрическом составе используют для оценки пригодности грунтов в качестве материала для отсыпки грунтовых плотин, дамб, выбора оптимальных отверстий для фильтровых колонн и др.

В понятие «гранулометрический состав» входит определение количественного содержания в грунте только первичных частиц (не сцепленных в микроагрегаты). Поэтому в процессе подготовки грунта к анализу природные микроагрегаты разрушают и разделяют их на первичные частицы. Гранулометрический состав характеризует не естественную, а предельную *дисперсность* (степень раздробленности), которая постоянна для данного грунта. Поэтому он является классификационной характеристикой.

В табл. 7.1 приведена классификация различных фракций грунта.

Т а б л и ц а 7.1. Основные гранулометрические фракции

Фракции, мм			
крупнообломочная	песчаная	пылеватая	глинистая
более 2	2-0,05	0,05-0,005	менее 0,005

Гранулометрический анализ песчаных грунтов выполняют путем последовательного их рассеивания на ситах с отверстиями диаметром

10; 5; 2; 1; 0,5; 0,25 и 0,10 мм. Основным методом гранулометрического анализа глинистых грунтов, выполняемым в инженерно-строительной практике, является ареометрический. Данный метод основан на определении плотности глинистой суспензии через определенные промежутки времени с помощью ареометра. Расчет диаметра частиц и процентного содержания фракций производится по специальной номограмме с учетом показаний ареометра, температуры суспензии и др.

Общепринятой классификацией песчано-глинистых грунтов является классификация В.В. Охотина (табл. 7.2).

Т а б л и ц а 7.2. Классификация песчано-глинистых грунтов по гранулометрическому составу

Наименование грунта	Содержание фракций, %		
	глинистых (<0,005 мм)	пылеватых (0,005-0,05 мм)	песчаных (0,05-2 мм)
Глина	>30	Меньше, чем песчаных	Больше, чем пылеватых
Глина пылеватая	>30	Больше, чем песчаных	Меньше, чем пылеватых
Суглинок тяжелый	30-20	Меньше, чем песчаных	Больше, чем пылеватых
Суглинок тяжелый пылеватый	30-20	Больше, чем песчаных	Меньше, чем пылеватых
Суглинок средний	20-15	Меньше, чем песчаных	Больше, чем пылеватых
Суглинок средний пылеватый	20-15	Больше, чем песчаных	Меньше, чем пылеватых
Суглинок легкий	15-10	Меньше, чем песчаных	Больше, чем пылеватых
Суглинок легкий пылеватый	15-10	Больше, чем песчаных	Меньше, чем пылеватых
Супесь	10-3	Меньше, чем песчаных	Больше, чем пылеватых
Супесь пылеватая	10-3	Больше, чем песчаных	Меньше, чем пылеватых
Песок	<3	Преобладание песчаных частиц над пылеватыми	

Результаты гранулометрического анализа грунтов представляются в виде таблиц и интегральных кривых. Интегральные кривые гранулометрического состава, выполненные в полулогарифмическом масштабе (рис. 7.1), позволяют находить действующий (эффективный) диа-

метр (d_{10}), т. е. такой размер частиц, меньше которого в грунте содержится 10 % всех частиц, а также средний диаметр (d_{60}), меньше которого в грунте содержится 60 % всех частиц.

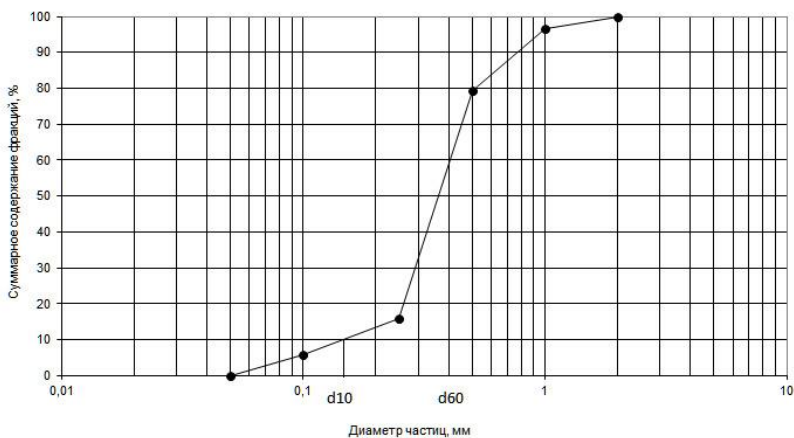


Рис. 7.1. Интегральная кривая гранулометрического состава грунта

Отношение d_{60}/d_{10} называется коэффициентом неоднородности грунта (K_n). При $K_n < 3$ грунт считается однородным по гранулометрическому составу, при $K_n > 3$ – неоднородным, плохо отсортированным.

Жидкая фаза (вода и водные растворы) – наиболее изменчивая и динамичная компонента грунта. Находясь в постоянном взаимодействии с другими составляющими грунта (твердой, газовой и живыми организмами) она оказывает значительное влияние на формирование и изменение состояния и свойств грунтов, и особенно глинистых. Виды воды, которые могут находиться в грунтах, рассмотрены ранее применительно к горным породам в п. 5.2.

Значительная доля пор и трещин в грунтах может быть занята газами – кислородом, азотом, углекислотой и др. Наибольшее их содержание отмечается в верхней части зоны аэрации. В нижней ее части (в капиллярной зоне) газов становится меньше, а в зоне насыщения они практически отсутствуют (кроме заземленных пузырьков). Газы, находящиеся в грунтах, отличаются от атмосферного воздуха, так в них значительно больше углекислоты (CO_2), а кислорода (O_2) и азота (N_2) меньше из-за поглощения их почвой.

Большую роль в различных процессах, протекающих в грунтах, иг-

рает водяной пар, попадающий сюда из атмосферы. Он легко перемещается в грунте от участков с большей упругостью к участкам с меньшей упругостью, образуя другие виды воды путем конденсации.

«Живая» фаза грунта представлена микроорганизмами и в меньшей степени макроорганизмами. Наибольшую роль они играют в почве и подпочвенной толще, а также в биогенных грунтах (торф, сапропель).

Макроорганизмы представлены высшими зелеными растениями, грибами, разлагающими сложные органические соединения, а также моллюсками, членистоногими, землероями (кротами, грызунами и др.), дождевыми червями и др. Все они оказывают либо механическое воздействие на строение и свойства верхней части грунтовой толщи, либо химическое – за счет выделения химически активных соединений.

Еще большее влияние на твердую, жидкую и газовую фазы грунта оказывают микроорганизмы (бактерии, микроскопические грибы и водоросли, вирусы, дрожжи и др.), количество которых может достигать нескольких миллионов особей в 1 г грунта.

В ряде исследований отмечалось снижение механической прочности грунтов за счет выделения микроорганизмами поверхностно-активных веществ. По другим данным, например железобактерии, за счет образования ожеженных прослоев могут увеличивать прочность грунтов.

Структурно-текстурные особенности и характер структурных связей являются одними из важнейших показателей при инженерно-геологическом изучении грунтов. В совокупности они отражают условия формирования грунтов и во многом определяют их строение и свойства. Структурно-текстурные особенности грунтов будут точно такими, как и у пород из которых они состоят (см. п. 2.5-2.8).

7.2. Физические свойства грунтов

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 – полевыми и лабораторными.

Свойства грунтов зависят прежде всего от происхождения (генезиса). Ввиду разнообразия природных условий грунты имеют различные свойства. На свойства грунтов осадочного происхождения влияют

также процессы диагенеза, в результате которых грунты упрочняются и свойства грунтов улучшаются.

Качество грунтов как строительных материалов и оснований инженерных сооружений в значительной степени зависит от физических свойств. Наибольшее значение из них имеют плотность, пористость, влажность, пластичность, липкость, набухание, усадка, водопрочность, пучение.

Физические свойства грунтов определяют непосредственно на месте их залегания или в лаборатории. Лабораторные исследования проводят на образцах, которые отбирают из карьеров, шурфов или скважин. При этом следует иметь в виду, что для определения некоторых свойств образцы грунта должны быть отобраны без нарушения естественной структуры.

Некоторые из свойств грунтов (горных пород) нами были рассмотрены ранее в п. 2.9. Остановимся на оставшихся свойствах.

Под пластичностью понимается свойство грунтов деформироваться (изменять свою форму) без разрыва сплошности под действием внешней нагрузки и сохранять полученную форму после ее прекращения.

Пластичные свойства грунтов зависят прежде всего от содержания глинистых частиц (размером менее 0,005 мм) и минерального состава. Наибольшей пластичностью обладают глинистые минералы группы монтмориллонита, наименьшей – группы каолинита.

Породы с содержанием глинистых частиц в зависимости от влажности имеют разное состояние или **консистенцию**. Консистенция определяется содержанием воды в грунте. При увлажнении до некоторого предела грунт сохраняет свойства твердого тела. При определенной для данного грунта влажности (W_p) он переходит из твердого состояния в пластичное, а затем при дальнейшем увлажнении грунт из пластичного состояния переходит в текучее. Эти три состояния грунта – твердое, пластичное и текучее – являются основными, а влажности, при которых наступает переход из одного состояния в другое, называют характерными влажностями, или пределами.

Влажность, при которой грунт переходит из твердого состояния в пластичное (или наоборот), называется **нижним пределом пластичности** (W_p), а влажность грунта при переходе из пластичного состояния в текучее (или наоборот) – **верхним пределом пластичности** или **нижней границей текучести** (W_f). Переход грунта из одной консистенции в другую при изменении влажности происходит сравнительно

резко. Поэтому влажности, соответствующие переходу грунта из одной консистенции в другую – из твердой в пластичную и из пластичной в текучую, можно использовать в качестве характеристик грунта.

Диапазон влажности пластичного состояния грунта определяется разностью между верхним и нижним пределами пластичности. Эта величина называется **числом пластичности**

$$M_p = W_f - W_p, \%. \quad (7.1)$$

Пределы и число пластичности широко используют в инженерно-геологической практике для классификации глинистых грунтов, для приблизительной оценки их прочности, сжимаемости, водопроницаемости и прочих свойств.

При влажности, равной или немного меньшей границы раскатывания, связные грунты удобны для производства земляных работ, с переходом же в пластичное состояние выполнение этих работ становится затруднительным и даже невозможным.

Т а б л и ц а 7.3. Классификация грунтов по числу пластичности

Характеристика грунтов по пластичности	Число пластичности, %	Грунты
Высокопластичные	>17	Глины
Пластичные	17 – 7	Суглинки
Слабопластичные	7 – 1	Супеси
Непластичные	0 – 1	Пески

Способность грунтов прилипать к различным предметам (лопатам, ковшам экскаваторов и т. п.), приходящим с ними в соприкосновение, называется **липкостью**.

Липкость характерна для глинистых и отчасти пылеватых грунтов, находящихся в увлажненном состоянии, тогда как песчаные грунты практически ею не обладают. Она появляется в пластичных грунтах при несколько большей влажности, чем нижний предел пластичности. С увеличением влажности липкость растет до некоторого предела, затем быстро снижается, а при полном насыщении грунта водой падает до нуля. На степень липкости грунта, кроме влажности влияют гранулометрический и отчасти минералогический состав грунта, а также сила, с которой предмет придавливается к грунту.

Количественно липкость оценивается величиной усилия, которое необходимо, чтобы оторвать от поверхности грунта металлическую пластинку площадью 1 см².

Липкость затрудняет разработку грунтов землеройными и дорожными машинами.

Набуханием грунтов называют увеличение их объема при увлажнении, а **усадкой** – уменьшение их объема при высыхании.

Набухание проявляется в мягких связных грунтах и объясняется увеличением вокруг глинистых и коллоидных частиц пленок физически связанной воды, а усадка – уменьшением толщины пленок. При усадке глинистый грунт постепенно переходит в твердое состояние и на поверхности грунта появляются трещины, а иногда происходит разрушение грунта по трещинам на отдельные плитки, чешуйки и даже превращение в пыль, в результате чего на склонах и откосах образуются осыпи. Особенно интенсивно этот процесс происходит при переменном увлажнении и высыхании грунтов.

Величина набухания и усадки зависит от степени дисперсности, в особенности от количества коллоидных частиц, а также от структуры, сложения и минералогического состава грунта. Наибольшей набухаемостью и усадкой отличаются глины, а в супесчаных и особенно в песчаных грунтах, эти свойства почти не проявляются. Из глин наибольшей способностью к набуханию обладают те разновидности, в состав которых входят глинистые минералы группы монтмориillonита.

Относительная величина набухания равна

$$\delta_n = \frac{h_n - h}{h}, \quad (7.2)$$

где h_n – высота образца после свободного набухания в условиях невозможности бокового расширения и полного насыщения;

h – начальная высота образца при естественной влажности.

При $\delta_n > 0,12$ – грунт сильно набухающий; при $0,12 > \delta_n > 0,08$ – грунт средне набухающий, при $0,08 > \delta_n > 0,04$ – грунт слабо набухающий.

Водопрочностью называется способность грунтов сохранять механическую прочность и устойчивость при взаимодействии с водой. Она характеризуется размокаемостью и размываемостью.

Под **размокаемостью** понимается способность грунтов при погружении в воду терять связность и превращаться в бесформенную массу. Способностью к размоканию обладают как твердые осадочные породы с растворимым или глинистым цементом, так и различные глинистые грунты. При этом одни грунты разрушаются полностью, другие частично, а третьи сохраняют свою структуру и текстуру. Размокаемость

грунтов зависит от их состава, характера структурных связей и влажности, при которой производится погружение грунта в воду. Факторы, способствующие размоканию грунтов, в основном те же, которые определяют их способность к набуханию.

Количественной оценки размокаемости пока не существует. Размокаемость оценивают по времени разрушения образца, характеру его распада и влажности размокшего образца грунта.

В строительстве с размоканием грунтов приходится встречаться при разработке выемок, каналов, дно и откосы которых смачиваются водой.

Размываемость характеризует способность грунтов отдавать частицы или агрегаты частиц движущейся по грунту воде. Определяется размываемость в гидравлических лотках и оценивается скоростью движения воды, при которой происходит разрушение грунта.

Пучение связано с промерзанием глинистых грунтов, насыщенных водой, и сопровождается увеличением их объема. Пучение вызывается увеличением объема замерзающей воды в порах, а также возникает в результате образований прослоек и линз льда вследствие подтягивания воды из нижних слоев грунта. Вода из нижних слоев в верхние движется главным образом в виде пара, а также в виде капиллярной воды при близком залегании грунтовых вод. В наибольшей мере пучение развивается в пылеватых суглинках и супесях. Такие грунты, как гравий, крупный песок – пучинистостью не обладают.

