

Лекция 2. Состав земной коры и подземных вод

1. Земная кора
2. Состав земной коры
3. Подземные воды и их состав

1 вопрос. **Земная кора.** Учитывая, что радиус Земного шара равен 6371 км, земная кора представляет собой тонкую пленку на поверхности планеты, составляющую менее 1% ее общей массы и примерно 1,5% ее объема.

Первая граница раздела характеризуется скачкообразным увеличением скоростей продольных сейсмических волн от 6,7 до 8,1 км/с. Эта граница получила название раздела Мохоровичича (в честь сербского ученого А. Мохоровичича, который ее открыл), или просто граница М. Она отделяет *земную кору* от мантии. Плотность вещества земной коры не превышает 2,7–3,0 г/см³. Граница М расположена под континентами на глубине от 30 до 80 км, а под дном океанов – от 4 до 10 км.

Сверху литосфера ограничена атмосферой и гидросферой, а снизу – оболочкой Земли. Земная кора представляет собой неоднородную как по мощности, так и по составу сферу Земли. Мощность литосферы на равнинах 30-40 км, в районах древних гор 50-60 км, а в районах молодых горных сооружений (Альпы, Памир) до 80 км. Под дном океанов она колеблется от 5 до 15 км.

Выделяют кору двух типов: континентальную и океаническую. Кора континентального типа состоит из гранитного слоя мощностью до 30 км, прикрытого в отдельных участках (прогибах) осадочным чехлом, состоящим из мягких слоистых пород, со скоростью прохождения сейсмических волн 5,5 км/с, мощностью 15-20 км и более, на котором залегает слой почвы (верхний, плодородный слой суши). В океанической коре гранитный слой отсутствует, кора здесь состоит только из одного базальтового слоя, прикрытого тонким слоем (менее 1 км) донных осадков.

С поверхности земная кора сложена осадочными породами (глинами, песком, песчаниками, галечниками, гипсами, известняками). Мощность осадочного слоя изменяется от 0 до 8–15 км и более. Нижняя часть толщи осадочных пород под действием высоких температур и давления преобразуется в метаморфические породы (гнейсы, сланцы, мрамор), местами выведшими горообразующими процессами поверхность Земли. Толщи этих пород пронизаны телами магматических пород, образующих при охлаждении расплавленной силикатной массы. В составе осадочных и гранитных слоев преобладают O₂, Si и Al, поэтому их часто называют алюмосиликаты. Ниже этих пород залегает базальтовый слой. Базальты могут образовываться за счет застывающей магмы, а также могут формироваться из гранитов путем их дегранитизации. В этом случае граниты под действием высоких температур и давления обедняются кремнием и щелочами. Породы базальтового типа имеют больший удельный вес, чем гранитные породы. Это объясняется потерей кремниевой кислоты, щелочей и Al, и частично замещенным Mg. Грани-

цы между гранитным и базальтовым слоями (раздел Конрода) слабо выражены из-за смещения отдельных блоков вдоль разломов и других причин.

2 вопрос. Вещественный состав разных оболочек Земли представляет весьма сложную проблему. Для непосредственного изучения состава доступна лишь земная кора. Имеющиеся данные свидетельствуют, что земная кора состоит преимущественно из силикатов, а 99,5% ее массы составляют восемь химических элементов: кислород, кремний, алюминий, железо, магний, кальций, натрий и калий. Все остальные химические элементы в сумме образуют около 1,5%.

