

Гидрогеология (краткий курс) 1

Предмет гидрогеологии

Гидрогеология - это наука о подземных водах, изучающая условия их распространения и залегания в горных породах, а также закономерности движения подземных вод, пополнения и истощения (т.е. баланса), условия формирования их химического состава и термального режима, а также возможности использования подземных вод в промышленных целях.

Таким образом, основные теоретические разделы гидрогеологии следующие

1. региональная гидрогеология - изучает закономерности распространения подземных вод в земной коре, типы гидрогеологических структур, формирование различных типов подземных вод
2. гидрогеодинамика - исследование законов движения подземных вод,
3. гидрогеохимия - исследование законов формирования химического состава подземных вод и условий миграции химических элементов в подземной гидросфере
4. геотермия - исследование температурного режима подземных вод и процессов теплопереноса с подземными водами.
5. палеогидрогеология - изучает происхождение и историю развития подземной гидросферы.

Общие сведения о гидросфере планеты.

Согласно существующим представлениям о сферическом строении Земли, в качестве основных геосфер (оболочек), окружающих ядро Земли рассматриваются:

- *внутренние* оболочки (мантия и земная кора)
- *внешние* - гидросфера и атмосфера

Под *гидросферой* понимают водную оболочку Земли, объединяющую воды Мирового океана, подземные воды (содержащиеся в земной коре), а также поверхностные воды суши (реки, озера, болота, включая снежный покров и ледники) При этом верхняя граница гидросферы является одновременно нижней границей атмосферы, а нижняя граница гидросферы совпадает с границей земной коры и мантии.

Подземные воды представляют собой часть водной оболочки планеты, которую нельзя изучать в отрыве от поверхностных вод и вод атмосферы. Причем, подземные воды - весьма существенная часть общего объема вод Земли - 43% от общего объема

гидросферы Земли. Воды мирового океана составляют 55%, а речные воды - всего 0,0001%.

Виды воды в горных породах

В подземной части гидросферы могут быть выделены две принципиально различные группы подземных вод:

1. воды в свободном состоянии, способные к самостоятельным формам движения, различным в зависимости от конкретного вида воды;
2. воды в связанном состоянии, не способные к самостоятельным формам движения, без перехода в свободное состояние (в другие виды воды)

Свободная вода существует в виде: 1) пара; 2) гравитационной воды (просачивающейся капельно-жидкой и подземных потоков); 3) в надкритическом состоянии.

Вода в парообразном состоянии (водяной пар) существует в виде молекул H_2O (комплексов типа nH_2O) в воздухе, заполняющем пустоты в горных породах при их неполном насыщении жидкостью, или в виде пароводяной смеси (парогидротермы) образующейся из перегретых ($T > 100^\circ C$) подземных растворов при резком уменьшении давления («вскипание»). В зоне неполного насыщения водяной пар попадает в пустоты горной породы с атмосферным воздухом или формируются в результате испарения самих грунтовых вод (внутригрунтовое испарение). При 100%-й относительной влажности воздуха, характерной для зоны неполного насыщения, движение водяного пара осуществляется в соответствии с градиентом температуры (в направлении понижения температуры горных пород).

Свободной гравитационной водой называются подземные воды, движение которые происходит под действием силы тяжести и (или) градиента гидростатического давления. Такая вода может быть: а) *просачивающейся*, так называется вода, формирующаяся в ненасыщенной зоне и передвигающейся в капельно-жидкой форме («подземное дождевание»); б) *водой подземного потока* называется свободная гравитационная вода, передвигающаяся в условиях полного насыщения водой свободного пространства в минеральном скелете горных пород.

Водой в надкритическом состоянии называются подземные воды с температурой и давлением выше критических. Для чистой воды критическая температура равна $374^\circ C$, а давление $2,2 \cdot 10^4$ кПа. По существующим представлениям вода в надкритическом состоянии представляет собой газовой-жидкий раствор (флюид), образование которого связано с кристаллизацией магм и с процессами термо- и динамометаморфизма. При

снижении давления «надкритическая» вода переходит в «нормальную» жидкость и пар (пароводяную смесь), что, как считается, сопровождается увеличением её объема в 1,5-2,0 раза.