Пучение проявляется в виде неравномерных поднятий, поверхности земли. Большой вред пучинистость приносит дорогам и зданиям. Весной при оттаивании грунта земляное полотно на пучинистых местах разжижается настолько, что дорога становится совершенно непроезжей. Вследствие неравномерных поднятий и опусканий в зданиях появляются трещины, нарушающие нормальную их эксплуатацию.

7.3. Механические свойства грунтов

Механические свойства грунтов проявляются при действии на них внешней нагрузки. 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.

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 ($E_{общ}$) и модуль упругости (E_y).

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

$$E_y = \frac{\sigma}{e_{обр}} . \quad (7.3)$$

Модуль общей деформации равен отношению напряжения при одноосном сжатии к общей относительной деформации

$$E_{общ} = \frac{\sigma}{e_{общ}} . \quad (7.4)$$

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) (рис. 7.2).

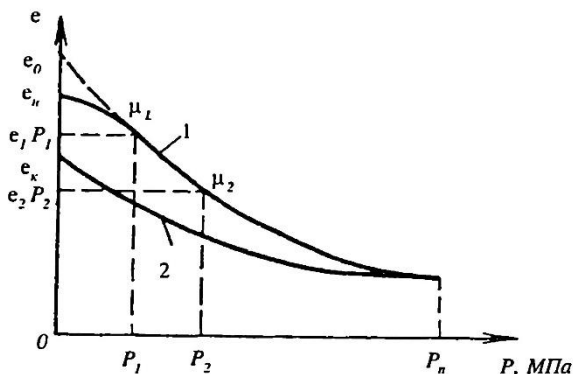


Рис. 7.2. Компрессионные кривые:
1 – ветвь нагрузки; 2 – ветвь разгрузки

Компрессионная кривая в общем может иметь две ветви – нагрузки и разгрузки. С увеличением давления грунт сжимается и коэффициент пористости уменьшается (ветвь нагрузки – см. рис. 7.2). 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. Он определя-

ется на компрессионной кривой для определенного интервала давлений

$$a = \frac{e_1 - e_2}{P_2 - P_1}, \quad (7.5)$$

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

Коэффициента уплотнения (сжимаемости) является классификационной характеристикой. С его помощью грунты по степени сжимаемости делят следующим образом (см. табл. 7.4).

Т а б л и ц а 7.4. Классификация грунтов по степени сжимаемости (уплотнения)

Коэффициент сжимаемости a , МПа ⁻¹	Степень сжимаемости (уплотнения)
<0,001	Практически несжимаемый
0,001-0,005	Слабая
0,005-0,01	Средняя
0,01-0,1	Повышенная
>0,10	Сильная

Модулем сжатия называется величина, обратная коэффициенту уплотнения

$$E = \frac{1}{a} = \frac{P_2 - P_1}{e_1 - e_2}. \quad (7.6)$$

Модуль осадки (e_p) показывает величину сжатия грунта в миллиметрах, приходящуюся на 1 м толщи грунта при приложении к нему дополнительной нагрузки $P=0,1$ МПа.

$$e_p = 1000 \cdot \frac{\Delta h}{h}, \text{ мм/м} \quad (7.7)$$

где h — начальная высота образца, мм;

Δh уменьшение высоты образца при давлении P , мм.

По величине модуля осадки Н.Н. Маслов выделяет следующие категории грунтов (табл. 7.5).

Т а б л и ц а 7.5. Категории грунтов по сжимаемости

Категория грунта по сжимаемости	Модуль осадки	Характеристика грунтов
0	< 1	Практически несжимаемы
I	1 – 5	Слабо сжимаемы
II	5 – 20	Средней сжимаемости
III	20 – 60	Повышенной сжимаемости
IV	> 60	Сильно сжимаемы

Сжатие рыхлых несвязных грунтов протекает во времени быстро, по абсолютной величине невелико и происходит в результате взаимного перемещения обломков (зерен). При нагрузках в десятки МПа 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 цементирующим, 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 сдвигу определяется обычно в приборах и установках (лабораторных и полевых) различной конструкции с двумя или одной фиксированными поверхностями сдвига. Сдвиг производится при различных вертикальных нагрузках (P), каждой из которых соответствует свое сдвигающее усилие.

Сопротивление грунтов сдвигу (срезу) выражается линейной зависимостью Кулона (рис. 7.3)

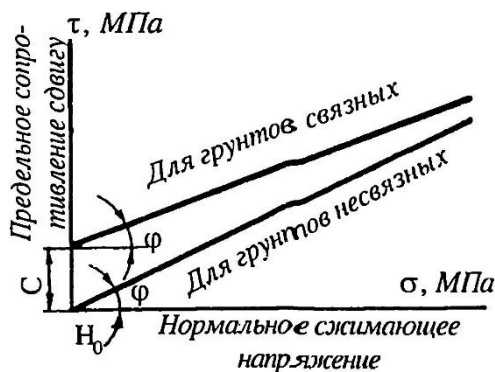


Рис. 7.3. График зависимости предельного сопротивления грунтов сдвигу τ от нормального сжимающего напряжения σ

$$\tau = \sigma \cdot \operatorname{tg} \varphi + c, \quad (7.8)$$

где τ – предельное сопротивление грунтов сдвигу, МПа;

σ – нормальное сжимающее напряжение, МПа;

$\operatorname{tg} \varphi$ – коэффициент внутреннего трения;

φ – угол внутреннего трения, градус;

c – удельное сцепление, МПа.

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

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

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

7.4. Инженерно-геологическая классификация грунтов

В основу общей инженерно-геологической классификации грунтов положены признаки определяющие физико-механические и физико-химические свойства (прилож. 9). В соответствии с этим грунты разделены на три класса:

- грунты с жесткими структурными связями (скальные и полускальные грунты) – к ним относятся магматические, метаморфические и некоторые осадочные породы и часть искусственных образований с химическими или смешанными связями с преобладанием химических;
- грунты с мягкими структурными связями – к ним относятся дисперсные грунты с молекулярными и водно-коллоидными связями – осадочные глинистые, пылеватые и смешанные породы (глины, суглинки, лёсс, супесь), некоторые современные осадки (илы), разновидности искусственных образований и почв;
- грунты, не имеющие структурных связей – к ним относятся грунты, не имеющие структурных связей, рыхлые несвязные – галечники, гравий, песок, щебень и др.

Грунты с жесткими связями, или скальные грунты, ведут себя под нагрузкой как обычное твердое тело, и их строительные свойства определяют методами строительной механики. Нескальные, или рыхлые, грунты, хотя и состоят из отдельных частиц (твердых тел), в це-

лом уже не обладают свойствами твердого тела. Под влиянием внешней нагрузки нескальные грунты сравнительно легко деформируются, что проявляется во взаимном перемещении частиц. Для оценки подобных грунтов данных строительной механики недостаточно, и их строительные свойства определяют на основе законов механики раздробленного тела, то есть механики грунтов.

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.

7.5. Инженерно-геологические процессы и явления

Инженерно-геологическим называют процессы, возникающие в результате вмешательства человека в природную обстановку. По своей сути это природные геологические процессы (подробно о них речь шла в 3 главе). *Инженерно-геологические явления* представляют собой результат определенных инженерно-геологических процессов. Человек оказывает влияние на изменение и проявление в основном внешних (экзогенных) геологических процессов.

7.5.1. Оползни

Оползни представляют собой смещение масс горных пород по склону под воздействием собственного веса и дополнительной нагрузки вследствие подмыва склона, переувлажнения, сейсмических толчков и иных процессов. Возникают на склонах долин или речных берегов, в горах, на берегах морей, на дне морей.

Причиной образования оползней является нарушение равновесия междудвигающей силой тяжести и удерживающими силами. Оно обусловлено:

- увеличением крутизны склона в результате подмыва водой;
- ослаблением прочности пород при выветривании или переувлажнении осадками и подземными водами;
- воздействием сейсмических толчков;
- строительной и хозяйственной деятельностью.

Чаще всего оползни возникают на склонах, сложенных чередующимися водоупорными и водоносными породами (рис. 7.4). Смещение

крупных масс земли или породы по склону провоцируется, чаще всего, смачиванием дождевой водой грунта в результате чего масса грунта становится более тяжелой и подвижной. Силы трения, обеспечивающие сцепление грунта на склонах, оказываются меньше силы тяжести, и вся масса горной породы приходит в движение.

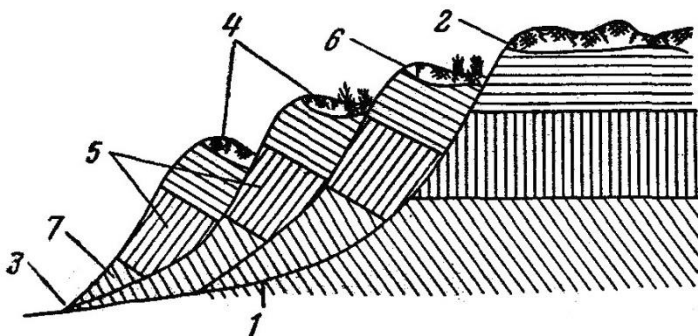


Рис. 7.4. Схема оползня: 1 – поверхность скольжения; 2 – над оползневой уступ; 3 – подошва оползня; 4 – оползневые террасы; 5 – тело оползня; 6 – голова оползня; 7 – язык оползня

Внешний облик оползневых склонов имеет ряд признаков, по которым всегда можно установить, что склоны находятся в неустойчивом состоянии. Там, где происходит отрыв массы пород, образуется серия концентрических трещин, ориентированных вдоль склонов. Сползание пород приводит к бугристости склонов, особенно в их нижней части. За счет давления сползающих пород у подошвы склонов формируются валы выдавливания. Между валами и буграми при определенных условиях скапливаются поверхностные и подземные воды. Это вызывает заболаченность склонов. При активном сползании на склонах хорошо видны смещенные земляные массы и террасовидные уступы. Очень часто внешним признаком оползней является так называемый «пьяный лес» и разорванные стволы деревьев. За счет сползания пород стволы деревьев теряют свою вертикальность, а иногда даже расщепляются. Аналогичным образом теряют вертикальность столбы телефонной связи и электролиний, заборы, стены. На оползневых склонах можно наблюдать разрушенные дома или здания со значительными трещинами. Характерной чертой этих трещин является наибольшее раскрытие в нижней части здания по склону.

Для возникновения и развития оползней необходимы некоторые определенные условия. Среди них наибольшее значение для склонов имеют: высота, крутизна и форма, геологическое строение, свойств пород, гидрогеологические условия.

В зависимости от причин и факторов, обуславливающих возникновение и развитие оползневых процессов, осуществляются самые разнообразные противооползневые мероприятия, придающие склонам нужную устойчивость и тем самым предохраняющие сооружения от разрушений. Выбор противооползневых мероприятий должен быть глубоко обоснованным в результате тщательного и всестороннего изучения оползневых явлений, проявляющихся в конкретных природных условиях поскольку некоторые из них представляют собой сложные сооружения, требующие значительных затрат средств и времени на их возведение и затем тщательного надзора за их исправным состоянием.

Борьба с оползнями должна быть комплексной и состоять из ряда мероприятий, способных устранять причины, обуславливающие неустойчивость горных пород на склонах. В первую очередь противооползневые мероприятия должны быть направлены на устранение главных, основных причин. В целом все многочисленные мероприятия по борьбе с оползнями подразделяются на профилактические и коренные.

Профилактические, или пассивные, мероприятия имеют своей целью:

- предотвращение излишнего увлажнения оползневых склонов поверхностными водами в результате устройства нагорных канав, лотков, лесомелиоративных насаждений на склонах и т.п.;
- упорядочение строительства вблизи склонов автомобильных и железных дорог;
- предотвращение подрезки склонов, запрещение вблизи оползневых участков проведения взрывных и горных работ и т.п.;
- запрещение вблизи неустойчивых склонов сбрасывать строительный мусор, шлаки, устраивать отвалы при ведении горных работ и т.п.;
- недопущение вырубki древесно-кустарниковой растительности и уничтожения травяного покрова.

Коренные, или активные, мероприятия преследуют цель устранить причины, вызывающие оползневые явления:

- возведение дамб, струеотклоняющих сооружений, волноломов исключающих подмывающую деятельность поверхностных вод;
- устройство подпорных стенок, контрбанкетов, забивка свай, устройство дренажных сооружений различной конструкции, препятствующих выходу подземных вод на склонах;
- соответствующая планировка склонов, устройство контрбанкета, срезка более крутой верхней части склона и отсыпка у основания склона срезанной части земляных масс или склонов (рис. 7.5);
- техническая мелиорация пород, слагающих склон (силикатизация, смолизация, цементация, термическое закрепление), что значительно увеличивает сопротивление пород сдвигающим усилиям.

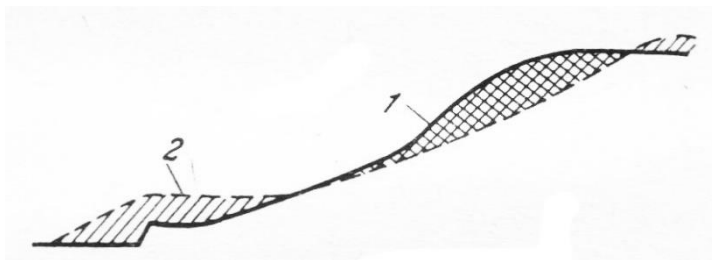


Рис. 7.5. Укрепление оползневого склона путем уполаживания откоса и устройство контрбанкета: 1 – срезка; 2 – контрбанкет

7.5.2. Обвалы

Обвалы представляют собой смещение масс горных пород вниз по склону под действием силы притяжения с отрывом от склона. Там где есть ослабленные действием водной и воздушной эрозии крутые склоны и происходят обвалы. Процесс может быть ускорен естественными факторами: резкими перепадами температуры или увлажнённости пород склона, подмывом водой речных берегов или морской абразией. Они провоцируются землетрясениями и техногенной деятельностью. Даже относительно слабые сейсмические толчки способны привести к значительным обрушениям неустойчивых массивов горных пород, льда и снега. Особенно в тех случаях, если они уже оказались ослаблены действием эрозии, подточены морским прибоем и русловыми потоками. Причиной образования обвалов является нарушение равновесия между сдвигающей силой тяжести и удерживающими силами. Они вызываются:

- увеличением крутизны склона в результате подмыва водой;
- ослаблением прочности пород при выветривании или переувлажнении осадками и подземными водами;
- воздействием сейсмических толчков;
- строительной и хозяйственной деятельностью.

7.5.3. Осыпи

На крутых склонах, особенно в горных районах, где развиты скальные породы, активно действует процесс физического выветривания. Породы растрескиваются и обломки скатываются вниз по склонам до места, где склон выполаживается. Этот процесс называется **осыпанием**. У подножья склонов накапливаются продукты осыпания – глыбы, щебень, более мелкие обломки и образуются валы – **осыпи** (рис. 7.6). Мощность осыпей различна и колеблется от нескольких до десятков метров.