Для установления состава *литосферы* ученые всех стран изучают состав горных пород и минералов, выходящих на поверхность Земли, а также взятых из горных скважин. Непосредственному наблюдению литосфера доступна на небольшой глубине (самая глубокая скважина достигает 13 км) и только в отдельных складочных сооружениях Земли можно изучать слои горных пород, выведенных на дневную поверхность с глубин 15-20 км. Первые сводки по составу земной коры были опубликованы американским ученым Кларком в 1889 г. Позже по мере получения новых материалов в данные о составе литосферы уточнялись рядом зарубежных и русских ученых. Из русских ученых большую работу в этом направлении продолжили Вернадский, Ферсман, Виноградов. По данным Ферсмана, в состав земной коры входят следующие элементы: кислород $\approx 49\%$, кремний (Si) 26 %, алюминий (Al) 7,5%, железо (Fe) 4 %, кальций (Ca) 3,25 %, магний (Mg) 2,3 %, натрий (Na) 2,4 %, К 2,35 %, Н 1 %, прочие элементы 1,8 %. По Виноградову 10 элементов дают в сумме 99,5 % состава литосферы. При этом кислород составляет почти половину литосферы, на долю кремния (Si) $\frac{1}{4}$ общего состава и по сумме оба этих элемента составляют $\frac{3}{4}$ от состава земной коры, Al, Fe, щелочные элементы дают вместе 22,5 %, а все остальные 95 элементов таблицы Менделеева составляют 0,97 %. Причем содержание Н, Cl, S, Ti, P измеряется десятными долями процента, а Mn, S, Ba, Cr, F, циркония, никеля, стронция, ванадия, меди сотыми долями процента, урана, вольфрама, лития, цинка, свинца, кобальта, бора – тысячными долями процента. Средний состав каменных метеоритов существенно отличается от земной коры. В них снижено содержание кислорода (34 %), кремния (17 %), алюминия (1,4 %), кальция (1,6 %) и соответственно увеличено железа (25 %), магния (14 %) и никеля (1,5 %). Учитывая, что метеориты являются телами солнечной системы, Виноградов изучил их в условиях высоких температур и высокого давления. Выводы говорят, что силикатная часть метеоритного вещества соответствует веществу земной коры. Атмосфера, гидросфера, земная кора возникли из первого вещества в результате длительного и сложного процесса разделения вещества планеты, который еще не окончен.

О составе более глубоких сфер Земного шара можно судить лишь ориентировочно, используя геофизические данные и результаты изучения состава метеоритов. Поэтому модели вещественного состава глубинных сфер Земли, разработанные разными учеными, различаются. Можно с большой уверенностью предполагать, что верхняя мантия также состоит из силикатов, но

содержащих меньше кремния и больше железа и магния по сравнению с земной корой, а нижняя мантия – из оксидов кремния и магния, кристаллохимическая структура которых значительно более плотная, чем у этих соединений, находящихся в земной коре.

3 вопрос. Подземные воды – это воды, находящиеся в почвах и толщах горных пород земной коры независимо от физического состояния, химического состава, условий залегания и происхождения. Запасы подземных вод составляют 60,0 млн. км³ или около 2% от всех запасов воды на Земле. Запасы пресных вод составляют 10 млн. 530 тыс. км³ или 30% от общих запасов пресных вод.

Подземные воды заполняют поры рыхлых пород и трещины твердых горных пород. Все горные породы обладают пористостью, которая измеряется отношением суммарного объема всех типов пор к общему объему породы, выраженным в процентах. Пористость горных пород колеблется от 20 до 30%.

Важным свойством горных пород является их *водопроницаемость* – способность пропускать через себя воду. С учетом возможности ее движения выделяют водопроницаемые и водонепроницаемые породы. К первым относятся пески, галечники, трещиноватые известняки и другие породы, к водонепроницаемым – глины и массивные кристаллические породы.

Водопроницаемая порода, содержащая воду, называется *водоносным горизонтом*, или *коллектором*, водонепроницаемая порода – *водоупорным горизонтом*. Водоупорная порода, перекрывающая водоупорный горизонт сверху, называется *кровлей*, а подстилающая снизу – его *подошвой*.

Пористость – это отношение пустот к объему сухого грунта, которое обычно выражается в процентах. Чтобы определить пористость речного песка, например, достаточно взять литровый сосуд, заполнить его сухим песком и затем налить в него столько воды, сколько потребуется для полного насыщения песка. Допустим, для этого потребовалось 200 см³ воды, значит пористость песка 20%. Наибольшая пористость у торфяного грунта – 80%, у глины 50–55%, у гравия – 35%.

Влагоемкость грунта – это способность породы удерживать в себе большее или меньшее количество воды. Влагоемкость в значительной степени зависит от пористости. Наибольшей влагоемкостью обладают рыхлые породы: так, 1 м³ торфа может удержать в себе свыше 500 л воды.

Капиллярные свойства грунтов также зависят от пористости. Вода поднимается по почвенным капиллярам на некоторую высоту благодаря поверхностному натяжению. Вода поднимается в грунтах тем выше, чем меньше частицы, и, следовательно, просветы между ними, и наоборот. В крупнозернистых песках капиллярное поднятие измеряется несколькими сантиметрами, а в глинах – метрами.

По условиям залегания выделяются следующие виды подземных вод: почвенные, верховодка (почво-грунтовые), грунтовые, межпластовые ненапорные и напорные (артезианские).