Связанной называется вода, входящая в состав породообразующих минералов или различным образом связанная с поверхностью минерального скелета породы. Условно в качестве связанной (несвободной), может рассматриваться вакуольная вода и вода в твердом состоянии (лед).

А) ~~Физически связанная~~ вода, образуется на поверхности минеральных частиц под действием электростатических и молекулярных сил. Выделяются следующие разновидности физически связанной воды

1. *Адсорбционно-связанная («прочносвязанная»)* вода связана с поверхностью минералов с энергией связи 0,42-84 кДж/моль и образует на поверхности минеральных частиц слои мономолекулярной и полимолекулярной адсорбции с толщиной пленки 0,001-0,002 мкм, которые удерживаются силами электростатического притяжения. Молекула воды представляет собой диполь, а частицы породы обычно заряжены положительно или отрицательно. Прочносвязанная вода резко отличается по своим свойствам от свободной. Это связано с тем, что по существующим представлениям прочносвязанная вода имеет упорядоченную («квазитвердую») структуру. Её плотность теоретически может достигать 1,84 г/см³, а замерзает она при очень низких температурах (ниже -30°C)

2. *Осмотическая («рыхлосвязанная»)* вода формируется на внешней границе пленки прочносвязанной воды, в результате компенсации избыточных положительных зарядов на поверхности пленки прочносвязанной воды. Толщина пленки осмотической воды составляет 0,001-0,01 мкм, возможно до 0,1 мкм.

3. Вода *капиллярно-осмотическая*, формирующаяся в порах с диаметром 0,001-0,1 мкм (капиллярно-«неподвижная» вода)

4. Вода *собственно капиллярная* в сквозных порах, диаметром 1-100 мкм, обладающая способностью к капиллярному поднятию над свободным уровнем воды, и *капиллярно-гравитационная* в порах с диаметром 100-1000 мкм, способная передвигаться при небольших изменениях давления.

Связанная вода, кроме капиллярно-гравитационной, не передает гидростатического давления и не передвигается под действием силы тяжести.

Б) Химически связанная вода принимает участие в строении кристаллической решетки минералов в виде молекул H₂O или ионов H⁺ и OH⁻.

1. Вода, входящая в кристаллическую решетку минералов в виде молекул H_2O называется *кристаллизационной*. Например, гипс $-CaSO_4 \cdot 2H_2O$, мирабилит $-Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$
2. Вода, входящая в кристаллическую решетку в виде H^+ и OH^- , называется *конституционной*
3. Вода, входящая в каналы кристаллической решетки минералов группы цеолитов, так и называется - *цеолитной*.

Химически связанная вода характеризуется энергией связи 84-840 кДж/моль и удаляется из породы при нагреве до $T > 200^\circ C$. Удаление кристаллизационной воды в большинстве случаев приводит к разрушению кристаллической решетки минералов и формированию безводных модификаций этих соединений. Напротив, удаление цеолитной воды происходит без разрушения кристаллической решетки и без нагревания до высоких температур.

В) Иммобилизованной (вакуольной) водой называется вода, которая содержится в изолированных пустотах минерального скелета породы. Состав иммобилизованной воды в той или иной мере всегда отражает термодинамическую и геохимическую обстановку на момент образования и «запечатывания» вакуолей и может быть существенно различным (газоводяные смеси, различный комплекс и концентрация растворенных веществ).

Г) Вода в твердом состоянии (лед) широко распространена в подземной гидросфере: области развития многолетнемерзлых пород, а вне этой области - в приповерхностном слое сезонного промерзания. Подземный лед образует мелкие кристаллы в поровом пространстве дисперсных осадочных пород или залегает в виде жил и прослоев, мощностью в отдельных случаях до нескольких десятков метров.

Строение подземной гидросферы.

Строение подземной гидросферы отражает количество воды, содержащееся в горных породах и её фазовое состояние. Распределение и движение различных видов воды в соответствии с термодинамическими условиями разреза земной коры, а также рельефом и климатическими условиями конкретных территорий.

В соответствии с существующими представлениями в гидрогеологическом разрезе земной коры, сверху вниз от поверхности земли могут быть выделены: зона аэрации, криолитозона, зона насыщения, зона подземных вод в надкритическом состоянии (рис.1).

Зона аэрации представляет собой верхнюю, не полностью насыщенную водой часть разреза горных пород, мощность которой изменяется от первых сантиметров (метров) на равнинных участках территории до 200-250 м и более на интенсивно расчлененных междуречных пространствах горных районов. Верхней границей зоны аэрации является поверхность земли, нижней - поверхность (уровень) подземных вод первого водоносного горизонта. Зона аэрации отсутствует в пределах акватории Мирового океана, под морями, реками, озерами и болотами, т.е. там, где подземные воды первого водоносного горизонта имеют непосредственную гидравлическую связь с поверхностными водами.

Криолитозона выделяется как самостоятельный элемент подземной гидросферы в области распространения многолетнемерзлых горных пород. В зависимости от строения гидрогеологического разреза земной коры, она обычно охватывает часть зоны аэрации и верхнюю часть зоны полного насыщения. Мощность криолитозоны в зависимости от климатических условий местности изменяется от первых метров до 1000-1500 м и более. Свободная гравитационная вода в пределах этой зоны может быть связана только с участками распространения горных пород, находящихся в талом состоянии, или в тех случаях, когда вода в связи с повышенной минерализацией не замерзает при отрицательных температурах:

Зона полного насыщения охватывает верхнюю часть разреза земной коры от уровня первого водоносного горизонта до глубин 8-20 км, на которых по существующим представлениям температура и давление водных растворов достигают критических значений. В пределах зоны полного насыщения свободное пространство в минеральном скелете горных пород полностью заполнено свободной гравитационной водой и водой, физически связанной с поверхностью минеральных частиц горной породы, за исключением её участков, свободное пространство которых заполнено газом, жидкими углеводородами или пароводяной смесью. Положение нижней границы зоны полного насыщения обосновывается в настоящее время, только исходя из теоретических представлений о термодинамических условиях разреза земной коры; и фазово-агрегатных состояниях воды при высоких давлениях и температурах. Материалы Кольской сверхглубокой скважины свидетельствуют о том, что на глубинах до 12 км существуют условия, характерные для зоны полного насыщения.

Нижняя часть разреза земной коры до границы с верхней мантией рассматривается в настоящее время как зона, содержащая **подземные воды в надкритическом состоянии**. Мощность этой зоны в пределах континентов достигает, вероятно, 20-30 км и более. Можно предполагать, что в областях современного вулканизма верхняя

граница воды в надкритическом состоянии может располагаться на значительно меньших глубинных. Парогидротермы с температурами, близкими к критическим (300°C и более), вскрыты буровыми скважинами на глубинах 1500-2000 м (Мексика, Сьерра-Прието, гл. 1500, температура воды 388°C)

Движение подземных вод. Гидрогеологический круговорот

В природе наблюдается постоянный **круговорот** воды. Это сложный процесс. Подразделяющийся на несколько основных звеньев: испарение, перенос водяных паров воздушными потоками, образование облаков и выпадения осадков, поверхностный и подземный стоки.

Движение подземных вод в земной коре является составной частью общего круговорота воды на планете.

Гидрогеологический круговорот воды в земной коре чаще рассматривается как составная часть более сложного гидрологического (климатического) круговорота, однако, применительно к движению собственно подземных вод, он, безусловно, должен рассматриваться самостоятельно. Гидрогеологический круговорот объединяет движение парообразной, просачивающейся и физически связанной воды в зоне аэрации; переходы воды из твердого состояния в жидкое и обратно в пределах криолитозоны; движение физически связанной и свободной гравитационной воды в зоне полного насыщения. Через поверхность земли эта ветвь подземного круговорота теснейшим образом связана с процессами, протекающими в атмосфере и поверхностью гидросферы планеты, а через глубинную зону надкритических вод - с процессами, происходящими в нижней части земной коры и верхней мантии (рис.2).

В верхней части разреза зоны полного насыщения до глубин 300-500 м (в некоторых геологических разрезах до глубин 1000-1500м) формируется система *латеральных* потоков подземных вод, связанных с современным рельефом конкретных территорий и условиями взаимодействия подземных вод с поверхностными водами и атмосферой.