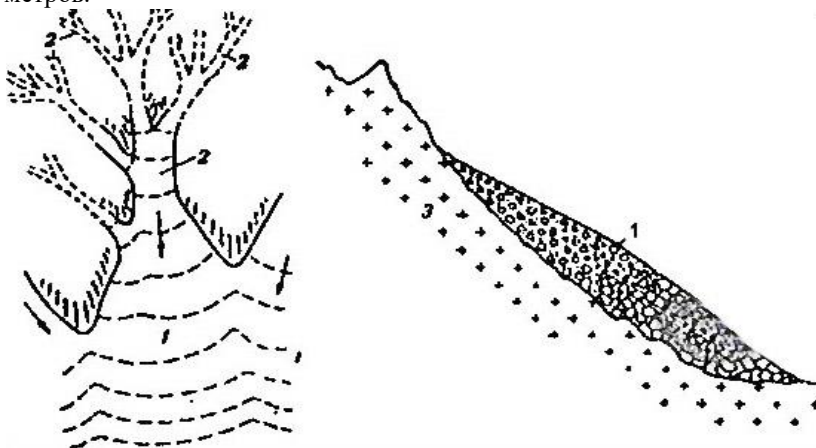


Рис. 7.6. Схема строения осыпи а – в плане, б – в разрезе: 1 – осыпной шлейф; 2 – осыпные лотки; 3 – скальные породы; стрелки – направления осыпания обломков

В состав осыпей входят обломки тех горных пород, которые слагают склоны. Массивные кристаллические породы дают крупнообломочные (глыбовые) осыпи. Менее прочные породы образуют среднеобломочные (щебеночные) и мелкообломочные (дресвяные) осыпи. Сланцы и осадочные породы (известняки, мергели, песчаники и др.) –

разнообломочные накопления, состоящие из обломков различной формы и размеров.

Характерной особенностью осыпей является их подвижность. Действующие осыпи лишены всякой растительности. Масса обломков нарастает и находится в рыхлом, весьма неустойчивом положении и приходит в движение за счет увеличения общего веса, сильном увлажнении, подрезки нижней части осыпи, дорогами, от землетрясений и даже от более мелких сотрясений, возникающих при работе механизмов или движении транспорта.

Угол естественного откоса материала зависит от его крупности. В сухом состоянии крупно- и среднеобломочный материал имеет средний угол откоса $\varphi = 35-37^\circ$, а мелко- и разнообломочный – $30-32^\circ$. Значение угла откоса осыпи связана с крутизной склонов, количеством поступающего материала и его влажностью.

Для затухающих осыпей свойственно развитие растительности (кустарники, слабый дерновый слой). Неподвижные осыпи полностью задернованы, покрыты кустарником и даже лесом.

Осыпи значительно осложняют строительство. Обломочный материал засыпает сооружения, полезные площади. Для решения вопроса о защите сооружений от осыпей очень важно знать скорость их движения. Обычно ее удается определить длительными наблюдениями. С небольшими щебеночными осыпями борьба ведется довольно простыми способами, которые сводятся к уборке той части обломочного материала, который расположен выше сооружения по склону. Этот способ достаточно трудоемок и применяется при большой подвижности осыпей и особой значимости сооружений.

Из инженерных сооружений применяют улавливающие и подпорные стенки, устраивают козырьки или сетки над дорогами, но эти мероприятия спасают лишь от отдельных падающих камней. В особо опасных местах, где развиты мощные медленно соскальзывающие осыпи, устраивают галереи и тоннели для дорог. На особо опасных участках организуют службу наблюдения.

Осыпи обломочно-щебенистого состава часто находят широкое применение, как хороший строительный материал.

7.5.4. Осадка

Осадкой называется доуплотнение грунта (вертикальное перемещение поверхности под подошвой фундамента) в результате действия

на него внешней нагрузки (веса сооружения). Различают осадку основания равномерную и неравномерную (рис. 7.7).

При равномерной осадке величина перемещения точек поверхности грунта под всей площадью фундамента одинаковая, а при неравномерной – неодинаковая. Равномерная осадка основания, как правило, не является опасной. Неравномерная осадка часто становится причиной нарушения условий нормальной эксплуатации сооружений, а иногда и их аварий.

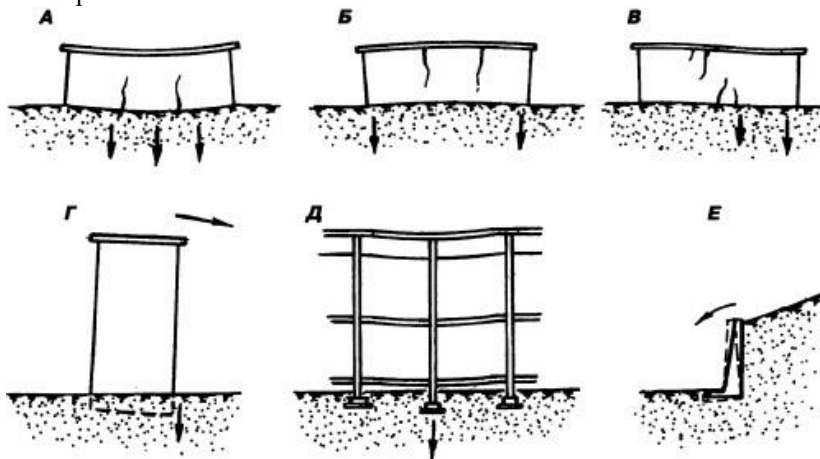


Рис. 7.7. Формы деформаций сооружений: А – прогиб; Б – выгиб; В – сдвиг; Г – крен; Д – перекос; Е – горизонтальное смещение

Для уплотнения грунта под нагрузкой требуется определенное время, в течение которого наблюдается рост осадки основания. Осадку, соответствующую окончательному уплотнению грунта, называют полной, конечной или стабилизированной.

7.5.5. Просадка

Просадочностью называется доуплотнение лессов и лессовых пород в результате увлажнения их, сопровождающееся опусканием поверхности земли.

Лессы и лессовые породы, широко распространенные в районах сухого климата, характеризуются значительным преобладанием в их составе пылеватых частиц, высокой пористостью (44-54 %), карбонатно-

стью, макропористостью, быстрой размокаемостью в воде, легкой размываемостью. Высокая пористость и склонность лессовидных пород к просадкам – следствие недоуплотненности их в период образования и последующей геологической истории, что в значительной мере обусловлено недостаточным увлажнением и повышенной испаряемостью, свойственными аридной зоне. Увлажнение породы вызывает просадки, происходящие без нагрузки под действием собственного веса породы. Дополнительная нагрузка, например от веса сооружения, усиливает просадку.

Просадочные явления в орошаемых районах возникают в результате фильтрации воды из каналов, водохранилищ и при поливах. Деформации, сопровождаемые снижением прочности пород, обусловлены расклинивающим и смазывающим влиянием молекул воды, проникающих в места контактов частиц породы (рис. 7.8).

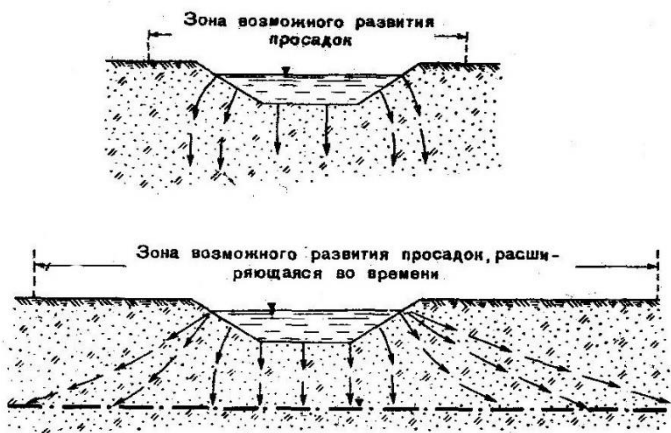


Рис. 7.8. Схема фильтрационного потока из канала и развитие просадки в лессовых породах

При интенсивных просадках величина опускания поверхности земли может достигать 2-2,5 м. При этом грунты, оседая, разбиваются трещинами на отдельные блоки. Гидротехнические сооружения вследствие неравномерной осадки могут быть разрушены или повреждены.

Просадочные явления широко развиваются при освоении новых, ранее не орошавшихся массивов, сложенных лессовыми породами. Наиболее просадочны лессовые породы в районах пустынного и полу-

пустынного климата. Меньшая интенсивность просадок характерна для степных районов, где атмосферных осадков выпадает больше.

На величину просадок резко влияет глубина залегания уровня грунтовых вод, пористость и мощность толщи. Просадочность пород тем больше, чем глубже залегают грунтовые воды (при равных других условиях), выше пористость пород и больше их мощность. На участках с близким залеганием грунтовых вод лессовые породы могут быть непросадочными, так как в результате увлажнения капиллярным подтоком влаги они уже испытали просадку.

Из-за просадок породы вдоль каналов поверхность земли опускается, порой на несколько метров (рис. 7.9).

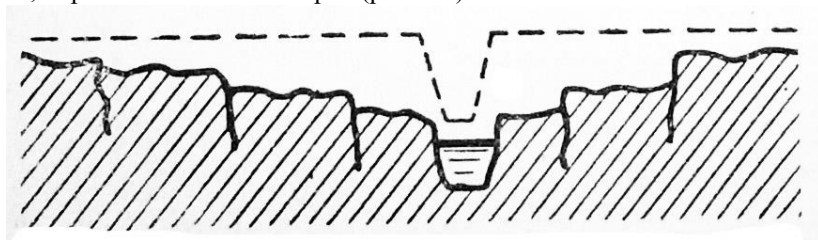


Рис. 7.9. Схема просадочных явлений в лессовых породах в результате фильтрации воды из канала (пунктиром показано первоначальное положение поверхности земли и канала)

Канал теряет командование над прилегающими к нему землями, затрудняется распределение воды. Работа сооружений, возведенных на каналах, нарушается.

7.5.6. Суффозия

Процесс разрушения горных пород и выноса из них продуктов разрушения носит название **суффозии** (более подробно см в п. 3.3.9).

В данном пункте рассмотрим исходные причины нарушений суффозионной устойчивости зернистых (нескальных) грунтов. Прежде всего, суффозия нескального грунта, возникающая в теле или в основании гидротехнического сооружения, может рассматриваться в зависимости от характера ее проявления как внешняя или внутренняя.

Внешнее проявление суффозии классифицируются следующим образом (см. рис. 7.10).

Внешняя суффозия – это разрушение грунта фильтрационным потоком, проявляющееся в виде:

- поверхностного размыва (эрозии) грунта потоком, протекающим внутри обратного фильтра дренажа, по щелям (например, под подошвой сооружения) или внутри полых трещин в скальном массиве, кровля которого сложена мелкозернистым грунтом (эти виды суффозии поясняются схемами *а*, *б* и *в* на рис. 7.10);

- отрыва и выноса частиц грунта непосредственно с его поверхности и из приконтактной зоны на участках разгрузки фильтрационного потока, например, при выходе в дренаж (схемы *г* и *д* на рис. 7.10);

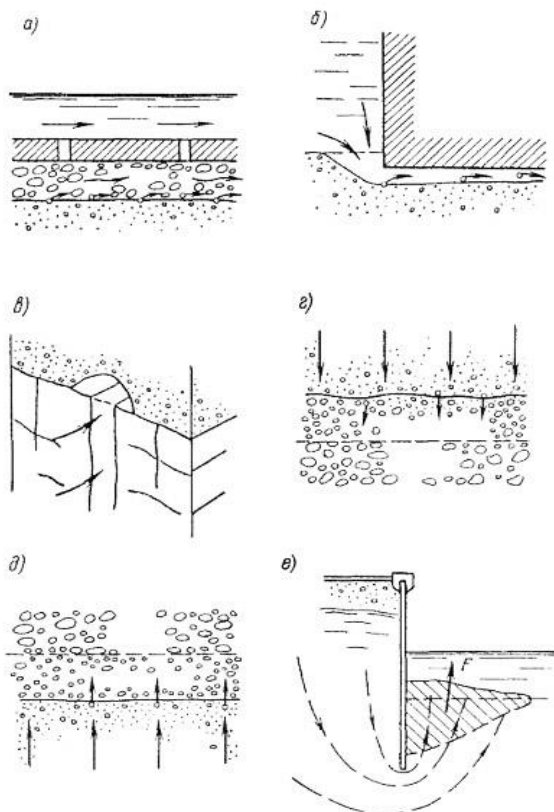


Рис. 7.10. Схемы проявления внешней суффозии нескальных грунтов (обозначения в тексте)

Внешняя суффозия – это разрушение грунта фильтрационным по-

током, проявляющееся в виде:

- поверхностного размыва (эрозии) грунта потоком, протекающим внутри обратного фильтра дренажа, по щелям (например, под подошвой сооружения) или внутри полых трещин в скальном массиве, кровля которого сложена мелкозернистым грунтом (эти виды суффозии поясняются схемами *а, б и в* на рис. 7.10);

- отрыва и выноса частиц грунта непосредственно с его поверхности и из приконтактной зоны на участках разгрузки фильтрационного потока (нисходящего или восходящего), например, при выходе в дренаж (схемы *г и д* на рис. 7.10);

- выпора на отдельных участках основания целых объемов грунта, который при этом обычно разуплотняется под действием фильтрационных сил (схема *е* на рис. 7.10).

Внешнюю суффозию, проявляющуюся в том виде, как это показано на схемах *а, в* рис. 7.10, называют также контактным размывом.

Надо помнить, что суффозионная устойчивость несвязного грунта в зоне его контакта с другим более крупнопористым грунтом или материалом дренажа существенно зависит от направления фильтрационного потока по отношению к направлению силы тяжести. Так при нисходящем потоке (схема *г* на рис. 7.10) грунт оказывается более устойчивым вследствие образования в контактной зоне сводиков из отдельных сравнительно крупных частиц, в то время как при восходящем потоке (схема *д* рис. 7.10) такие сводики не образуются.