Влага, содержащаяся в почвенном слое, называется *почвенными водами*. Передвигаются они под действием молекулярных, капиллярных сил и сил тяжести. Небольшие постоянные скопления воды образуются лишь в почвах болотного типа, они характеризуются большим содержанием органических веществ и микроорганизмов.

В поясе аэрации выделяют три слоя почвенных вод: 1) почвенный горизонт переменной влажности – корнеобитаемый слой. В нем совершается обмен влагой между атмосферой, почвой и растениями. Испарение и транспирация в большинстве случаев преобладают над почвенным стоком; 2) подпочвенный горизонт. Часто сюда «промокание» не доходит и он является «сухим». Г.И. Высоцкий называл его «мертвым горизонтом» и полагал, что он залегает под лесом и иссушен корневой системой деревьев. Новейшие исследования не подтвердили этих высказываний, опытами установлено, что атмосферная влага проникает вплоть до уровня грунтовых вод, передвигаясь в парообразном и пленочном состоянии; 3) горизонт капиллярной влаги – капиллярная кайма.

Геологическая деятельность почвенных вод незначительна, однако агрономическое значение их огромно, так как почвенная влага является основой урожая сельскохозяйственных культур.

Химический состав подземных вод. Химически вода (окись водорода) H_2O – простейшее и самое распространенное устойчивое соединение водорода с кислородом (11,19% O и 88,1% H). Однако вода состоит не только из отдельных молекул H_2O , но содержит также агрегаты молекул с общей формулой $(H_2O)_n$, например, $(H_2O)_2$, $(H_2O)_3$, и т. д. Вследствие наличия трех изотопов водорода – 1H , D (дейтерия) и T (трития) и шести изотопов кислорода (^{14}O , ^{15}O , ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O , ^{19}O) имеется 36 изотопных разновидностей воды, из которых девять включают только стабильные изотопы и содержатся в природной воде. Подземным водам свойственны широкие колебания изотопного состава от $8,4 \cdot 10^3$ до $3,8 \cdot 10^3$.

Существует так называемая тяжелая вода, изотопная разновидность воды, в которой обыкновенный водород заменен его тяжелым изотопом – дейтерием D – HDO и D_2O . Тяжелая вода содержится в природной воде в среднем в количестве 0,02%, ее мало в океане, много в некоторых минералах (гипсе, агальматолите). Отношение H:D в реках в среднем около 1:6800, в воде московского водопровода – 1:6700, в морях – около 1:5600. Состав вод очень разнообразен, в них содержатся химические элементы, газы, пары воды, коллоиды, бактерии, различные взвеси. Никакая другая жидкость не может сравниться с водой ни по числу веществ, которые могут в ней растворяться, ни по количеству вещества, которое она может удерживать в растворе. Объяснение этому – особенности структуры молекулы воды.

Вода диссоциирует по уравнению $H_2O \leftrightarrow H^+ + OH^-$. Степень ионизации воды очень мала. На основании закона действующих масс константы диссоциации воды (при $t = 22^\circ C$) вычисляются по формуле:

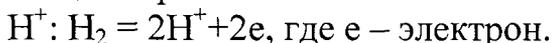
$$K_{H_2O} = \frac{[H^+][OH^-]}{[H_2O]} = \frac{10^{7-} \cdot 10^{7-}}{55,51}$$

или

$$K_w = [H^+][OH^-] = 10^{7-} \cdot 10^{7-} = 10^{14-}$$

Поскольку для нейтральной реакции воды концентрация водородного иона $[H^+] = 10^{7-}$, то $pH = -\lg(1 \cdot 10^{7-}) = 7$. Следовательно, при $pH = 7$ реакция воды нейтральная, когда pH равно 5–7, реакция – кислая и воды называют кислыми, когда более 7 – реакция щелочная и воды щелочные.

В растворе ионы обладают способностью притягивать к себе молекулы воды. Гидратация иона возрастает с увеличением его заряда (z) и убывает с увеличением его радиуса (r). Величина z/r называемая *ионным потенциалом*, определяет не только гидратацию иона, но и многие другие его свойства в водных растворах. Устойчивость данной степени окисления элемента зависит от изменения энергии, сопровождающей добавление или удаление электрона. Количественной мерой этого изменения энергии может служить величина, называемая *окислительно-восстановительным потенциалом*. Окислительный потенциал любой реакции – это относительная величина. За стандартную реакцию принимается окисление водорода до ионов:



Наиболее широко распространены в воде следующие ионы: Cl^- , HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , Mn^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , которые часто называют главными; их разнообразные сочетания определяют основные типы природных вод. В водах содержатся также OH^- , F^- , NO_3^- , NO_2^- и H^+ , NH_4^+ , Fe^{2+} , Mg^{2+} , Sr^{2+} , некоторые микроэлементы (химические элементы, которые находятся в водах в количестве менее 10 мг/л) – иод, бром, бор, медь, свинец, мышьяк, барий, хром и т. д. В щелочных водах в виде ионов может присутствовать также SO_2 , а в кислых – Fe^{3+} , Al^{3+} и другие металлы.