В нижней части зоны полного насыщения, а на участках, где гидрогеологический разрез непосредственно с поверхности представлен кристаллическими породами, уже на глубинах 500-100 м и меньше, основным видом движения подземных вод является формирование *линейно-локальных субвертикальных* потоков, связанных с зонами повышенной трещиноватости. В пределах зон разрывных нарушений *сверхглубинного* заложения (проникающих через всю толщу земной коры) движение потоков подземных вод, вероятно в решающей степени связано с формированием

избыточных давлений в зоне подземных вод в надкритическом состоянии, а также с поступлением мантийных флюидов.

Собственно *геологический круговорот* воды в подземной гидросфере неразрывно связан с историей развития земной коры. Основными геологическими процессами, определяющими формирование, масштабы и интенсивность геологического круговорота воды, являются:

- процессы осадконакопления (седиментогенеза), литогенеза и метаморфизма горных пород
- процессы поглощения океанических вод в рифтовых зонах океанов с последующим перемещением и преобразованием этих вод в породах океанической и земной коры.

Формирование водных растворов в земной коре.

2) Формирование осадков в водной среде неизбежно сопровождается «связыванием» и «захоронением» воды соответствующего бассейна осадконакопления, объем которой определяется величинами общей пористости свежесозданного осадка. Уменьшение пористости тонкодисперсных пород при уплотнении приводит к *отжатию* из них больших объемов поровых вод, поступающих в подземную гидросферу. Причем, если на первых стадиях уплотнения отжимается свободная и рыхлосвязанная вода, то при давлениях и температурах, характерных для глубин 3000-5000 м, возможно отжатие уже прочносвязанных вод. Подземные воды, образующиеся в результате этого процесса, называются седиментогенными $M \sim 35 \text{ г/л}$ (морская вода *фактически* *беспримесная*)

Кроме собственно процессов отжатия поровых вод, дополнительные (весьма значительные) объемы воды высвобождаются из глинистых пород в результате дегидратации и литогенетических изменений глинистых минералов. Дальнейшее погружение осадочных пород в глубоких геологических структурах сопровождается процессами их метаморфизации, в результате которого происходит дальнейшее «обезвоживание» горных пород и связанное с этим формирование свободных вод. На этой стадии происходит высвобождение кристаллизационных, цеолитных и конституционных вод. По современным оценкам, количество воды, выделяющейся при перекристаллизации глинистых пород, может достигать 15-20% от их веса. Переход связанных вод в свободное состояние в результате литогенетических процессов образует *литогенетические* или «возрожденные» воды. $M \sim 0 \text{ г/л}$

④ Вода, образующаяся непосредственно из летучих компонентов магмы, путем формирования молекул воды при взаимодействии H^+ и OH^- , получила название первичной или *ювенильной* воды. Считается, что такие воды образуются при дегазации верхней мантии и непрерывным потоком поступают в нижние части земной коры. Важно то, что это не «чистая» вода, а флюид, предположительно, представляющий собой сложную смесь водорода, углекислого и других (HCl , HF) газов. $M \sim 1-4 \text{ г/л р-ра NaCl}$

④ При нисходящей фильтрации атмосферных и поверхностных вод они просачиваются в толщу земной коры и образуют так называемые инфильтрационные воды $M = 0.1-0.5 \text{ г/л}$

Формирование гидрогеологического и геологического круговорота воды в земной коре происходит не изолированно, а в условиях их тесного и постоянного взаимодействия. Включение инфильтрационных вод в геологический круговорот происходит путем «захоронения» воды с формирующимися осадками и путем нисходящей фильтрации свободных гравитационных вод по проницаемым зонам глубинных разломов предположительно до зоны подземных вод в надкритическом состоянии. С другой стороны, седиментогенные, литогенные («возрожденные») и магматогенные воды, переходя в «свободное состояние» путем восходящей фильтрации по зонам повышенной проницаемости, неизбежно вовлекаются в систему потоков подземных вод, формирующих различные ветви гидрогеологического круговорота воды в земной коре и далее - в поверхностную гидросферу.

Рис. 1

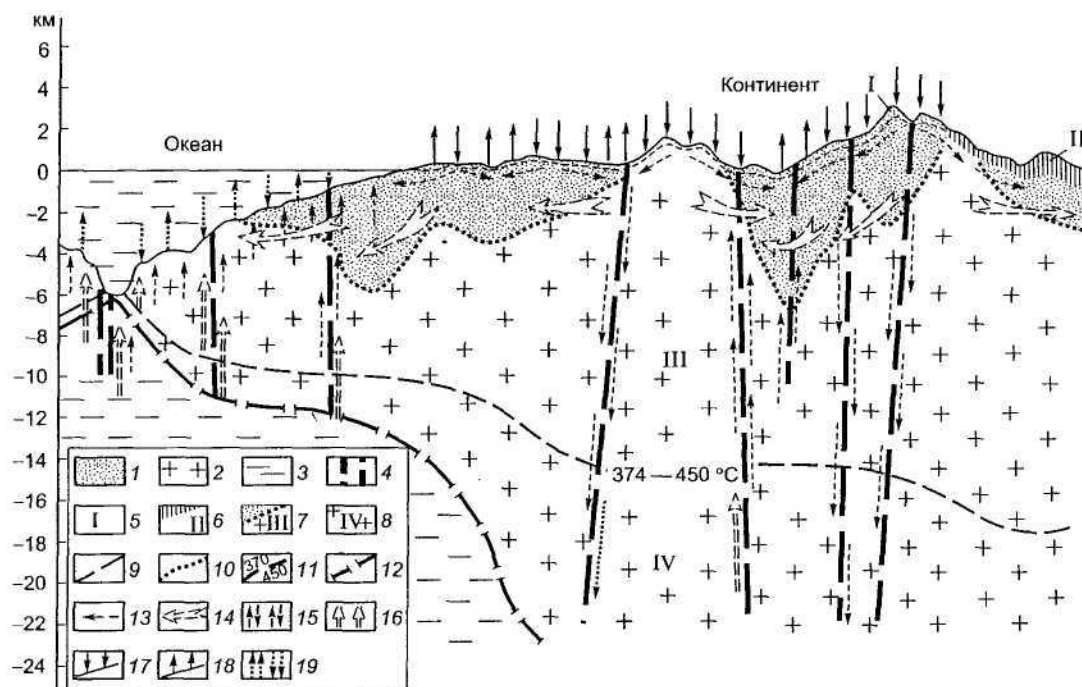


Рис. 2.3. Принципиальный гидрогеологический разрез земной коры: 1 — осадочные породы земной коры; 2 — гранитный и базальтовый слой земной коры; 3 — верхняя мантия; 4 — зоны глубоких тектонических разломов; 5 — зона аэрации (вне масштаба); 6 — криолитозона (геокриолитозона); 7 — зона полного насыщения; 8 — зона подземных вод в надкритическом состоянии; 9 — нижняя граница зоны аэрации; 10 — подошва осадочных пород; 11 — нижняя граница зоны полного насыщения; 12 — граница Мохоровичича; 13 — направления движения "местных" потоков подземных вод; 14 — региональных потоков; 15 — глубинных субвертикальных потоков; 16 — возможное поступление ювенильных растворов; 17 — инфильтрационное питание; 18 — испарение грунтовых вод; 19 — захоронение морской воды с осадками и отжатие поровых вод

Рис. 2

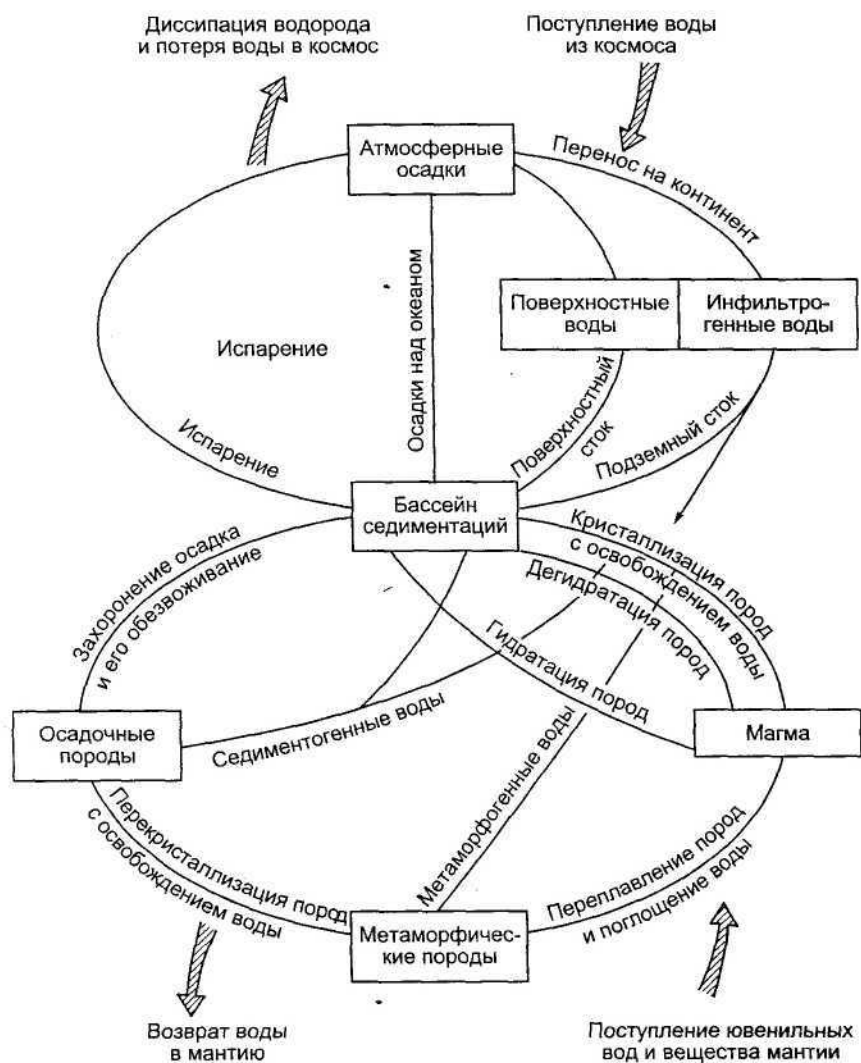


Рис. 2. Взаимосвязь гидрологического и геологического круговоротов воды в земных недрах (по Е.В. Пиннекеру, 1980)

Водно-коллекторские свойства горных пород

Основными водно-коллекторскими (гидрогеологическими) свойствами горных пород являются их влагоемкость и проницаемость, связанные с наличием в минеральном скелете практически всех горных пород так называемого «свободного» пространства, не занятого минеральным веществом.

Пустотность горных пород

Свободное пространство в минеральном скелете, называемое пустотностью горных пород, численно может быть охарактеризовано объемным коэффициентом *общей пустотности*:

Кобщ. = $V_{п}/V_{обр.} \cdot 100\%$, где $V_{п}$ - общий объем всех пустот, содержащихся в образце, $V_{обр}$ - объем образца.

Пустоты в минеральном скелете могут быть сообщающимися между собой (открытыми) или изолированными (закрытыми). Поскольку движение подземных вод возможно только по системе сообщающихся (открытых) пустот, то наряду с общим значением пустотности вводят понятие коэффициента *открытой пустотности*, который определяется как отношение общего объема открытых пустот, к объему образца:

Коткр. = $V_{от.п.}/V_{обр.} \cdot 100\%$.

Так как практически во всех случаях определенная часть объема сообщающихся пустот в минеральном скелете горной породы занята различными видами связанной воды. заземленным воздухом или газом и не является «Открытой» для движения свободной (гравитационной) воды, то, наряду с понятием открытой пустотности, в гидрогеологии широко используется понятие активной (эффективной, динамической) пустотности горных пород, определяемой как отношение объема, той части открытой пустотности, по которой может происходить движение гравитационной воды, к объему образца.

В общем случае величины общей, открытой и активной пустотности определяются соотношением: Кобщ > Коткр > Как

Основными морфометрическими видами пустотности горных пород, которые определяются генезисом породы и условиями её эпигенетического преобразования, являются пористость, трещиноватость и кавернозность.

Пористыми горными породами (в гидрогеологии чаще используется понятие «пористые среды») называются породы, у которых свободное пространство представлено различными по размерам, но менее 1,0 мм, пустотами изометрической формы. В качестве типичных поровых сред обычно рассматриваются только обломочные горные породы, пористость которых определяется наличием пустот между зёрнами минерального скелета.

В качестве сред *трещинного* типа рассматриваются литифицированные осадочные, метаморфические и магматические горные породы, пустотность которых определяется главным образом наличием трещиноватости. Количественно трещинная пустотность горных пород характеризуется теми же показателями: общая пустотность, открытая и активная. Однако, в связи с морфоструктурой пустот (значительная линейная протяженность трещин, пересечение различных систем трещин и др.) для трещинных сред, как правило, не характерны существенные различия между значениями общей и открытой пустотности.

Кавернами называются крупные (диаметром более 5 мм) изометрические пустоты, формирующиеся в горной породе в основном за счет выщелачивания легкорастворимых соединений (известняки, гипсы) или минералов, которые становятся неустойчивыми в определенных геохимических условиях. Наличие каверн в значительной степени увеличивает общую (открытую, активную) пустотность горных пород, однако каверны практически никогда не являются единственным морфометрическим типом пустот, в связи с чем, для большинства кавернозных пород характерны, как правило, сложные типы пустотности (порово-каверновая, трещино-каверновая).

Влажность и влагоемкость

В связи с наличием свободного пространства, не заполненного минеральным веществом, практически все горные породы характеризуются определенными емкостными свойствами и могут содержать определенное количество воздуха, газов и других жидкостей. Емкостные свойства зависят от минерального состава породы и структуры её пустотного пространства.

Влагоемкость - это свойство горных пород содержать воду.

Влажность называется количество воды (объем или масса), непосредственно содержащееся в элементе горной породы, отнесенное к объему (или массе) этого элемента: $W = V_v/V_{обр} \cdot 100\%$, где V_v - объем воды, содержащийся в образце; $V_{обр}$ - объем образца в абсолютно сухом состоянии. При отношении массы воды к массе образца получаем весовое значение влажности.

Влажность - это то количество воды, которое уже содержится в породе.

Влагоемкость - это то количество воды, которое может содержаться при определенных условиях.

В связи с возможностью нахождения в пустотах минерального скелета горных пород различных видов воды и различной степенью водонасыщения породы, обычно выделяются следующие характерные значения влагоемкости и влажности горных пород.

Гигроскопическая влагоемкость (w_g) - максимальное количество прочносвязанной воды, образующейся в горной породе в результате процессов адсорбции молекул парообразной воды поверхностью минеральных частиц при относительной влажности воздуха 90-100%.

Наименьшая влагоемкость (W_H) - влажность, определяемая максимальным количеством прочносвязанной, осмотической, капиллярно-разобщенной, капиллярно-подвешенной воды, т.е. всеми видами связанной воды, кроме капиллярной каймы.

Капиллярная влагоемкость (w_k) - количество воды, соответствующее полному заполнению всех капиллярных пустот (влажность капиллярной каймы)

Полная влагоемкость ($w_{общ}$) - максимально возможное количество воды (все виды воды) при полном заполнении свободного пространства а минеральном скелете горной породы.

Максимальная влажность ($W_{общ.}$) - влажность горной породы, соответствующая полной влагоемкости.

Естественная влажность (W_e) - влажность горной породы в естественных условиях, в зависимости от условий залегания может соответствовать любому уровню влагоемкости.

Гравитационная емкость характеризуется водоотдачей (m) и недостатком насыщения (m)
 $m = w_{общ} - w_H$; $m = w_{общ} - W_e$

При полном насыщении горной породы водой (в случае отсутствия заземленного воздуха, газа и др.) объем воды, содержащейся в ней, численно равен объему пустот ($w_{общ} = W_{общ} = K_{общ}$). Во всех других случаях (другие величины влагоемкости) объем воды, содержащейся в горной породе, в основном зависит от структуры пустотного пространства и минерального состава породы и не может быть определен исходя из величины её пустотности.

Собственно гидрогеологическим параметром, характеризующим емкостные свойства горных пород по отношению к воде, является так называемая гравитационная емкость горных пород, определяемая как отношение объема свободной гравитационной воды, содержащейся в образце породы при полном насыщении, к объему образца.

Гравитационная емкость, определяемая при осушении горной породы, называется водоотдачей и может быть рассчитана как разность между полной и наименьшей влагоемкостью

При насыщении горной породы гравитационная емкость называется недостатком насыщения и равна разности, между полной влагоемкостью и естественной влажностью данной породы