Внутренняя суффозия нескальных грунтов может проявиться в следующих видах (рис. 7.11)

- объемная суффозия (рис. 7.11, *а*), возникающая сразу во всем объеме однородного грунта, где градиенты напора фильтрационного потока достигают «критических» значений, при которых начинается перемещение мелких не заземленных частиц заполнителя в порах скелета грунта. Интенсивность объемной суффозии, т.е. массовый расход транспортируемых потоком частиц заполнителя возрастает по мере увеличения градиента напора. Вследствие такой суффозии может резко измениться проницаемость грунта, а также его прочность, особенно в тех случаях, когда под действием фильтрационных сил начинает разрушаться скелет грунта. Разновидностью внутренней суффозии также является выщелачивание содержащихся в грунте водорастворимых минералов, например, гипса (процесс выщелачивания обычно называют химической суффозией);

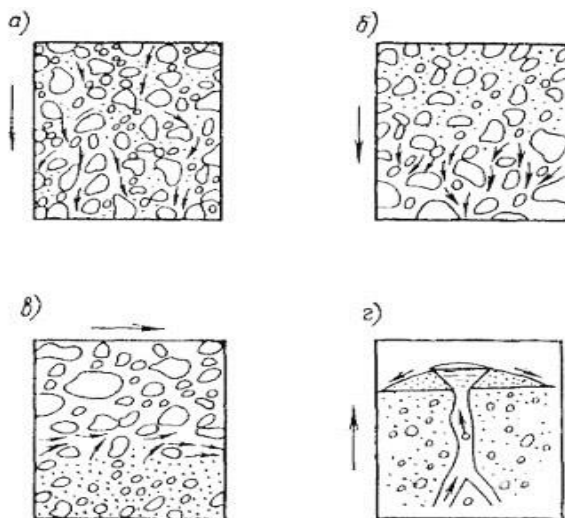


Рис. 7.11. Схемы разновидностей внутренней суффозии нескальных грунтов: а – объемная; б – фронтальная; в – контактный размыв мелкозернистого пропластка; г – канальная

- фронтальная суффозия (рис. 7.11, б). Отрыв и перемещение мелких частиц грунта, заполняющих в определенной зоне поры его скелета, когда процесс суффозии развивается сразу на достаточно больших участках поверхности, ограничивающей внутри грунта эту зону. В результате фронтальной суффозии также может произойти резкое изменение проницаемости грунтовой толщи и ее прочностных свойств;

- контактный размыв мелкозернистого пропластка в слоисто-неоднородной толще грунта (рис. 7.11, в), в результате которого могут произойти значительные деформации основания;

- канальная суффозия, возникающая в виде так называемых грифонов, когда наиболее мелкие частицы грунта во взвешенном состоянии перемещаются по каналам сосредоточенных выходов фильтрационного потока из толщи основания (рис. 7.11, г).

Для правильной оценки суффозионной устойчивости грунтов необходимо совершенно отчетливо представлять, в силу каких причин и при каких обстоятельствах возникают и развиваются суффозионные процессы во всех их разнообразных формах.

7.5.7. Деформации откосов насыпей и горных выработок

При возведении земляного полотна часто нарушаются условия равновесия, при которых:

- прорезание наклонных пластов грунта при устройстве выемок может вызвать оползание их откосов;
- насыпи, отсыпанные на косогоре, могут смещаться вниз по склону;
- торфяные и водонасыщенные илистые основания могут выжиматься из-под насыпи в сторону или медленно сжиматься под весом насыпи, отдавая насыщающую их воду;
- возможны деформации самой насыпи, вызываемые, например, уплотнением насыпного грунта под влиянием природных воздействий, собственного веса и напряжений от проезжающих автомобилей (рис 7.12);

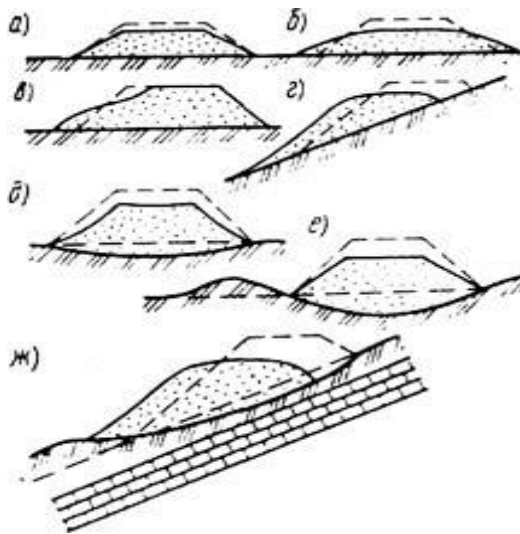


Рис. 7.12. Виды деформаций насыпей: *а* – осадка от уплотнения грунта в теле насыпи; *б* – деформация осадки от растекания переувлажненного грунта; *в* – оползание откоса насыпи; *г* – сползание насыпи по косогору; *д* – осадка со сжатием грунта основания; *е* – осадка, а иногда боковое смещение, из-за выжимания слабого основания; *ж* – смещение из-за оползания склона

- деформации от уплотнения грунта возможны в выемках и на

участках с нулевыми отметками, если подстилающий грунт в условиях естественного залегания недостаточно плотен (рис. 7.13).

Деформации откосов каналов и котлованов происходят вследствие гравитационных смещений пород, при этом большую роль играет выклинивание грунтовых вод. Породы откосов испытывают дополнительное давление, направленное в сторону откоса, за счет гидродинамического воздействия фильтрующейся грунтовой воды.

Для поддержания устойчивых откосов открытых каналов важно не допускать сбросов с полей оросительных вод, что достигается применением совершенной техники полива и высокой дисциплиной водопользования. Обязательно сохранение вдоль коллекторов и дренажных полос отчуждения (шириной в несколько метров), которые не должны засеиваться поливными сельскохозяйственными культурами.

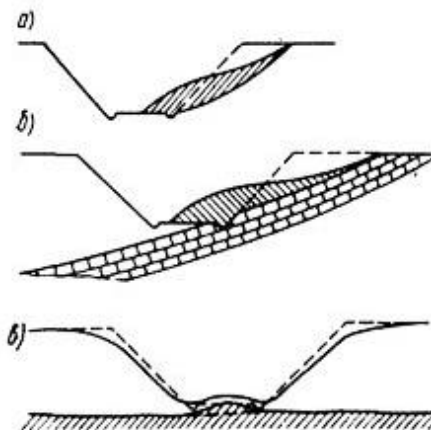


Рис. 7.13. Виды деформаций выемок: а – оползание откоса выемки в однородном грунте; б – то же при слоистом напластовании; в – выжимание слабого грунта на дне выемки под действием веса откоса

Во всех условиях обязательны знания геологического разреза и свойств пород, чтобы правильно выбрать заложение откосов. Необходим постоянный контроль за техническим состоянием и эксплуатацией осушительной и коллекторно-дренажной сети.

С большими трудностями связана борьба с деформацией откосов осушительных каналов в зимнее время. Откосы, особенно обращенные

на юг, отличаются неустойчивостью из-за периодического промерзания и оттаивания. При оттаивании верхних горизонтов и невозможности просачивания воды вглубь происходит оползание или течение поверхностных водонасыщенных слоев породы по поверхности подстилающих еще мерзлых пород. Для предупреждения этих явлений откосы должны быть достаточно пологими.

Деформации откосов оросительных каналов проявляются в несравненно меньшей степени, чем осушительных. Это объясняется тем, что здесь не возникает суффозия, поскольку фильтрационные воды оросительных каналов направлены в глубь откоса и этим повышают его устойчивость. Лишь на участках с неглубоким залеганием грунтовых вод, где в оросительный канал могут выклиниваться эти воды, возможна суффозия, снижающая устойчивость откосов.

Для осушения строительных котлованов широко применяются иглофильтровые установки. Данная установка состоит из ряда 38-75 мм труб, расположенных через 0,5-2 м и более и подключенных к общему сборному трубопроводу, подсоединенному к вакуум-насосу или компрессору (рис. 7.14). Одноярусная иглофильтровая установка обеспечивает понижение уровня подземных вод на 5-6 м. При необходимости более глубокого понижения уровня устраивают двух- или трехъярусные (и более) установки, закладывая их на бермах на откосах котлована.

Но многоярусные иглофильтровые установки создают значительные неудобства при производстве в котловане строительных работ. Учитывая это, В.К. Ярцев разработал специальную конструкцию вакуум-нагнетательного типа эрлифта, что позволило разработать конструкцию «глубоких иглофильтров», позволяющих при одноярусной установке понижать уровень подземных вод на 10-12 м и более. Захватная способность глубоких иглофильтров благодаря создаваемому ими вакууму в 5-12 раз больше чем мелких. Поэтому один глубокий иглофильтр заменяет два-три яруса мелких установок, а по производительности – 15-20 мелких фильтров.

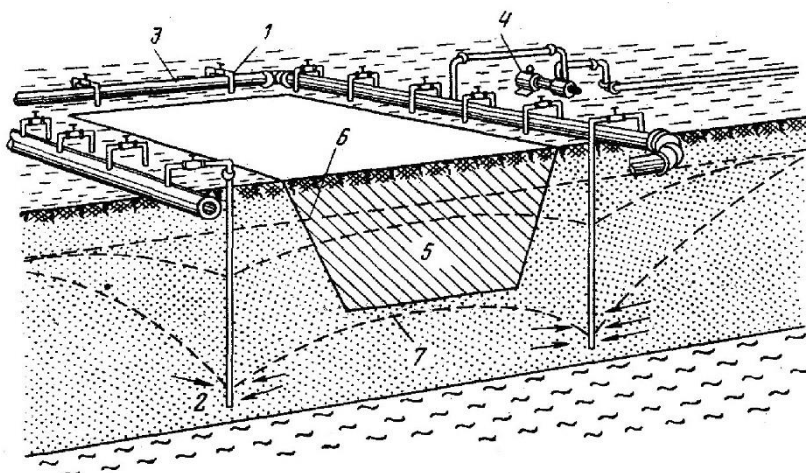


Рис. 7.14. Схема действия иглофильтров: 1 – иглофильтры; 2 – перфорированная часть иглофильтра; 3 – трубопровод (коллектор); 4 – самовсасывающий вихревой насос; 5 – котлован; 6 – естественный уровень грунтовых вод; 7 – сниженный уровень

7.5.8. Опускание поверхности земли

Рассматриваемый инженерно-геологический процесс развивается при осушении переувлажненных торфяных почв. Он также возможен в результате интенсивной откачки подземных вод, а также эксплуатации месторождений нефти и газа.

Опускание поверхности торфяников вызывается снижением уровня грунтовых вод после постройки осушительной сети. Осадка происходит вследствие обезвоживания и высыхания торфа, уменьшения взвешивающего давления грунтовых вод, биохимического разложения торфа и т.д. Величина осадки поверхности в начале осушения может превышать 20-30 см в год, а затем уменьшается до нескольких сантиметров в год. Величина осадки зависит от свойств торфа и пропорциональна снижению уровня грунтовых вод. Максимального значения она достигает вблизи дрен. Осадка торфа может нарушать нормальную работу закрытых дрен и других гидротехнических сооружений на мелиоративной сети, осложняет рельеф полей, затрудняет самотечный отвод дренажных вод. Кроме того, осадка сопровождается увеличением объемного веса торфа, уменьшением его водоотдачи и водопрони-

цаемости. Так, по данным А.И. Мурашко, на одном из низинных болот Белоруссии до осушения коэффициент фильтрации составлял 5-6 м/сутки, а после осушения на участках с глубиной залегания грунтовых вод 0,4-1,1 м соответственно уменьшился; за первый год – в 2,6-8,3 раза, за 2 года – в 2,9-22,9 раза, за 3 года – в 3,4-23,9 раза. Уменьшение водопроницаемости торфа снижает дренажное действие заложённых дрен. Прогноз осадки торфа – одна из задач гидрогеологических исследований. Величина ожидаемой осадки торфа может лимитировать проектную норму осушения.

Опускание земли из-за интенсивной откачки подземных вод, эксплуатации месторождений нефти и газа возможно, если покровные отложения и слои, разделяющие вмещающие горизонты, представлены глинами и суглинками и другими сжимаемыми породами. Опускание происходит вследствие уменьшения взвешивающего влияния воды (давления нефти и газа), что приводит к увеличению давления вышележащих пород и уплотнению раздельных слоев и самих вмещающих пород. В результате поверхность земли опускается вслед за понижением уровней. Оседание поверхности причиняет значительный ущерб, так как вызывает неравномерную осадку сооружений, которая является причиной деформации и разрушения сооружений.

7.5.9. Плывуны

Плывунами называют насыщенные водой горные породы, которые при вскрытии в процессе строительных работ или в результате природных процессов (при прокладке каналов, проходке котлованов, туннелей, шахт) разжижаются, приходят в движение и ведут себя подобно тяжелой вязкой жидкости. При разработке таких грунтов производство строительных работ сильно осложняется. Вследствие поступления в выемки плывунов, объем вынутого грунта может во много раз превышать объем выемки.

Различают псевдоплывуны и истинные плывуны. Псевдоплывуны – породы, переходящие в плывунное состояние только под воздействием гидродинамического давления. Ими могут быть даже крупные и гравелистые пески.

Истинные плывуны – породы, приходящие в движение не только под воздействием гидродинамического давления, но и при наличии в составе породы органо-минеральных коллоидов (высокомолекулярных органических соединений) и коллоидно-дисперсных минералов. Это

тонко- и мелкозернистые пески, илы и другие породы. Истинные плывуны относятся к тиксотропным породам. Тиксотропией называется способность пород, содержащих коллоидные фракции, к обратимым переходам из одного состояния в другое под воздействием динамической нагрузки при неизменной влажности и температуре.

Проявлению плавучести в значительной мере способствует гидродинамическое давление. Чем больше разность уровней залегания подземных вод, например, между уровнями за стенками строительного котлована и в самом котловане, тем интенсивнее выражены плывунные свойства породы. Напорные воды также усиливают проявление плывунных свойств.

Для определения критического значения градиента фильтрации $I_{кр}$, при котором порода переходит в плывунное состояние, используют формулу

$$I_{кр} = (\rho - 1) \cdot (1 - n), \quad (7.9)$$

где ρ – плотность породы;

n – пористость.

В плывунном состоянии породы утрачивают всякие структурные связи. Частицы переходят во взвешенное положение, т.е. по существу, плывуны имеют в этот момент плотность некоей вязкой жидкости.

Интенсивность плывунных явлений в породах зависит от величины градиента, гранулометрического и минерального состава формы частиц, плотности породы и ряда других факторов. Плывуны, находящиеся в покое, слабо отдают воду и маловодопроницаемы.

В строительной практике важно определить способность породы переходить в плывунное состояние и вид плывуна. Это можно сделать по ряду внешних признаков и на основе лабораторных анализов. Склонность породы переходить в плывунное состояние можно установить по величине водоотдачи, высокой пористости (более 43 %), по гидрофильности глинистых частиц и другим факторам.

Наиболее сложно определить вид плывуна. Так, истинный плывун в котлованах дает скопление воды в виде «цементного» молока. Песок, взятый из котлована, имеет вид маловлажного грунта, воду не отдает и постепенно оплывает в лепешку.

Плывуны осложняют строительство. Они создают большие трудности в проходке строительных выработок, стремясь заполнить выработанное пространство. Открытый водоотлив из котлованов опасен проявлением суффозии на окружающей территории. Опасна подрезка

склона, дающая выход плывунам. Плывуны очень чувствительны к вибрации и динамическим ударам, даже на значительно удаленных расстояниях от места возмущения.

Борьба с плывунами сложна и не всегда принятые меры дают желаемые результаты. В таких случаях приходится отказываться от устройств котлованов и применять свайный вариант фундаментов или подошву фундамента не доводить до слоя плавунных пород. Основная мера борьбы с плывунами при строительных работах – предварительное осушение их с помощью иглофильтров (см. рис.). При этом осушение истинных плавунувов значительно сложнее, чем псевдоплавунувов.

Котлован от плавунуна можно оградить шпунтовой стенкой. Забивка деревянного шпунта ограничивается глубиной 6-8 м, металлического – 20-25 м. При наличии галечников и прослоев плотных грунтов (мергели и др.) погрузить шпунт не удастся.

Замораживание плавунувов является временным и ненадежным мероприятием. Его применяют зимой или исп ользуютспециальные холодильные установки. В зимнее время проходку котлованов проводят поэтапно, после каждого периода промораживания грунта на глубину 20-30 см. Искусственное замораживание осуществляют вокруг котлована путем циркуляции в скважинах раствора $CaCl_2$, охлажденного до -20-40 °С. Это создает вокруг котлована зону замороженного грунта.

Силикатизация – нагнетание в плывуны жидкого стекла. Это возможно при достаточно высокой водопроницаемости плавунувов ($K_f > 0,5$ м/сут). Она требует больших затрат, но в тоже время является весьма эффективным способом.

Глава 8. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Возведение гидротехнических сооружений, создание мелиоративных систем является наиболее сложным и ответственным видом строительства. Это объясняется тем, что гидротехнические сооружения и мелиоративные системы строятся на территориях и участках со сложными геоморфологическими условиями, в местах наиболее интенсивно протекающих современных геологических процессов. Кроме того, в результате строительства гидромелиоративных систем и гидротехнических сооружений резко меняются природные и гидрогеологические условия не только территорий строительства, но и прилегающих к ним участков. Все это требует проведения всесторонних гидрогеологиче-

ских и инженерно-геологических исследования, которые являются необходимым и обязательным разделом изысканий, проводимых при проектировании инженерных сооружений, мелиоративных систем и объектов сельскохозяйственного водоснабжения.

8.1. Цели и задачи инженерно-геологических и гидрогеологических исследований

Целью инженерно-геологических и гидрогеологических исследований является:

- оценка гидрогеологических и инженерно-геологических условий строительства и эксплуатации сооружений;
- выбор участка строительства сооружений, грунтов для основания сооружений;
- прогноз возможных гидрогеологических и инженерно-геологических процессов и явлений, которые могут возникнуть в процессе строительства и эксплуатации сооружений;
- выбор необходимых мероприятий по защите сооружений и систем от неблагоприятных процессов.

Задачей инженерно-геологических и гидрогеологических исследований является:

- определение условий залегания, водопроницаемости, водоотдачи, плавучести, просадки, набухания, размываемости, тиксотропных и других свойств грунтов, залегающих в пределах участка строительства;
- изучение распространения, условий залегания подземных вод, количественная оценка источников питания и расходования подземных, в особенности грунтовых вод;
- выяснение возможности питания последних за счет нижележащих напорных горизонтов.

8.2. Состав и виды исследований

В общем случае в состав исследований входят:

- комплексная инженерно-геологическая съемка;
- разведочные работы;
- опытные полевые работы;
- геофизические работы;

- лабораторные работы;
- стационарные наблюдения;
- камеральные работы.

Комплексная инженерно-геологическая съемка представляет собой полевое изучение, описание и нанесение на карту элементов гидрогеологических и инженерно-геологических условий исследуемой территории.

При полевых работах исследуют, описывают и наносят на карту:

- виды растительности;
- типы и формы рельефа;
- состав поверхностных отложений по естественным и искусственным обнажениям;
- водотоки, водопункты, родники подземных вод, заболоченность;
- геологические явления (оползни, карст, эоловые формы и др.);
- местные строительные материалы;
- состояние имеющихся на территории инженерных сооружений.

При проведении съемки обычно проходят неглубокие зондировочные скважины, шурфы, расчистки, каналы.

Разведочные работы заключаются в бурении скважин, проходке шурфов, шахт, канав и других выработок. Эти работы позволяют установить геологическое строение более глубоких толщ исследуемой территории и распространение водоносных горизонтов и их уровней, отобрать образцы грунтов и пробы подземных вод для лабораторных исследований, проводить опытные полевые исследования, стационарные наблюдения за режимом подземных вод.

Опытные полевые работы производятся с целью определения численных показателей некоторых свойств грунтов и подземных вод. Основными такими показателями являются водопроницаемость, прочность, плотность, влажность, водообильность и некоторые другие свойства.

Водопроницаемость грунтов в поясе насыщения и водообильность водоносных горизонтов определяются чаще с помощью откачек воды из скважин, колодцев и шурфов.

Для определения водопроницаемости рыхлых несвязных (пески, галечники и др.) и мягких связных (суглинки, супеси, лёссы) грунтов, залегающих в зоне аэрации, применяют так называемые свободные наливов воды в шурфы.

Для определения водопроницаемости не насыщенных водой трещиноватых и закарстованных грунтов применяют в полевых условиях опытные нагнетания воды в скважины.

Для определения механических свойств, плотности и влажности грунтов используются пробные нагрузки в шурфах и скважинах на штампы, статическое и динамическое зондирование (пенетрация), лопастные установки для определения сопротивления грунтов сдвигу, методы с использованием радиоактивных изотопов.

Пробные нагрузки на штампы в шурфах и скважинах применяют для определения сопротивления грунтов сжатию. Испытание грунтов пробными нагрузками производится при: проектировании капитальных сооружений.

Зондирование, или пенетрация, основано на свойстве грунтов оказывать сопротивление внедрению в них наконечников различных форм и размеров. В зависимости от способов внедрения наконечников зондирование может быть статическим (вдавливание наконечника) и динамическим (забивка наконечника).

Геофизические работы основаны на использовании разницы в величинах тех или иных показателей свойств грунтов, влияющих на распределение определенных физических полей. Физические поля можно разделить на пассивные и активные. Первые существуют или возникают независимо от человека; к ним относятся гравитационное, тепловое и магнитное поля Земли, электрические поля, поле квазиупругих колебаний, возникающих в коре от волн, циклонов, землетрясений, поле радиоактивного излучения.

Активные поля искусственно создаются при геофизических исследованиях (постоянные и переменные электромагнитные поля, поля тепловых и радиоактивных датчиков, помещенных в исследуемый грунт, поля колебаний от искусственных взрывов и сотрясений). По характеру полей все геофизические методы можно разделить на шесть типов — гравиметрические, магнитометрические, сейсмометрические, электрометрические, термометрические и ядерные.

Гравиметрические методы используют распределение силы тяжести и определяют различие в плотности грунтов. Основное назначение — выявление погребенных структур.

Магнитометрические методы основаны на определении аномалии магнитного поля, которые вызываются различной магнитной проницаемостью горных пород. Они используются главным образом при поис-

ках железных руд, для определения мест залегания основных и ультраосновных магматических пород.

Сейсмометрические (сейсмические) методы основаны на различии скоростей распространения упругих колебаний, проходящих через толщи горных пород. При инженерногеологических исследованиях сейсмические методы используются при оценке степени трещиноватости массивов скальных пород и определении направления трещин.

Наибольшее применение при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях получили электрометрические (электрические) методы, объединяющие электроразведку (исследование с поверхности земли) и электрический каротаж (изучение разрезов буровых скважин). К электроразведке относятся электрическое профилирование и электрическое зондирование, использующие распределение в земле постоянного электрического тока. Каротаж скважин основан на различии в электросопротивлениях отдельных грунтов (удельное электрическое сопротивление грунтов).

Термометрические (геотермические) методы основаны главным образом на изучении естественных температурных полей. Грунты характеризуются при этом теплопроводностью, теплоемкостью и температуропроводностью. На формирование температурного поля оказывают влияние подземные воды. Поэтому при гидрогеологических исследованиях термометрические методы имеют большое значение.

С каждым годом все большее значение при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях начинают приобретать ядерные методы, при которых определяется как естественная радиоактивность грунтов и подземных вод, так и их реакция на искусственное облучение. Ядерные методы используются для определения показателей основных физических свойств грунтов и закономерностей движения подземных вод в природных и измененных условиях.

При гидрогеологических исследованиях ядерные методы широко применяются при определении скорости движения подземных вод. Радиоактивные изотопы при этом используются в качестве индикаторов; обычно последними служат иод-131 (^{131}I), цирконий-95 (^{95}Zr), цезий-137 (^{137}Cs), фосфор-32 (^{32}P), сера-35 (^{35}S).

В состав *лабораторных работ* входит определение состава грунтов (минерального и гранулометрического), физико-механических свойств и состояния грунтов (плотность, пористость, влагоемкость, пластичность, набухание, липкость, размокание, водопроницаемость, сжимаемость, угол естественного откоса, сопротивление сдвигу, засо-

ленность, просадочность и др.). Определения производятся на образцах грунтов как с нарушенной, так и с ненарушенной структурой. Образцы отбирают в процессе инженерно-геологической съемки и разведочных (бурение, шурфование) работ.

Отбор образцов грунта нарушенной структуры не представляет трудностей. Однако для определения некоторых свойств необходимы образцы грунтов с ненарушенной структурой. При шурфовании в мягких связных грунтах отбираются монолиты — образцы грунта с ненарушенной структурой.

По значениям обобщенных показателей устанавливаются расчетные показатели, которые используются при проектировании гидромелиоративных систем и инженерных сооружений.

Стационарные наблюдения проводятся не менее чем в течение одного года. На территории инженерных мелиоративных систем и крупных гидротехнических сооружений наблюдения за наиболее важными процессами производятся, и в период эксплуатации. К числу этих процессов относятся: оползание склонов и откосов, просадка грунтов, селевые потоки, переработка берегов водохранилищ, движение подземных вод, процессы изменения состава подземных вод, особенно режима и баланса грунтовых вод, а на оросительных системах солевого баланса грунтовых вод и пояса аэрации.

Режим подземных вод изучается по скважинам и колодцам, расположенным обычно по створам, перпендикулярным направлению движения подземных вод. Направление движения грунтовых вод зависит от геоморфологических условий и расположения водоемов и водотоков. При постановке режимных наблюдений в общем случае изучаются закономерности изменения во времени уровня, температуры, минерализации, химического, газового и бактериального состава как в природных условиях, так и в условиях, измененных в результате производственной деятельности человека.

Опытные участки выбирают на основании гидрогеологического районирования с таким расчетом, чтобы охарактеризовать условия формирования и элементы баланса, прежде всего, грунтовых вод, оказывающих влияние на мелиоративное состояние земель. По специальной методике с помощью различных установок, приборов или расчетов определяют элементы баланса грунтовых вод — инфильтрация атмосферных осадков и поверхностных вод, испарение, транспирация, конденсация, подземный приток и отток.

Для контроля над состоянием мелиорируемых земель наблюдения за режимом грунтовых вод и иногда определение элементов баланса продолжаются и в период эксплуатации мелиоративных систем.

Камеральные работы всех исследований производится по мере завершения отдельных видов работ. После окончания всех видов работ и обработки материалов составляется отчет.

Обычно отчет о гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях состоит из:

- 1) карт фактического материала, геологических (коренных пород и четвертичных отложений), тектонических, геоморфологических, гидрогеологических и инженерно-геологических;
- 2) гидрогеологических и инженерно-геологических разрезов, колонок скважин, шурфов, графиков, фотографий, расчетов;
- 3) пояснительной записки по отдельным разделам (текстовой части отчета).

На картах фактического материала при проведении полевых работ отмечаются точки наблюдений (см. рис. 8.1). Показываются водопункты (родники, колодцы, места опробования поверхностных потоков, озер, болот и т.д.), места отбора образцов пород, монолитов, шурфы и скважины, пункты по определению коэффициента фильтрации, изученные обнажения и участки с наиболее ярко выраженной эрозионной деятельностью реки. Каждая точка наблюдения должна иметь номер, который указывается в полевом журнале.

На карте кружками различного диаметра в точке опробования указываются величины дебита водоисточников.

Различным цветом или штриховкой внутри кружка отражается температура воды. Дебиты и температура предварительно произвольно классифицируются. Сверху над кружком индексом показывается возраст горных пород. Слева, в числителе, записывается наименование водопункта и его номер, в знаменателе температура воды, справа – дебит в литрах в секунду. Остальные точки наблюдений также показываются соответствующими условными знаками (см. приложение 10).

Геологическое строение участка работ описывается на основании полевых документов, полученных при бурении разведочных скважин и изучении обнажений. Производится описание различных стратиграфических подразделений и генетических типов отложений, слагающих участок. Описание ведется в восходящем порядке, т. е. от наиболее древних к наиболее молодым отложениям.

Карта фактического материала

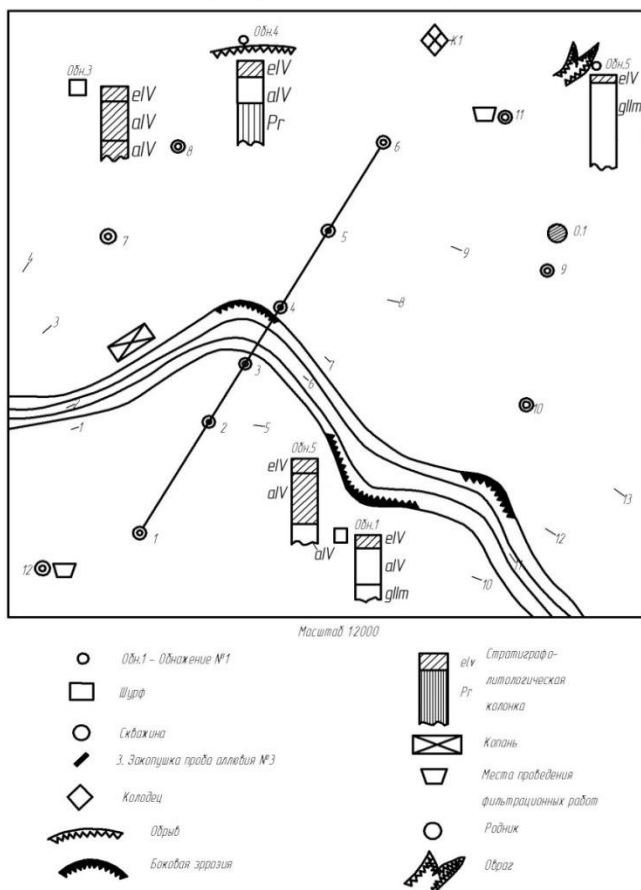
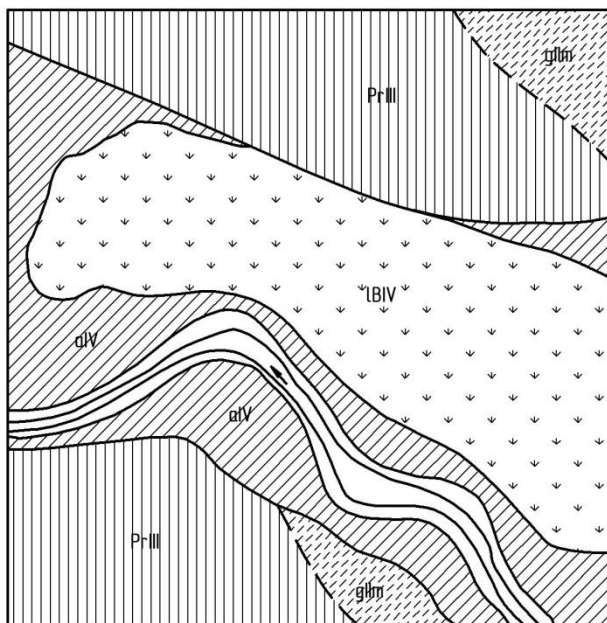


Рис. 8.1. Карта фактического материала

При описании каждого стратиграфического подразделения указывается генезис, состав, мощность (максимальная, минимальная, вскрытая), глубина залегания, распространенность отложений, элементы рельефа и номера обнажений или скважин, где встречены эти отложения. По полученным данным составляется карту четвертичных отложений (рис. 8.2) и геолого-гидрогеологический разрез (рис. 8.3).

Карта четвертичных отложений



Масштаб 1:2000

1. Современные отложения



Аллювий, суглинок



Озерно-болотные, торф



Проблематического происхождения,
лессовидный суглинок

3. Среднечетвертичные отложения



Маренные отложения московского
оледенения, супесь с граблем

4. Геологические границы

— Установленные

- - - Предполагаемые

Рис. 8.2. Карта четвертичных отложений

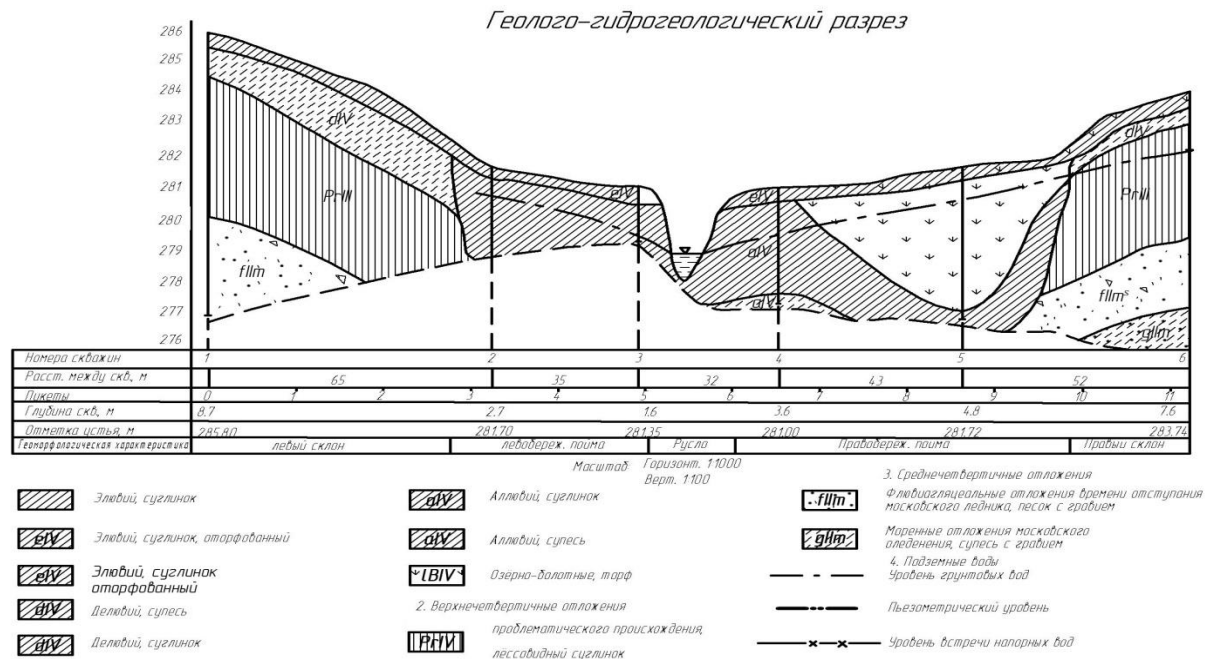


Рис. 8.3. Геолого-гидрогеологический разрез

8.3. Инженерно-геологические и гидрогеологические исследования для конкретных водохозяйственных и строительных объектов

При строительстве водохозяйственных и строительных объектов важнейшим является прогноз взаимодействия проектируемых сооружений с геологической средой. Назначение и конструктивные решения проектируемых объектов, а также и вариабельность инженерно-геологических условий строительства на территории республики очень многообразны. Все это приводит к тому, что производство инженерно-геологических изысканий для различных видов строительства имеет ряд своих, специфических особенностей.

Несмотря на специфику отдельных видов строительства, основными задачами инженерно-геологических изысканий для всех видов строительства являются:

- составление программы изысканий;
- изучение инженерно-геологических условий, влияющих на выбор строительной площадки (трассы), размещения на них конкретных сооружений, расчета их конструкции, режима эксплуатации и др.;
- выделение инженерно-геологических элементов и получение нормативных и расчетных характеристик грунтов;
- получение необходимой исходной гидрогеологической информации;
- оценка и прогноз развития опасных геологических процессов, разработка мер инженерной защиты;
- обеспеченность района строительства необходимыми местными строительными материалами и источниками водоснабжения;
- сведение к минимуму негативного влияния производства инженерно-геологических изысканий на окружающую природную среду;
- представление отчетов об инженерно-геологических изысканиях для обоснования предпроектной, проектной и другой документации, с аргументированными выводами и рекомендациями, необходимыми текстовыми и графическими приложениями.

8.3.1. Инженерно-геологические и гидрогеологические исследования для объектов осушения

Осушительные системы возводятся для освоения избыточно-увлажненных земель и требуют создания в корнеобитаемом слое зоны

аэрации. Это достигается понижением уровня грунтовых вод до критического уровня, выше которого грунтовые воды начинают угнетать растения, что приводит к снижению урожайности. Отвод избыточных поверхностных и грунтовых вод за пределы осваиваемых земель производится с помощью открытых каналов (открытый дренаж) или с помощью закрытых осушителей (дрен), укладываемых на проектной глубине в соответствии с принятыми условиями осушения (закрытый дренаж). Кроме самотечного способа осушения в отдельных случаях может быть использован вертикальный дренаж-откачка воды из скважин.

Основными задачами гидрогеологических исследований при проектировании осушительных систем являются:

- изучение распространения, условий залегания подземных вод, количественная оценка источника питания и расходования подземных, в особенности грунтовых вод;
- выяснение возможности питания последних за счет нижележащих напорных горизонтов;
- определение условий залегания, водопроницаемости, водоотдачи, пльвучести, тиксотропных и других свойств грунтов, залегающих в пределах территории осушения.

По результатам исследований дается прогноз режима грунтовых вод и изменения поверхности земли при осушении. Комплексная съемка и другие виды исследований обеспечивают изучение гидрогеологических и инженерно-геологических условий массива, районирование его по типам водного питания и другим показателям. Соответственно этому районированию решается вопрос о методе осушения земель, рациональном способе дренирования почв и размещении открытых осушителей и дренажа. На основании технико-экономических расчетов устанавливаются целесообразность и очередность осушения различных массивов.

8.3.2. Инженерно-геологические и гидрогеологические исследования для объектов орошения

Основные задачи исследований – выяснение гидрогеологических и инженерно-геологических условий массива, его естественной дренированности, прогноз режима грунтовых вод и водно-солевого баланса и оценка запасов подземных вод. Эти задачи решаются по материалам

комплексной съемки, разведочных, опытных, стационарных и других исследований.

При анализе материалов исследований учитывается, что условия для орошения тем лучше, чем выше естественная дренированность земель, чем меньше минерализация грунтовых вод и запасы солей в почвогрунтах и слабее (или отсутствует) напорное питание грунтовых вод. Такие земли при орошении требуют меньше затрат на мелиоративные работы.

Во время исследований должны быть получены данные для выбора допустимых откосов каналов и скорости течения воды, оценки потерь на фильтрацию, способа и условий разработки пород, прогноза режима подземных вод на прилегающих площадях и для разработки мер борьбы с подтоплением земель и застроенных территорий. Изучаются современные и возможные инженерно-геологические процессы и обосновываются мероприятия по борьбе с ними.

Для решения этих задач вдоль трассы канала и по поперечникам к ней проводят инженерно-геологическую съемку, бурение скважин и проходку шурфов, геофизические, опытные инженерно-геологические и другие исследования. В связи с оценкой опасности ирригационной суффозии и эрозии детально изучают засоленность отложений – преобладающие виды солей и их формы.

Расстояние между скважинами и их глубину назначают с учетом особенностей геологического строения и расходов каналов. При исследованиях для крупных магистральных каналов часть скважин доводят до регионального водоупора или сравнительно выдержанного местного водоупора. Расстояние между скважинами принимают от нескольких десятков до сотен метров. По трассам менее крупных каналов (распределительных) глубины скважин уменьшают, а расстояния между ними увеличивают.

Разведка по поперечникам к трассам крупных каналов должна осветить инженерно-геологические и гидрогеологические условия прилегающих земель. Поперечники располагают в разных условиях рельефа и инженерно-геологической обстановки, выявляемых при съемке территории. Расстояние между поперечниками – от 2-3 до 5 км и более. Длина поперечников – до нескольких километров. При изучении вопроса о возможности подпора грунтовых вод и подтопления населенных пунктов местоположение последних определяет направление поперечников и их длину. В зонах влияния крупных каналов воз-

можно подтопление населенных пунктов, удаленных на много километров от оросительного канала.

Наблюдения за режимом подземных вод организуют по поперечникам к трассе проектируемого канала в различных гидрогеологических условиях. По этим поперечникам прогнозируют изменения режима грунтовых вод. При оползневых явлениях устанавливают наблюдения за ними по системе реперов.

8.3.3. Инженерно-геологические и гидрогеологические исследования при устройстве водохранилищ

Основные вопросы при исследованиях для обоснования проектов водохранилищ следующие: определение возможных потерь на фильтрацию, прогноз подпора грунтовых вод и подтопления населенных мест и сельскохозяйственных угодий и оценка устойчивости берегов водохранилища.

Потери на фильтрацию могут быть значительными, если берега речной долины сложены хорошо водопроницаемыми породами, а уровень подземных вод на прилегающих площадях залегает на отметках ниже будущего зеркала воды в водохранилище. По данным исследований рассчитывают потери и, если необходимо, намечают меры борьбы с фильтрацией.

Устройство водохранилища может нарушить устойчивость его берегов, сложенных нескальными породами, и вызвать образование оползней. Переработка берегов водохранилища возможна и в результате волновой деятельности. Для изучения этих вопросов чашу водохранилища и прилегающие к ней площади покрывают комплексной съемкой (гидрогеологической и инженерно-геологической). Проводят разведочные и геофизические работы – по нескольким створам, пересекающим чашу водохранилища. По этим створам организуют наблюдения за режимом подземных вод, необходимые для оценки потерь воды и прогнозов подпора.

8.3.4. Инженерно-геологические и гидрогеологические исследования при устройстве плотин

Плотины предъявляют очень высокие требования к качеству основания и береговых участков примыкания. Наилучшие условия для сооружения плотины – участки речных долин, сложенные скальными

нерастворимыми породами, неветрелыми, без тектонических трещин и других нарушений. Если в речной долине залегают нескальные породы, необходимо, чтобы в основании будущей плотины породы были по возможности однородны. На бортовых участках долины не должно быть оползней, суффозии и других нарушений прочности и устойчивости пород. В противном случае в проекте плотины следует предусмотреть специальные меры, обеспечивающие устойчивость ее против этих явлений.

Исследования должны детально осветить инженерно-геологические условия, чтобы обосновать выбор типа и расчеты конструкции плотины и других сооружений гидротехнического узла.

Для решения этих вопросов проводят крупномасштабную инженерно-геологическую съемку участка долины, разведочные, геофизические и опытные работы по оси проектируемой плотины» по створам выше и ниже оси.

Глубина скважин должна в 2-3 раза превышать проектный напор плотины. Расстояние между скважинами – от десятков метров до сотен метров, в зависимости от степени сложности инженерно-геологических условий, типа и высоты плотины.

В районах, где основанием плотины будут служить мощные аллювиальные отложения, скважинами проходят всю ту толщу отложений, которая будет деформироваться под действием нагрузки плотины.

Опытные работы по определению фильтрационных и других свойств пород и по искусственному закреплению пород проводят в основании плотины и на склонах долины.

В скважинах, заложенных по створу плотины и на склонах долины, ведут наблюдения за режимом подземных вод. Устанавливают контроль также за оползневыми явлениями.

8.3.5. Инженерно-геологические и гидрогеологические исследования при устройстве систем водоснабжения и водоотведения

При инженерно-геологических изысканиях исходят из того, что трубопроводы оказывают незначительное давление на грунты оснований (не более 0,02 МПа), но отличаются высокой чувствительностью к осевым перемещениям, что может приводить к повреждению стыковых соединений.

Состав и объем инженерно-геологических изысканий для обоснования строительства трубопроводов и связанных с ними зданий и сооружений (водонапорные башни, резервуары, насосные станции и пр.) определяются требованиями соответствующей нормативной документации.

Для проектирования трубопроводов необходимо знать состав и свойства грунтов оснований, литологию грунтов, которые пойдут на засыпку траншей (или создание насыпей), рельеф местности, особенности строения речных долин и их эрозионную деятельность, глубину промерзания грунтов, блуждающие электрические токи, наличие и агрессивность грунтовых вод, характер берегов озер, водохранилищ, а также опасные геологические процессы и явления, которые могут затруднить работу по укладке трубопроводов или отрицательно сказаться на их устойчивости.

Инженерно-геологические изыскания трасс выполняются в различных объемах в зависимости от типа трубопроводов (магистральные, ответвления или разводящая сеть), сложности инженерно-геологических условий, степени геологической изученности и стадии проектирования.

На предпроектном этапе (обоснование инвестиций в строительство объекта) для крупных и ответственных магистральных трубопроводов выполняют изыскания с целью обоснования выбора оптимального варианта трассы. Работу начинают со сбора архивных геологических материалов. Намечают ряд вариантов трасс трубопроводов. Каждая проектируемая трасса изучается в полевых условиях в полосе шириной 500 м в процессе проведения рекогносцировочного обследования и инженерно-геологической съемки. В процессе полевых работ особое внимание обращается на участки развития опасных геологических процессов (оползни, карст и др.), коррозионную активность грунтов и агрессивность подземных вод, выявление блуждающих токов.

В инженерно-геологическом отчете дается сравнительная характеристика всех вариантов трасс трубопровода с представлением схематических инженерно-геологических карт. Более детально оценивается наиболее благоприятный вариант трассы.

На стадии проекта изыскания проводят на выбранном варианте трассы. К материалам предпроектного этапа добавляются новые разведочные выработки по трассе, дополнительные лабораторные исследования грунтов, в том числе анализы коррозионной активности грунтов и агрессивности грунтовых вод.

Разведочные выработки выполняются в основном в виде буровых скважин. На каждый километр задают в среднем 3-5 скважины. Глубина скважин назначается с учетом возможной глубины трубопровода и глубины сезонного промерзания грунтов. Чаще всего глубина скважин 3-5 м, а на болотах и переходах через водотоки доходит до 10-15 м. По мере необходимости из скважин отбирают образцы грунтов и пробы грунтовых вод.

Поскольку металлические трубопроводы, укладываемые в землю, подвергаются коррозии, степень коррозионности грунтов определяют полевыми и лабораторными методами.

Для выявления границ залегания скальных, илистых или торфянистых грунтов закладывают дополнительные разведочные выработки. То же самое делают на участках переходов через реки, растущие овраги, большие ущелья, а также дороги, линии электропередач и другие естественные и искусственные препятствия.

При пересечении трассой трубопровода районов со сложными инженерно-геологическими условиями (участки индивидуального проектирования) к обычным исследованиям добавляют специальные исследования. К сложным инженерно-геологическим условиям относят районы развития карста, склоновых процессов, многолетней мерзлоты, селей, подтопленные и подрабатываемые территории, районы распространения специфических грунтов и др.

Очистные сооружения сточных вод (аэротенки, метантенки, резервуары и др.) и земляные сооружения промстоков (поля фильтрации, пруды-накопители, хвостохранилища и др.) располагаются, как правило, на землях, непригодных для сельскохозяйственного освоения. Обычно это территории со сложными инженерно-геологическими условиями (органоминеральные, засоленные, техногенные грунты и др.), что требует более углубленного, чем в простых инженерно-геологических условиях, проведения изысканий.

Очистные сооружения сточных вод могут иметь значительно разные размеры (например, аэротенки из сборного железобетона имеют длину до 100 м и более, ширину – до 12 м и рабочую глубину до 5 м) и отличаются высокой чувствительностью грунтового основания к неравномерным осадкам.

Земляные сооружения промстоков – это емкости (земляные) полностью или частично заглубленные и обвалованные. Все они в той или иной степени являются источниками загрязнения подземных вод и водоемов, поэтому важнейшими задачами инженерно-геологических и

гидрогеологических исследований являются прогноз изменения качества подземных вод и соответствующее обоснование защитных мероприятий от загрязнений.

В процессе проведения инженерно-геологических изысканий для строительства указанных выше сооружений основное внимание уделяют изучению геоморфологических особенностей участка размещения проектируемого объекта, его геологического строения, гидрогеологических условий, состава состояния и свойств грунтов, в первую очередь, фильтрационных. Оценивается также возможность развития опасных геологических процессов, а при их наличии дается детальная их характеристика.

Для решения всех этих вопросов проводят рекогносцировочное обследование и инженерно-геологическую съемку, бурят скважины, которые располагают на площадках по сетке со сторонами в 50-100 м, а также по линиям предполагаемого растекания и движения промышленных и бытовых стоков.

В процессе инженерно-геологических изысканий изучают также режим грунтовых вод, оценивают влияние состава сточных вод на физические свойства и химический состав подземных вод. Проводят опытно-фильтрационные работы. Фильтрационные свойства грунтов определяют в лаборатории и в полевых условиях путем налива воды в шурфы. Стационарные наблюдения за режимом подземных вод проводят с начала изысканий для проекта и до окончания изысканий для рабочей документации.

Для предотвращения инфильтрации загрязненных вод в глубину грунтовой толщи дно бассейна покрывают противофильтрационной одеждой. В этом случае в задачу инженерно-геологических изысканий входят поиск и разведка местных строительных материалов (глин), которые могли бы быть использованы для изготовления водонепроницаемого экрана на дне проектируемого бассейна.

8.3.6. Инженерно-геологические и гидрогеологические исследования при устройстве водозаборов подземных вод

Гидрогеологические изыскания для обоснования проектов водозаборов выполняются в составе инженерно-геологических изысканий для строительства. Материалы изысканий должны дать достаточный материал для проектирования и строительства (реконструкции) небольших водозаборов подземных вод (средние и малые поселения,

небольшие промышленные предприятия, животноводческие фермы и т. п.).

Программой на изыскания источников водоснабжения в сложных гидрогеологических условиях предусматривается полный комплекс различных видов исследований, включая сбор, обработку и анализ материалов о гидрогеологических условиях района, рекогносцировочное гидрогеологическое обследование территории, в том числе обследование действующих водозаборов, гидрогеологическую съемку, бурение разведочных и разведочно-эксплуатационных скважин, геофизические исследования, опытно-фильтрационные работы, лабораторные исследования состава и санитарного состояния подземных вод и водовмещающих пород, стационарные наблюдения и составление технического отчета (заключения).

Производительность (дебит) водозаборного сооружения считается обеспеченным на заданный срок эксплуатации, если расчетное понижение уровня оказывается меньше максимально допустимого понижения уровня или равно ему. При получении положительных результатов опробывания водоносного горизонта на площадке проектируемого водозабора в технический отчет включают паспорт и акт сдачи-приемки разведочно-эксплуатационной скважины на воду.

В акте-приемке скважины приводятся сведения о ее местонахождении, общей глубине, конструкции, проведенной опытной откачке, статическом и динамическом уровне воды, дебите, понижении уровня, удельном дебите, отобранных пробах воды и датах исследования химического и бактериологического состава.

По результатам выполненных работ в техническом отчете по изысканиям подземных источников водоснабжения должны быть представлены:

- необходимые материалы для обоснования и проектирования водозабора подземных вод;
- установлены границы поясов зоны санитарной охраны;
- мероприятия по охране окружающей среды, включая защиту подземных вод от истощения и загрязнения.

8.3.7. Инженерно-геологические и гидрогеологические исследования при возведении зданий

Инженерно-геологические изыскания для промышленного и гражданского строительства начинаются со сбора всех имеющихся по дан-

ному району материалов по геоморфологии, геологии, гидрогеологии и инженерной геологии.

Собранные материалы изысканий прошлых лет обобщают в виде краткого отчета, в котором дается предварительное заключение об инженерно-геологических условиях строительства проектируемого объекта.

При недостаточном объеме архивных данных и в сложных инженерно-геологических условиях в районе работ проводится рекогносцировка и инженерно-геологическая съемка, на основании которых составляется схематическая инженерно-геологическая карта.

Инженерно-геологическая, съемка сопровождается необходимыми картировочными работами (бурением скважин и проходкой шурфов, геофизическими исследованиями, опытными полевыми работами и др.).

Инженерно-геологические изыскания позволяют дать оценку инженерно-геологическим условиям территории при различных вариантах расположения строительных площадок с рекомендацией лучшего варианта. Основная цель работ – выбор строительной площадки.

Инженерно-геологические изыскания на выбранной площадке должны дать необходимый материал для принятия окончательного варианта компоновки объекта, а также для решения всех конструктивных и иных проектных решений.

В состав работ на стадии проекта входят:

- инженерно-геологическая съемка территории площадки;
- бурение скважин и проходка шурфов;
- полевые исследования грунтов (статическое и динамическое зондирование, испытания штампами и др.);
- гидрогеологические исследования (оценка водопроницаемости грунтов методом откачек, определение химического состава, агрессивности к бетону и коррозионной активности к металлам и др.);
- стационарные наблюдения за изменением отдельных факторов инженерно-геологических условий;
- лабораторные исследования;
- камеральные работы и составление отчета.

Состав и объемы инженерно-геологических изысканий определяются видом (назначением) зданий и сооружений, уровнем их ответственности, сложностью инженерно-геологических условий и степенью геологической изученности района.

Наибольшее внимание при изысканиях на стадиях проектирования уделяют бурению скважин и проходке шурфов. Разведочные выработки (скважины и шурфы) располагают по контурам или осям проектируемых зданий и сооружений, а также на границах геоморфологических элементов. Расстояние между выработками изменяется от 20 до 100 м. Общее количество скважин и шурфов в пределах контура каждого здания и сооружения должно быть, как правило, не менее 3, а для особо ответственных – не менее 4-5. Глубина разведочных выработок должна превышать величину сжимаемой толщи грунтов оснований на 1-2 м. Глубину скважин для свайных фундаментов принимают ниже проектируемой глубины погружения свай не менее чем на 5 м

В районах распространения специфических грунтов примерно одна треть скважин должна пройти их на полную мощность, а на участках развития опасных геологических процессов – на 3-5 м ниже зоны их активного развития.

Объекты с фундаментами при наличии динамических нагрузок (насосы на насосных станциях) во время инженерно-геологических изысканий особое внимание требуют к оценке возможного изменения свойств грунтов при вибрации, особенно песков неплотного сложения и разжижающихся глин. Наиболее опасным является разжижение и выпор из-под фундаментов грунтов оснований. В таких сложных инженерно-геологических условиях необходимы дополнительные разведочные скважины и шурфы с отбором образцов грунтов для тщательного изучения состава и свойств на всю глубину активной зоны. Тщательно также изучаются слабые грунты (торфянистые, илистые и т. п.), которые требуют себе замены на песчаные подушки или искусственного укрепления. Изучаются состав и свойства насыпных грунтов, так как строительство на насыпных фундаментах с содержанием гумуса, древесного и органического мусора не допускается.

8.3.8. Инженерно-геологические изыскания для обоснования проектов реконструкции зданий и сооружений

В последние годы в нашей стране наметилась тенденция роста капитальных вложений в реконструкцию и строительство зданий и сооружений. Реконструкция в зависимости от состава и намечаемых строительных работ подразделяется на:

- малую – капитальный ремонт здания, пристройка дополнительных выносных помещений (лоджий), замена отдельных видов техно-

логического оборудования; инженерно-геологические изыскания не выполняются при условии увеличения нагрузки на основание не более 10% от существующей;

- среднюю – частичная перестройка существующего здания и сооружения, возведение отдельных надстроек (мансард), замена подкрановых балок, стальных колонн и другого оборудования; инженерно-геологические изыскания выполняются на ограниченных участках территории объекта;

- полную – надстройка дополнительных этажей, снос аварийного здания и строительство новых зданий и сооружений взамен ликвидируемых; инженерно-геологические изыскания выполняются в полном объеме на всей территории объекта проектируемой реконструкции.

Предусмотренные программой состав и объемы инженерно-геологических работ могут в процессе их выполнения подвергаться корректировке с учетом установленной категории состояния здания или сооружения (нормальное, удовлетворительное, неудовлетворительное, аварийное).

В простых инженерно-геологических условиях и для средней реконструкции зданий и сооружений инженерно-геологические изыскания проводят в один этап, не разделяя их по стадиям, а в сложных условиях и полной реконструкции ответственных объектов поэтапно: для разработки предпроектной документации; проекта и рабочей документации.

Вначале проводится обследование состояния зданий и сооружений, их фундаментов, изучают геологические условия застроенного участка, исследуют состав и свойства грунтов, гидрогеологические условия. В том случае, если сохранился проект здания (сооружения) и материалы прежних инженерно-геологических изысканий, объем работ для средней реконструкции может быть минимальным. Работа сводится лишь к отбору монолитов грунта для лабораторных анализов и проверке состояния конструкций здания. При полной реконструкции ответственных зданий инженерно-геологические работы необходимо выполнять в полном объеме (сбор и анализ архивных материалов, бурение скважин и проходка шурфов, геофизические исследования, полевые опытные исследования грунтов (статическое и динамическое зондирование, вращательный срез и др.), лабораторные исследования грунтов и подземных вод, а также материала фундаментов, обследование свай и уточнение несущей способности грунтов).

Буровые скважины располагают вокруг здания (сооружения), а шурфы по характерным его сечениям – около фундаментов. Глубина шурфов должна быть ниже подошвы фундаментов на 0,5-1,0 м.

Состав инженерно-геологических изысканий под реконструкцию значительно усложняется, а объемы их резко увеличиваются в случаях, если реконструируемое здание находится на территории со сложными инженерно-геологическими условиями (специфические грунты, опасные геологические процессы и др.).

По результатам выполненных работ составляется технический отчет (заключение), в котором дается инженерно-геологическое обоснование следующих возможных видов строительных работ: надстройки, укрепления грунтов оснований зданий и сооружений, усиления оснований и фундаментов, возведения на старых фундаментах новых зданий и сооружений, прокладки новых инженерных коммуникаций и др. На основании этих данных разрабатывается проект реконструкции здания, фундаментов и основания, определяется технология строительных работ.

8.3.9. Инженерно-геологические и гидрогеологические исследования при использовании местных и грунтовых строительных материалов

Для строительства земляных сооружений: плотин, дамб, земляного полотна, а также устройства искусственных оснований, планировки территории строительства и т. д., требуется большое количество природных строительных материалов. Их добывают в карьерах, под которыми понимают совокупность открытых горных выработок, предназначенных для добычи полезного ископаемого.

Все нерудные полезные ископаемые, используемые в строительстве, подразделяют на местные строительные материалы и грунтовые строительные материалы.

Местные строительные материалы могут быть естественного происхождения (камень, щебень, гравий, песок и др.) и техногенного (зола-пепел, шлаки, зола уноса тепловых электростанций и др.). Их используют для производства бетона, керамзита, кирпича, балласта и других строительных изделий. Изыскания местных строительных материалов, которые могут быть отнесены к балансовым запасам (промышленным месторождениям), выполняют геологоразведочные орга-

низации самостоятельно или при необходимости в составе инженерных изысканий.

В состав этих работ входят поиски, предварительная и детальная разведка. Поиски месторождений местных строительных материалов проводят в процессе рекогносцировочного обследования и геологической съемки территории, сопровождаемой небольшим количеством буровых и других видов исследований. Проведению поисковых работ предшествует сбор и обобщение фондовых материалов изысканий прошлых лет, в том числе на основе геолого-съемочных и инженерно-геологических работ. В процессе предварительной разведки изучают горно-геологические условия выделенных по результатам поисков участков с целью получения необходимых данных для их сравнительной оценки и обоснования объекта для детальной разведки.

Основные вопросы изучения на этом этапе: условия залегания полезного ископаемого по площади и глубине и его запасы, гидрогеологические условия, качество строительного материала, условия эксплуатации месторождения и др. Целесообразность разработки месторождения устанавливается на основе технико-экономического анализа и во многом определяется соотношением между мощностью вскрышных пород и мощностью слоя полезного ископаемого.

Подсчет запасов строительного материала в месторождении производится обычно среднearифметическим методом или способом параллельных сечений. В первом случае вначале устанавливают среднюю мощность полезного ископаемого. Далее, зная площадь полезного ископаемого, устанавливают его объем. Способ параллельных сечений (вертикальных разрезов) применяют при удлиненной форме месторождения и параллельном расположении разведочных линий. Геологический разрез составляют по каждой разведочной линии, и с помощью планиметра определяют площадь полезного ископаемого. Объем запасов в блоке между двумя параллельными сечениями будет равен произведению полсуммы площадей этих сечений на расстояние между ними.

В качестве грунтовых строительных материалов используют скальные, крупнообломочные, песчаные и глинистые грунты, не являющиеся местными строительными материалами, а также вскрышные породы и отвалы карьеров, грунты строительных выемок и техногенные образования (отходы промышленных предприятий).

Цель изысканий грунтовых строительных материалов – получение необходимой и полной геологической информации для проектирова-

ния карьеров по их добыче. Эти карьеры являются временными предприятиями, их организуют лишь для строительства данного объекта, поэтому подсчитанные запасы грунтовых строительных материалов не подвергаются апробированию. Изыскания производят в радиусе до 3-5 км от проектируемого объекта (плотины, дамбы и др.), а при строительстве дорог – в прилегающей полосе шириной до 10 км от оси трассы.

Организация изысканий грунтовых строительных материалов проводится в таком же порядке, как и для других инженерных изысканий для строительства.

В период строительства проектируемого объекта осуществляется геотехнический контроль за качеством возведения земляных сооружений и специальные наблюдения за консолидацией и уплотнением уложенных в земляное сооружение грунтовых строительных материалов. В период эксплуатации проводятся наблюдения за состоянием и изменением крупных и ответственных земляных (грунтовых) сооружений.

В состав изысканий на тех или иных стадиях (этапах) проектирования входит широкий спектр инженерно-геологических и гидрогеологических исследований: сбор и обобщение материалов прошлых лет, геофизические исследования, опытные полевые работы, стационарные наблюдения за развитием опасных геологических процессов и режимом подземных вод, лабораторные исследования, камеральные работы, а также специальные опытно-производственные исследования с участием строительных организаций.

Основными видами работ являются: бурение скважин, проходка шурфов, отбор проб грунтовых строительных материалов. Проходка разведочных выработок позволяет, наряду с решением других задач, установить условия залегания полезной толщи.

Сетки размещения разведочных выработок в плане могут иметь квадратную, прямоугольную или неправильную форму.

Из разведочных выработок отбирают следующие виды проб: образцы пород (монолиты, штUFFы), послойные, поинтервальные и полужаводские (технологические). Их отбирают точечным, валовым, бороздовым и другими способами. Масса проб может составлять от 2-5 кг (послойные виды проб) до 2-10 т (полужаводские пробы).

По результатам выполненных изысканий грунтовых строительных материалов составляют заключение.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1
Сокращенная геохронологическая таблица

Эра (группа), индекс	Период (система)	Индекс	Эпоха (отдел)	Индекс	Цвет на геологических картах и разрезах	Возраст нижней границы, млн. лет
Кайнозойская KZ	Четвертичный (четвертичная)	Q	Современная (современный)	Q_{IV}	Желтовато-серый	1,5 – 2,0
			Поздняя (верхний)	Q_{III}		
			Средняя (средний)	Q_{II}		
			Ранняя (нижний)	Q_I		
	Неогеновый (неогеновая)	N	Поздняя или Плиоценовая (верхний или Плиоценовый)	N_2	Лимонно-желтый	26
			Ранняя или Миоценовая (нижний или Миоценовый)	N_1		
	Палеогеновый (палеогеновая)	P	Поздняя (верхний)	P_3	Оранжево-желтый	67
			Средняя (средний)	P_2		
			Ранняя (нижний)	P_1		
Мезозойская MZ	Меловой (меловая)	K	Поздняя (верхний)	K_2	Зеленый	137
			Ранняя (нижний)	K_1		
	Юрский (юрская)	J	Поздняя (верхний)	J_3	Синий	195
			Средняя (средний)	J_2		
			Ранняя (нижний)	J_1		
	Триасовый (триасовая)	T	Поздняя (верхний)	T_3	Фиолетовый	240
			Средняя (средний)	T_2		
			Ранняя (нижний)	T_1		
Палеозойская PZ	Пермский (пермская)	P	Поздняя (верхний)	P_2	Оранжево-коричневый	285
			Ранняя (нижний)	P_1		
	Каменноугольный (каменно-угольная)	C	Поздняя (верхний)	C_3	Серый	345
			Средняя (средний)	C_2		
			Ранняя (нижний)	C_1		
	Девонский (девонская)	D	Поздняя (верхний)	D_3	Коричневый	410
			Средняя (средний)	D_2		
			Ранняя (нижний)	D_1		
	Силурийский (силурийская)	S	Поздняя (верхний)	S_2	Серо-зеленый	440
			Ранняя (нижний)	S_1		
	Ордовикский (ордовикская)	O	Поздняя (верхний)	O_3	Коричнево-зеленый (оливковый)	500
			Средняя (средний)	O_2		
			Ранняя (нижний)	O_1		
	Кембрийский (кембрийская)	Є	Поздняя (верхний)	$Є_3$	Голубовато-зеленый	570
			Средняя (средний)	$Є_2$		
			Ранняя (нижний)	$Є_1$		
Протерозойская PR					Розовый	2600
Архейская AR					Сиренево-розовый	3500

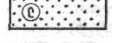
Приложение 2

Генетические типы четвертичных отложений

№ п.п.	Наименование отложений	Индекс	Цвет на картах и разрезах
1	Аллювиальные	<i>a</i>	Зеленый
2	Биогенные болотные образования	<i>h</i>	Фиолетово-красный
3	Делювиальные	<i>d</i>	Ярко-оранжевый
4	Ледниковые (гляциальные)	<i>g</i>	Коричневый
5	Озерные (лимнические)	<i>l</i>	Синева-голубой
6	Озерно-аллювиальные	<i>la</i>	Голубовато-зеленый
7	Озерно-ледниковые (лимногляциальные)	<i>lg</i>	Серовато-синий
8	Отложения проблематичного происхождения (лессовые и лессовидные отложения)	<i>pr</i>	Грязно-желтый
9	Техногенные	<i>t</i>	Желтый
10	Флювиогляциальные	<i>f</i>	Тускло-зеленый
11	Хемогенные отложения	<i>ch</i>	Серый
12	Элювиальные образования	<i>e</i>	Светло-фиолетовый
13	Элювиально-делювиальные	<i>ed</i>	Светло-оранжевый
14	Эоловые	<i>v</i>	Желтый

Приложение 3

Литологические индексы

1		6		11		16	
2		7		12		17	
3		8		13		18	
4		9		14		19	
5		10		15		20	

1 – растительный слой; 2 – гравийный грунт; 3 – крупный песок; 4 – средний песок; 5 – мелкий песок; 6 – пылеватый песок; 7 – гравий, древесина; 8 – галька, щебень; 9 – валуны, камни; 10 – супесь; 11 – суглинок; 12 – глина; 13 – супесь моренная; 14 – суглинок моренный; 15 – супесь лессовидная; 16 – суглинок лессовидный; 17 – песок лессовидный; 18 – торф; 19 – мергель; 20 – известняк.

Приложение 4

Требование к качеству питьевой воды по СанПиН 10-124 РБ 99

Наименование показателя	Норматив
Мутность, мг/л, не более	1,5
Цветность, град, не более	20
Запах и привкус при 20 °С, балл, не более	2
Водородный показатель, pH	6-9
Нефтепродукты, мг/л, не более	0,1
Поверхностно-активные вещества	0,5
Фенольный индекс	0,25
Железо, мг/л, не более	0,3
Жесткость общая, мг-экв/л, не более	7
Марганец, мг/л, не более	0,1
Медь, мг/л, не более	1
Сульфаты, мг/л, не более	500
Сухой остаток, мг/л, не более	1000
Хлориды, мг/л, не более	350
Цинк, мг/л, не более	5,0
Алюминий остаточный, мг/л, не более	0,5
Бериллий, мг/л, не более	0,0002
Молибден, мг/л, не более	0,25
Мышьяк, мг/л, не более	0,05
Нитраты, мг/л, не более	45
Свинец, мг/л, не более	0,03
Селен, мг/л, не более	0,01
Стронций, мг/л, не более	7
Фтор, мг/л, не более	1,5
Общее количество бактерий в 1 мл, не более	100
Колииндекс, не более	3
Колититр, более	300

Приложение 5

Коэффициенты фильтрации и проницаемости горных пород

Породы и грунты	Пористость n , %	Коэффициент филь- трации K , см/с	Коэффициент проницаемости K_n , мкм ²
Глинистый известняк	2	$8,5 \cdot 10^{-8}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Известняк	16	$1,2 \cdot 10^{-4}$	0,14
Илистый песчаник	12	$2,2 \cdot 10^{-6}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$
Грубый песчаник	12	$9,4 \cdot 10^{-4}$	1,1
Песчаник	29	$2,1 \cdot 10^{-3}$	2,4
Мелкозернистый песок	-	$8,5 \cdot 10^{-3}$	9,9
Среднезернистый песок	-	0,22	$2,6 \cdot 10^2$
Крупнозернистый песок	-	2,7	$3,1 \cdot 10^3$
Гравий	-	37	$4,3 \cdot 10^4$
Монтмориллонит	-	$4,7 \cdot 10^{-9}$	$1 \cdot 10^{-5}$

Каолинит	-	$4,7 \cdot 10^{-7}$	$1 \cdot 10^{-3}$
----------	---	---------------------	-------------------

Приложение 6

Значения коэффициента ξ_1

$\frac{l}{m}$	m/r							
	3	10	30	100	200	500	1000	2000
0,05	1,2	6,3	17,8	40	47	63	74,5	84,5
0,1	1,0	5,2	12,2	21,8	27,4	35,1	40,9	46,8
0,3	0,65	2,4	4,6	7,2	8,8	10,9	12,4	14,1
0,5	0,33	1,1	2,1	3,2	3,9	4,8	5,5	6,2
0,7	0,12	0,44	0,84	1,3	1,6	2,0	2,3	2,6
0,9	0,01	0,06	0,15	0,27	0,34	0,43	0,5	0,58

Приложение 7

Ориентировочные значения коэффициентов фильтрации и водоотдачи

Порода	K , м/сут	μ
Суглинок		0,01...0,05
Супесь, пылеватый песок	0,1...1	0,1...0,15
Мелкий песок	1...5	0,15...0,2
Средний и гравелистый песок	5...30	0,2...0,25
Галечно-гравелистые отложения	100...200	0,25...0,3
Известняк	20...50	0,005...0,1
Песчанник	10...20	0,001...0,03

Приложение 8

Рекомендуемые расстояния между скважинами

Порода	Мощность водоносного горизонта, м		
	6	10...15	>15
Супесь, пылеватый песок	50...60	40...50	30...40
Средне- и крупнозернистый песок	40...50	30...40	20...30
Галечник	20...40	15...30	10...20

Инженерно-геологическая классификация грунтов

Группа	Виды горных пород	Физические свойства	Водные свойства
Скальные	Граниты, диориты, габбро, мраморы, сланцы, кварциты, прочные песчаники, конгломераты и др.	Плотность высокая – 2,65-3,10 г/см ³ ; пористость незначительная, прочность и упругость высокая. Сопротивление сжатию 500-4000 кг/см ² , разрыву 20-150 кг/см ² .	Невлагоемкие, водонепроницаемые только по трещинам. Коэффициент фильтрации не превышает 10 м/сут.
Полускальные	Выветрелые и сильно трещиноватые скальные грунты, вулканические туфы, мел, мергель, конгломераты, слабые песчаники, аргиллиты, известняки и др.	Плотность средняя – 2,20-2,65 г/см ³ ; пористость 10-15 %. Сопротивление сжатию 150-500 кг/см ² , разрыву – до 20 кг/см ²	Слабовлагоемкие. Водонепроницаемость зависит от трещиноватости и выветрелости. Коэффициент фильтрации до 30 м/сут.
Рыхлые несвязные	Галечники, гравий, пески	Плотность – 1,40-1,90 г/см ³ , пористость – 25-40%. Прочность зависит от плотности сложения, сжимаемы. Коэффициент внутреннего трения $f = 0,25-0,60$	Невлагоемкие. Водонепроницаемые. Коэффициент фильтрации 30 м/сут. и более
Мягкие связные	Глины, суглинки, супеси, лессовые породы	Плотность – 1,10-2,10 г/см ³ , пористость 25-80%. Влажность – 15-80 %. Прочность изменяется в зависимости от влажности и плотности. Коэффициент внутреннего трения $f = 0,15-0,35$	Влагоемкие, нерастворимые, слабводопроницаемые или водонепроницаемые. Коэффициент фильтрации менее 0,1 м/сут.
Породы особого состава, состояния и свойств	Почвы Искусственные грунты	Насыпные (хаотические насыпи, бытовые свалки, насыпи производственных отходов); организованные насыпи (дамбы, грунтовые подушки и др.); культурные слои, улучшенные грунты естественного залегания (грунты после технической мелиорации).	

Проявление геологических процессов



Впадины, их длина (численность) и глубина (знаменатель), м



Струйчатая эрозия



Балки, их длина и глубина, м



Конусы выноса впадин, их площадь, м



Ложбины стока



Боковая эрозия



Западины



Очаги эрозии



Рампы



Обнажения, естественные



Оползни



Обрывы и их высота, м



Бугристый микрорельеф



Пластовый выход подземных вод



Ложбинистый микрорельеф



R_4 – радиус, номер
12 – температура воды
 flm^* – возраст водообмещающей породы
0.2 – дебит в л/с



Карстовый микрорельеф

Прочие обозначения



Шурфы



Скважины



Ямы



Копаны



Карьеры



Закопанные и расчистки



Колоды



Изрытые места



Места проведения фильтрационных работ