Хлор-ион (Cl^-) находится в воде в виде соединений хлористого натрия. Это один из главных компонентов соленых, рассольных вод. Присутствие хлора вызывает засоление почв и грунтовых вод, вредно для растений.

Если присутствие хлора обусловлено растворением каменной соли морского происхождения, то такая вода является не опасной в санитарном отношении, а может только иметь соленый привкус. Если же в густонаселенных районах в неглубоко залегающих грунтовых водах (при отсутствии залежей каменной соли) обнаруживается повышенное содержание хлора органического происхождения, то это указывает на загрязнение вод, и употреблять такие воды для питья запрещается.

Существуют допустимые пределы содержания хлора в питьевых водах для России в центральных районах европейской части, обеспеченных качественными водами, допускается употреблять воды с содержанием Cl^- до 50 мг/л.

Сульфат-ион (SO_4^{2-}) при соединениях с кальцием и магнием обуславливает жесткость (постоянную) воды, засоляет почвы и грунтовые воды, ядовит для растений.

Происхождение SO_4^{2-} в водах различно: он появляется либо в результате выщелачивания гипса или ангидрита в осадочных толщах морского происхождения, либо в результате окисления сульфидных минералов (преимущественно пирита) в песчано-глинистых отложениях, либо как следствие загрязнения сточными водами. Пределы содержания сульфат-иона для питьевых вод в центральных районах европейской части России изменяются до 100 мг/л. Для орошения допустимо содержание SO_4^{2-} в пределах от 1000 до 1400 мг/л.

Очень широко распространен в водах *гидрокарбонатный ион* (HCO_3^-). Его появление вызывается растворением карбонатов Ca^{2+} и Mg^{2+} . Гидрокарбонатный ион обуславливает щелочность подземных вод, которая выражается в мг·экв./л. Карбонатные соединения подземных вод при обычной температуре и давлении трудно растворимы.

На рост растений и повышение плодородия почв углекислые соединения оказывают различное воздействие: так, K_2CO_3 (поташ) – полезен для растений, $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ (сода) – вредна, а CaCO_3 – нейтрален. Содержание карбонатного иона в водах для питьевых и оросительных целей не лимитируется.

Натрий-ион (Na^+) широко распространен в подземных водах и обычно сопутствует, главным образом, иону хлора (в солоноватых и соленых водах), реже он связан с сульфатным ионом и еще реже – с гидрокарбонатным. Соединения натрия вредны для растений.

Содержание *калий-иона* (K^+) в подземных водах намного меньше, чем натрия, хотя кларки (единица измерения, обозначающая распространенность какого-либо химического элемента в земной коре в процентах массовой концентрации) содержания этих элементов в земной коре близки ($\text{Na} - 2,83$; $\text{K} - 2,59$). Это объясняется, главным образом, тем, что калий хорошо усваивается растительностью, являясь одним из главных источников питания растений, а также легко поглощается глинистыми минералами.

Кальций-ион (Ca^{2+}) и *магний-ион* (Mg^{2+}) очень широко распространены в водах, обуславливая важное свойство вод – их жесткость. Источником Ca^{2+} в подземных водах являются известняки, гипс, минералы-алюмосиликаты. Ионы магния поступают в воду при растворении доломитов, мергелей, слюд, амфиболов. В пресных водах обычно Ca^{2+} доминирует над Mg^{2+} , что объясняется преобладанием в породах Ca над Mg и большей энергией удержания Mg при адсорбции.

Для пресной воды различают *жесткость* общую, временную (или устранимую) и постоянную. Общая жесткость обуславливается присутствием в воде всех ионов Ca^{2+} и Mg^{2+} . Временную (устранимую) жесткость создают карбонаты кальция и магния, осаждающиеся при кипячении воды в виде карбонатов, вследствие разрушения гидрокарбонат-иона: