

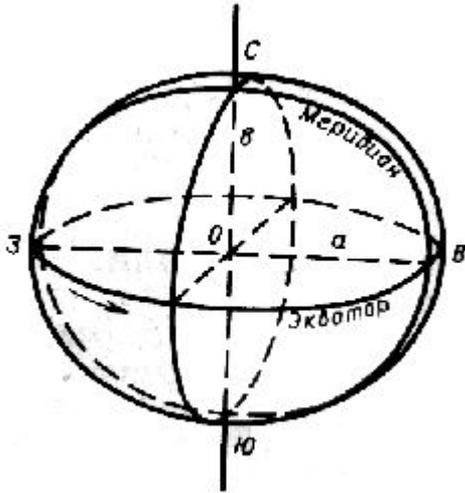
# Лекция 3

## Строение и состав Земли



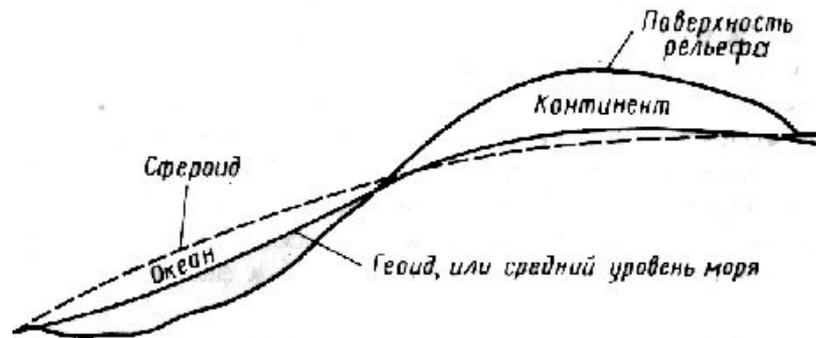
## ФОРМА И РАЗМЕРЫ ЗЕМЛИ

Земля является одной из девяти планет, вращающихся вокруг Солнца. Геодезические и астрономические исследования дали возможность судить о форме Земли и ее размерах. Формирование Земли происходило под действием двух сил - силы взаимного притяжения частиц ее массы и центробежной силы, обусловленной вращением планеты вокруг своей оси. Равнодействующей обеих названных сил является сила тяжести, выражаемая в ускорении, которое приобретает каждое тело, находящееся у поверхности Земли. На рубеже XVII и XVIII вв. Ньютон теоретически обосновал положение о том, что под воздействием силы тяжести Земля должна иметь сжатие в направлении оси вращения и, следовательно, ее форма представляет эллипсоид вращения. Степень его сжатия зависит от угловой скорости вращения. Чем быстрее вращается тело, тем больше оно сплющивается у полюсов.



Разница полярного и экваториального радиусов Земли составляет 21 км. Детальными измерениями, особенно новыми методами исследования с искусственных спутников, было показано, что Земля сжата не только на полюсах, но также и по экватору (наибольший и наименьший радиусы по экватору отличаются на 210 м), т.е. Земля является не двухосным, а трехосным эллипсоидом. Кроме того, обнаружена несимметричность Земли по отношению к экватору: южный полюс расположен ближе к экватору, чем северный.

- В связи с расчленением рельефа (наличием высоких гор и глубоких впадин) действительная форма Земли является более сложной, чем трехосный эллипсоид. Наиболее высокая точка на Земле - гора Джомолунгма в Гималаях - достигает высоты 8848 м. Наибольшая глубина 11 034 м обнаружена в Марианской впадине. Таким образом, наибольшая амплитуда рельефа земной поверхности составляет немногим менее 20 км. Учитывая эти особенности, немецкий физик Листинг в 1873 г. фигуру Земли назвал геоидом, что дословно обозначает "землеподобный".
- Геоид - некоторая воображаемая уровенная поверхность, которая определяется тем, что направление силы тяжести к ней всюду перпендикулярно. Поверхность геоида приближается к поверхности трехосного эллипсоида, отклоняясь от него местами на величину 100 - 150 м (повышаясь на материках и понижаясь на океанах), что, по-видимому, связано с плотностными неоднородностями масс в Земле и появляющимися из-за этого аномалиями силы тяжести.
- Понятие геоида имеет глубокий физический смысл. Если бы действительная форма Земли точно ему соответствовала, то на ее поверхности не могло бы происходить никакого перемещения тел под действием силы тяжести, ибо она всюду была бы абсолютно горизонтальной. Поверхность геоида не совпадает ни с действительной поверхностью каменной оболочки Земли, ни с поверхностью идеального эллипсоида вращения. На континентах поверхность геоида лежит выше эллипсоида вращения, но ниже каменной оболочки, в пределах ок

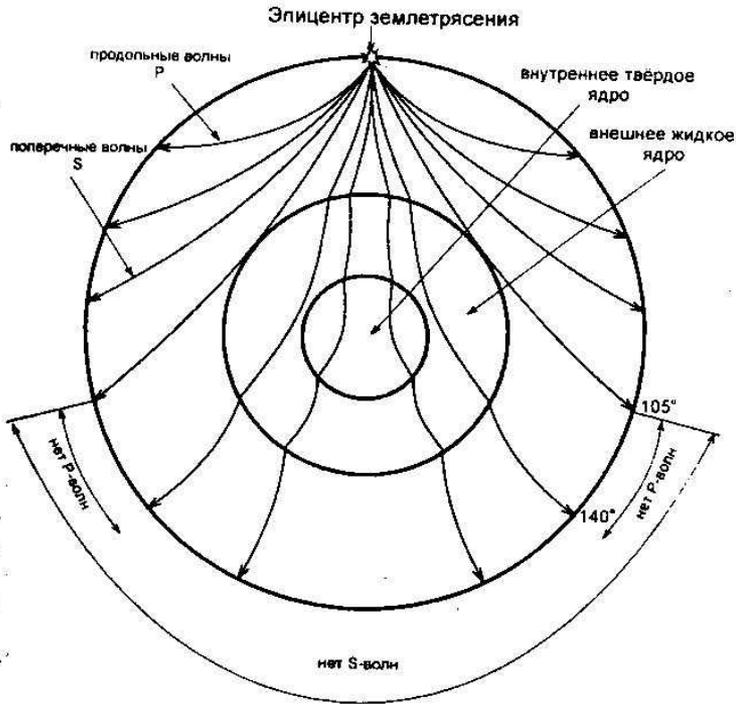


В России в настоящее время принят эллипсоид Ф. Н. Красовского, основные параметры которого подтверждаются современными исследованиями и с орбитальных станций. По этим данным экваториальный радиус Земли равен 6378,245 км, полярный радиус - 6356,863 км, полярное сжатие - 1/298,25. Объем Земли составляет  $1,083 \cdot 10^{12}$  км<sup>3</sup>, а масса -  $6 \cdot 10^{27}$  г. Ускорение силы тяжести на полюсе 983 см/с<sup>2</sup>, на экваторе 978 см/с<sup>2</sup>. Площадь поверхности Земли около 510 млн. км<sup>2</sup>, из которых 70,8% представляет Мировой океан и 29,2% - суша. В распределении океанов и материков наблюдается определенная дисимметрия. В Северном полушарии это соотношение составляет 61 и 39%, в Южном - 81 и 19%.

Современные материки занимают 149 млн. км<sup>2</sup> (29,2% поверхности Земли). Большая часть материков имеет поверхность с небольшими абсолютными высотами. Наиболее глубокие впадины океанического дна лежат на глубине свыше 11000 м ниже уровня моря (Марианская впадина - 11022 м), наиболее высокие горные вершины превышают 8000 м (Эверест 8848 м).

## • Внутреннее строение Земли

- Характерное свойство земного шара - его неоднородность. Он подразделяется на ряд слоёв или сфер, которые делятся на внутренние и внешние.
- Изучение внутреннего строения Земли производится различными методами. Геологические методы, основанные на изучении естественных обнажений горных пород, разрезов шахт и рудников, кернов глубоких буровых скважин, дают возможность судить о строении приповерхностной части земной коры. Глубина известных пробуренных скважин достигает 7,5-9,5 км, и только одна в мире скважина, заложенная на Кольском полуострове, уже достигла глубины более 12 км. Бурение под толщей океанских вод, осуществляемое со специальных плавучих буровых установок дало результат всего лишь в 1,5 км. В вулканических областях по продуктам извержения вулканов можно судить о составе вещества на глубинах 50-100 км.
- В целом же глубинное внутреннее строение Земли изучается главным образом геофизическими методами: сейсмическим, гравиметрическим, магнитометрическим и др. Одним из важнейших методов является *сейсмический* (греч. <сеймос> - трясение) *метод*, основанный на изучении естественных землетрясений и искусственных землетрясений, вызываемых взрывами или ударными вибрационными воздействиями на земную кору, при которых образуются сейсмические волны.
- Сейсмическая волна - это распространение некоторой деформации в упругой среде, т.е. изменение объема или формы вещества. При деформации в веществе возникает напряжение, которое стремится вернуть его к первоначальной форме или объему.
- Сейсмические волны бывают продольными и поперечными.
- Продольные волны - это волны сжатия, распространяющиеся в направлении движения волны. Они обозначаются латинской буквой "P" (primary - первичный, англ.).
- Поперечная волна, обозначаемая буквой S (secondary - вторичный, англ.), это волна сдвига, при которой и деформации в веществе происходят поперек направления движения волны.



Прохождение продольных (P) и поперечных (S) волн через Землю. Поперечные волны не проходят через жидкое внешнее ядро

- При распространении P-волн горные породы испытывают сжатие и растяжение (смещение частиц среды вдоль направления волны). P-волны проходят в твердых и жидких телах земных недр. Поперечные S-волны распространяются только в твердых телах, и с их распространением связаны колебания горных пород под прямым углом к направлению распространения волны. Регистрация прихода сейсмических волн производится на специальных сейсмических станциях, оборудованных записывающими приборами - *сейсмографами*, расположенными на разных расстояниях от очага. Такое расположение сейсмостанций позволяет судить о скорости распространения колебаний на разных глубинах, поскольку к более отдаленным станциям приходят волны, прошедшие через более глубокие слои Земли. Запись сейсмографом прихода волн называется *сейсмограммой*.
- Реальные скорости сейсмических волн зависят от упругих свойств и плотности горных пород, через которые они проходят. Изменения скорости сейсмических волн отчетливо показывают на неоднородность и расслоенность Земли. О различных слоях и состоянии веществ, их слагающих, указывают преломленные и отраженные волны от их граничных поверхностей.
- На основании скорости распространения сейсмических волн австралийский сейсмолог К. Буллен разделил Землю на ряд зон, дал им буквенные обозначения в определенных усредненных интервалах глубин, которые используются с некоторыми уточнениями до настоящего времени.



- Выделяют три главные области Земли:
- 1. **Земная кора** (слой А) - верхняя оболочка Земли, мощность которой изменяется от 6-7 км под глубокими частями океанов до 35-40 км под равнинными платформенными территориями континентов, до 50-70(75) км под горными сооружениями (наибольшие под Гималаями и Андами).
- На глубине в среднем 54 км югославский сейсмолог А. Мохоровичич обнаружил резкий скачок в скорости распространения сейсмических волн: продольных от 7,9 до 8,2 км/с, поперечных – от 4,5 до 4,7 км/с (граница М).
- Ниже поверхности М, скорости сейсмических волн увеличиваются, но на некотором уровне, различном по глубине под океанами и материками, вновь уменьшаются, хотя и незначительно. В этом слое отмечено и повышение электропроводности, что свидетельствует о состоянии вещества, отличающегося от выше и ниже лежащих слоев верхней мантии. Особенности этого слоя, получившего название **астеносфера** (“астенос” - слабый, мягкий, древн.греч.), объясняются возможным его плавлением в пределах 1-2%, что обеспечивает понижение вязкости и увеличение электропроводности. Плавление проявляется в виде очень тонкой пленки, обволакивающей кристаллы при Т порядка +1200 °С.
- Астеносферный слой расположен ближе всего к поверхности под океанами, от 10-20 км до 80-200 км, и глубже, от 80 до 400 км под континентами, причем залегание астеносферы глубже под более древними геологическими структурами, например, под докембрийскими платформами, чем под молодыми. Мощность астеносферного слоя, как и его глубина сильно изменяются в горизонтальном и вертикальном направлениях. В современных геотектонических представлениях астеносферному слою отводится роль своеобразной смазки, по которой могут перемещаться вышележащие слои мантии и коры.

•2. **Мантия Земли**, распространяющаяся до глубин 2900 км. В ее пределах по сейсмическим данным выделяются: верхняя мантия - слой В глубиной до 400 км и С - до 800-1000 км (некоторые исследователи слой С называют средней мантией); нижняя мантия - слой D до глубины 2700 с переходным слоем D1 - от 2700 до 2900 км. Скорость распространения волн в нижней части мантии - 13,6 км/сек.

•Плотность пород в слое В составляет  $4,3 \text{ г/см}^3$ , а давление достигает 15 тыс. МПа. В этом слое имеются очаги расплавленной магмы, из которых она внедряется в литосферу. Для слоя С (иначе называется слой Голицына) характерно резкое возрастание скоростей продольных сейсмических волн до 11,3 км/с, а поперечных до 6,3 км/с.

•Нижняя мантия (слой D), предполагается, находится в твердом состоянии и представлена оксидами магния, кремния и железа; плотность вещества здесь возрастает до  $5,2 \text{ г/см}^3$ , а давление достигает 13 ГПа. Скорости продольных волн составляют 13,6 км/с.

•3. **Ядро Земли**, подразделяемое: на внешнее ядро - слой Е в пределах глубин 2900-4980 км; переходную оболочку - слой F - от 4980 до 5120 км и внутреннее ядро - слой G до 6971 км. Ядро по физическим свойствам резко отличается от облегающей его мантии. Скорость прохождения продольных сейсмических волн составляет 8,2-11,3 км/сек. Дело в том, что на границе мантии и ядра происходит резкое падение скорости продольных волн от 13,6 до 8,1 км/сек. Ученые давно пришли к выводу, что плотность ядра значительно выше плотности поверхностных оболочек. Она должна отвечать плотности железа, находящегося в соответствующих барометрических условиях. Поэтому широко распространено представление о том, что ядро состоит из Fe и Ni и обладает магнитными свойствами. Присутствие в ядре этих металлов связывается с первичной дифференциацией вещества по удельному весу. В пользу железо-никелевого ядра свидетельствует и состав метеоритов.

•По данным геофизической томографии поверхность внутреннего ядра не является ровной. Она в некоторой мере напоминает поверхность континентов. На ее поверхности выделяются превышения с амплитудой 10-12 км.

- **Плотность.** Средняя плотность Земли составляет 5,52 г/см<sup>3</sup>. Горные породы, слагающие земную кору, отличаются малой плотностью. В осадочных породах плотность около 2,4-2,5 г/см<sup>3</sup>, в гранитах и большинстве метаморфических пород - 2,7-2,8 г/см<sup>3</sup>, в основных магматических породах - 2,9-3,0 г/см<sup>3</sup>. Средняя плотность земной коры принимается около 2,8 г/см<sup>3</sup>. Сопоставление средней плотности земной коры с плотностью Земли указывает на то, что во внутренних оболочках - мантии и ядре плотность должна быть значительно выше.
- По имеющимся данным в кровле верхней мантии, ниже границы Мохо, плотность пород составляет 3,3-3,4 г/см<sup>3</sup>, у нижней границы нижней мантии (глубина 2900 км) - примерно 5,5-5,7 г/см<sup>3</sup>, ниже границы Гутенберга (верхняя граница внешнего ядра) - 9,7-10,0 г/см<sup>3</sup>, затем повышается до 11,0-11,5 г/см<sup>3</sup>, увеличиваясь во внутреннем ядре до 12,5-13,0 г/см<sup>3</sup> (рис. 1.6).

- **Магнетизм.** Земля действует как гигантский магнит с силовым полем вокруг. Сведения о распределении магнитного поля Земли на ее поверхности и околоземном пространстве дают наземные, морские и аэромагнитные съемки, а также измерения, производимые на низколетящих искусственных спутниках Земли.
- Магнитные полюсы Земли не совпадают с географическими, т.е. истинными - северным и южным. Между магнитным и географическим полюсами образуется некоторый угол (около 11,5°), называемый *магнитным склонением*. Происхождение постоянного магнитного поля Земли связывают с действием сложной системы электрических токов, возникающих при вращении Земли и сопровождающих турбулентную конвекцию (перемещение) в жидком внешнем ядре. Таким образом, Земля работает как динамомашина, в которой механическая энергия этой конвекционной системы генерирует электрические токи и связанный с ними магнетизм.
- Магнитное поле Земли оказывает влияние на ориентировку в горных породах ферромагнитных минералов, таких, как гематит, магнетит, титаномagnetит и др. Особенно это проявляется в магматических горных породах - базальтах, габбро, перидотитах и др. Ферромагнитные минералы в процессе застывания магмы принимают ориентировку существующего в это время направления магнитного поля. После того, когда горные породы полностью застывают, ориентировка ферромагнитных минералов сохраняется. Определенная ориентировка ферромагнитных минералов происходит и в осадочных породах во время осаждения железистых минеральных частиц. Намагниченность ориентированных образцов определяется как в лабораториях, так и в полевых условиях. В результате измерений устанавливается склонение и наклонение магнитного поля во время первоначального намагничивания минералов горных пород. Таким образом, и магматические, и осадочные горные породы нередко обладают стабильной намагниченностью, указывающей на направление магнитного поля в момент их формирования. В настоящее время при геологических исследованиях и поиске железорудных месторождений полезных ископаемых широко применяется магнитометрический метод.
- Особого внимания геологов заслуживают изменения напряжения магнитного поля на отдельных участках, выраженные в нарушении правильности изображения изолиний. Это так называемые магнитные аномалии. Положительные магнитные аномалии указывают на залежи руд с магнитными свойствами (Курская магнитная аномалия и др.).

- **Тепловой режим** Земли определяется излучением Солнца и теплом, выделяемым внутриземными источниками. Самое большое количество энергии Земля получает от Солнца, но значительная часть ее отражается обратно в мировое пространство. Количество получаемого и отраженного Землей солнечного тепла неодинаково для различных широт. У поверхности Земли температурный режим определяется двумя источниками: теплом, получаемым от Солнца и собственным теплом планеты из ее недр. Соотношение этих источников соответственно 99,5% и 0,5%. Ниже поверхности Земли влияние солнечного тепла резко снижается, в результате чего уже на небольшой глубине располагается *пояс постоянной температуры*, равной среднегодовой температуре данной местности. Глубина расположения пояса постоянных температур в различных районах колеблется от первых метров до 20-30 м.
- Ниже пояса постоянных температур важное значение приобретает внутренняя тепловая энергия Земли. Давно установлено, что в шахтах, рудниках, буровых скважинах происходит постоянное увеличение температуры с глубиной, связанное с тепловым потоком из внутренних частей Земли. *Тепловой поток* измеряется в калориях на квадратный сантиметр за секунду - мккал/см<sup>2</sup>.с. По многочисленным данным, средняя величина теплового потока принимается равной 1,4-1,5 мккал/см<sup>2</sup>.с. Однако исследования, проведенные как на континентах, так и в океанах, показали значительную изменчивость теплового потока в различных структурных зонах.
- Наименьшие значения теплового потока отмечены в районе древних кристаллических щитов (Балтийском, Украинском, Канадском) и равны в среднем 0,85 мккал/см<sup>2</sup>.с 10% (при колебаниях от 0,6 до 1,1). В равнинных платформенных областях тепловой поток находится в интервале 1,0-1,2 мккал/см<sup>2</sup>.с и только местами на отдельных поднятиях увеличивается до 1,3-1,4 мккал/см<sup>2</sup>.с. В палеозойских орогенических областях, таких, как Урал, Аппалачи, интенсивность потока поднимается до 1,5 мккал/см<sup>2</sup>.с.

- В молодых горных сооружениях, созданных в новейшее геологическое время (таких, как Альпы, Кавказ, Тянь-Шань, Кордильеры и др.), тепловые потоки отличаются большим разнообразием. Так, например, в Складчатых Карпатах и прилегающих частях внутренних прогибов тепловой поток в среднем составляет  $1,95 \text{ мккал/см}^2\cdot\text{с}$ , а в Предкарпатском прогибе -  $1,18 \text{ мккал/см}^2\cdot\text{с}$ . Высокие тепловые потоки наблюдаются в областях современного вулканизма, составляя в среднем около  $3,6 \text{ мккал/см}^2\cdot\text{с}$ . В пределах значительных пространств ложа Мирового океана величина теплового потока находится в пределах  $1,1\text{-}1,2 \text{ мккал/см}^2\cdot\text{с}$ , что сопоставимо с данными по платформенным частям континентов. Высокие тепловые потоки связаны с *рифтовыми долинами* срединно-океанских хребтов. Средняя величина теплового потока  $1,8\text{-}2 \text{ мккал/см}^2\cdot\text{с}$ , но в нескольких местах увеличивается до  $6,7\text{-}8,0 \text{ мккал/см}^2\cdot\text{с}$ . Разнообразие приведенных величин теплового потока, по-видимому, связано с неоднородными тектономагматическими процессами в различных зонах Земли.
- Каковы же источники тепла внутри Земли? Как известно, в соответствии с современными представлениями Земля сформировалась в результате аккреции газовой-пылевой частицы протопланетного облака в виде холодного тела. Следовательно, внутри Земли должны иметься источники тепла, создающие современный тепловой поток и высокую температуру в недрах Земли. Одним из источников внутренней тепловой энергии является *радиогенное тепло*, связанное с распадом радиоактивных долгоживущих элементов  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$ ,  $^{87}\text{Rb}$ . Периоды полураспада этих изотопов соизмеримы с возрастом Земли, поэтому до сих пор они остаются важным источником тепловой энергии. Вторым источником тепловой энергии предполагается гравитационная дифференциация вещества, зарождающаяся после некоторого разогрева на уровне ядра и, возможно, в верхней мантии. Но значительная часть тепла, связанная с гравитационной дифференциацией, по-видимому, рассеивалась в пространстве, особенно в начале формирования планеты. Дополнительным источником внутреннего тепла может быть приливное трение, возникающее при замедлении вращения Земли из-за приливного взаимодействия с Луной и в меньшей степени с Солнцем.

- **Температура внутри Земли.** Определение температуры основывается на различных, часто косвенных данных. Наиболее достоверные температурные данные относятся к самой верхней части земной коры, вскрываемой шахтами и буровыми скважинами до максимальных глубин- 12 км (Кольская скважина). Нарастание температуры на единицу глубины называют *геотермическим градиентом*, а глубину в метрах, на протяжении которой температура увеличивается на 10 С - *геотермической ступенью*. Геотермический градиент и соответственно геотермическая ступень изменяются от места к месту в зависимости от геологических условий, эндогенной активности в различных районах, а также неоднородной теплопроводности горных пород. При этом, по данным Б. Гутенберга, пределы колебаний отличаются более чем в 25 раз. Наиболее часто встречаемые колебания градиента в пределах 20-50<sup>о</sup>, а геотермической ступени -15-45 м. Средний геотермический градиент издавна принимался в 30<sup>о</sup>С на 1 км.
- По данным В.Н. Жаркова, геотермический градиент близ поверхности Земли оценивается в 20<sup>о</sup> С на 1 км. Если исходить из этих двух значений геотермического градиента и его неизменности в глубь Земли, то на глубине 100 км должна была бы быть температура 3000 или 2000<sup>о</sup> С. Однако это расходится с фактическими данными. Именно на этих глубинах периодически зарождаются магматические очаги, из которых изливается на поверхность лава, имеющая максимальную температуру 1200-1250<sup>о</sup>. Учитывая этот своеобразный "термометр", ряд авторов (В. А. Любимов, В. А. Магницкий) считают, что на глубине 100 км температура не может превышать 1300-1500<sup>о</sup>С. При более высоких температурах породы мантии были бы полностью расплавлены, что противоречит свободному прохождению поперечных сейсмических волн. Таким образом, средний геотермический градиент прослеживается лишь до некоторой относительно небольшой глубины от поверхности (20-30 км), а дальше он должен уменьшаться. Какова же температура в более глубоких зонах мантии и ядра Земли? Более или менее достоверные данные получены о температуре основания слоя В верхней мантии Температура здесь около 1600<sup>о</sup> С.
- Вопрос о распределении температур в мантии ниже слоя В и ядре Земли еще не решен, и поэтому высказываются различные представления. Можно только предположить, что температура с глубиной увеличивается при значительном уменьшении геотермического градиента и увеличении геотермической ступени. Предполагают, что температура в ядре Земли находится в пределах 4000-5000<sup>о</sup> С.

- Химический состав Земли

- Химический состав геосфер и Земли в целом основывается на данных изучения химического состава горных пород, метеоритов, образцов пород, доставленных с Луны, расшифровки спектрограмм Солнца и результатах физических методов исследования оболочек Земли.

Средний химический состав Земли  
(%, по Г.В Войткевичу, 1986)

Химический элемент	Массовое содержание химических элементов				
	по А.Ферсману, 1932	по Р.Раманурти и Р.Холлу, 1970	по Р.Ганапати и Э.Андерсу, 1979	по Дж.Смитту, 1979	по Дж.Моргану и Э.Андерсу, 1980
O	28,50	30,75	28,50	31,30	30,12
Na	0,52	0,30	0,158	0,085	0,12
Mg	11,03	15,70	19,21	13,7	13,90
Al	1,22	1,29	1,77	1,83	1,41
Si	14,47	14,73	14,34	15,10	15,12
P	0,12	—	0,215	0,18	0,19
S	1,44	4,65	1,84	2,91	2,92
K	0,15	—	0,017	0,013	0,023
Ca	1,38	1,54	1,93	2,28	1,54
Ti	—	—	0,10	0,093	0,08
Cr	0,26	—	0,478	0,416	0,41
Mn	0,18	—	0,059	0,047	0,075
Fe	37,04	29,30	35,87	31,7	32,07
Ni	2,96	1,65	2,04	1,72	1,82

O-Si-Al-Fe-Ca-Mg-Na-K

(Si, Al, Ca) O

950 км

(Fe, Mg) O

SiO<sub>2</sub>

2900 км

Fe, Ni  
Si

FeS

5100 км

Fe, Ni

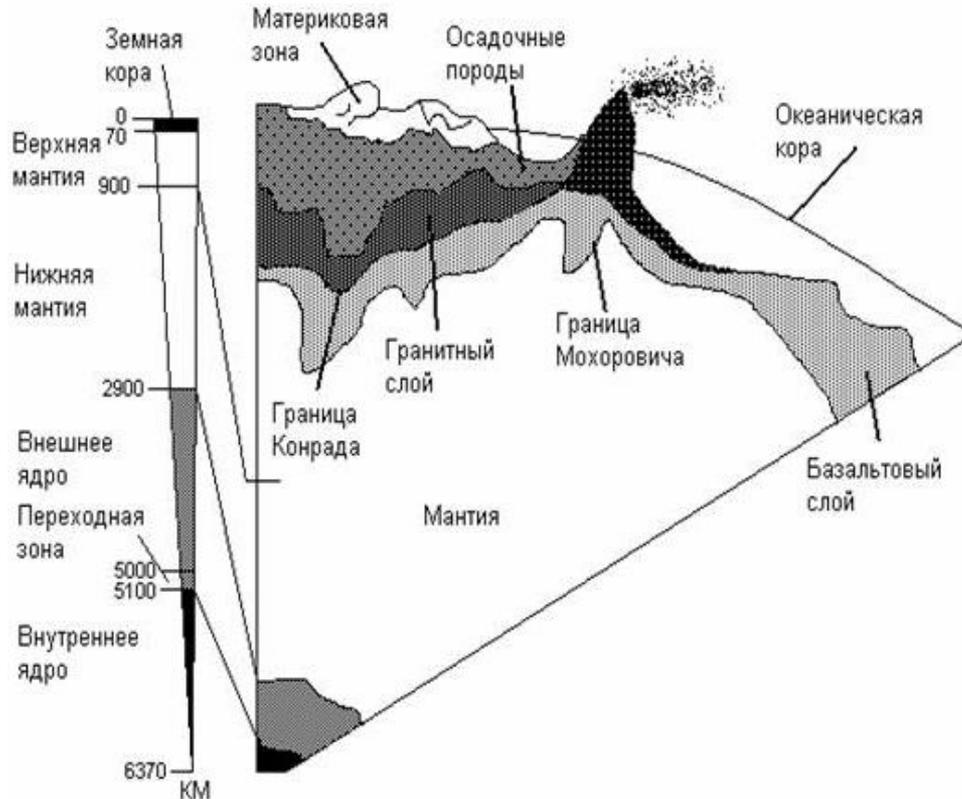
Химический состав геосфер Земли (по А.Е. Ферсману)

- Химический состав геосфер Земли сильно различается.
- Так, состав земного ядра, по данным Д.Брауна, следующий:
  1. Внутреннее ядро – 10% никеля и 90% - железа;
  2. Внешнее ядро – 86% - железо, 12% - сера, 2% - никель.
- В составе мантии преобладают кислород, кремний и алюминий. В меньших количествах присутствуют магний и железо.
- Химический состав верхней и нижней мантии почти одинаков.

## • ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

- Земную кору - верхнюю твердую оболочку Земли слагают различные генетические типы горных пород (магматические, осадочные и метаморфические), состоящие из определенного сочетания минералов, в состав которых входят различные химические элементы.
- Земная кора больше чем на 98% сложена O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, при этом свыше 80% составляют кислород, кремний и алюминий, в отличие от среднего состава Земли, где содержание их резко уменьшается. Особенно высоко содержание кислорода.
- Элемент      Символ      %
- Кислород      O                      46,50
- Кремний      Si                      25,70
- Алюминий    Al                      7,65
- Железо      Fe                      6,24
- Кальций      Ca                      5,79
- Магний      Mg                      3,23
- Натрий      Na                      1,81
- Калий K                      1,34
- На долю Ti, C, H, Mn, S и других элементов приходится менее 2%. К числу редких элементов относятся Cu, Pb, В, Ag, As, однако будучи мало распространенными, они способны образовывать крупные месторождения.

# Строение земной коры



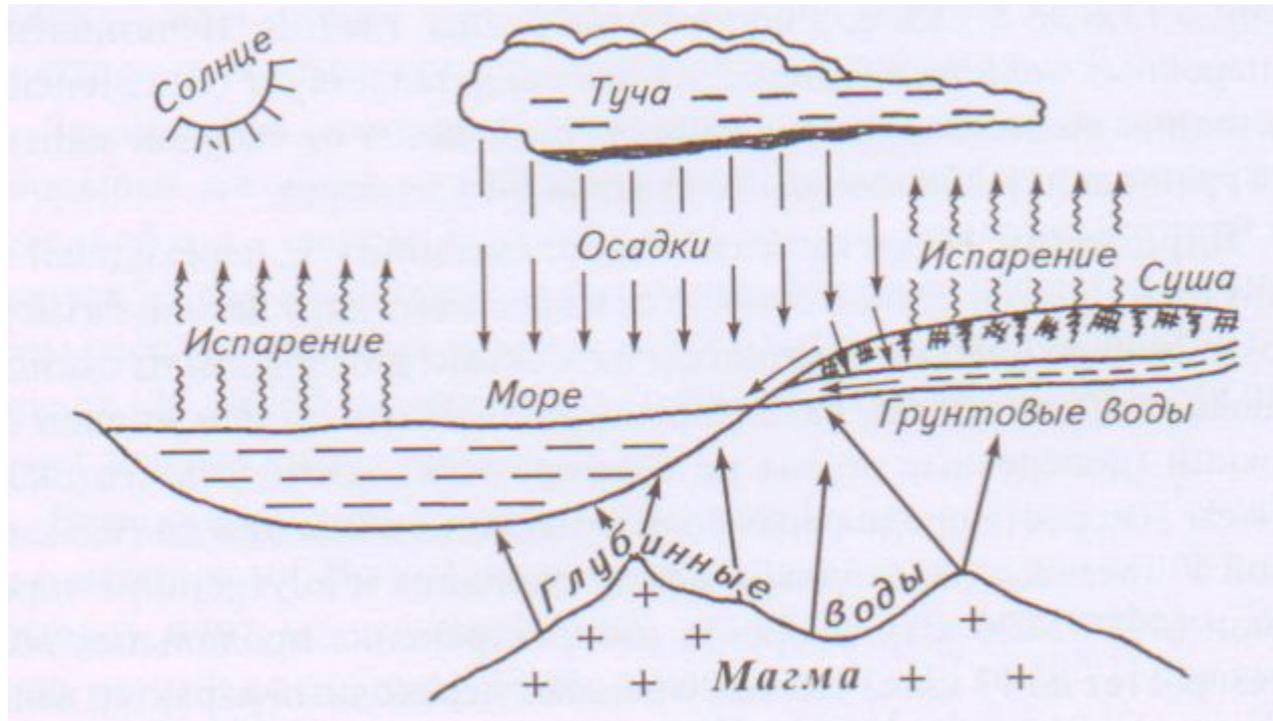
По современным представлениям земная кора — это верхняя, твердая, в основном кристаллическая, сложно построенная оболочка земного шара с плотностью вещества у подошвы 2,9—3,2 г/см<sup>3</sup>. Ниже коры лежит более плотная оболочка — мантия.

В строении земной коры участвуют все типы горных пород - магматические, осадочные и метаморфические, залегающие выше границы Мохо. Как в пределах континентов, так и в пределах океанов выделяются подвижные пояса и относительно устойчивые площади земной коры. На континентах к устойчивым площадям относятся обширные равнинные пространства - платформы (Восточно-Европейская, Сибирская), в пределах которых располагаются наиболее устойчивые участки - щиты (Балтийский, Украинский), представляющие собой выходы древних кристаллических горных пород. К подвижным поясам относятся молодые горные сооружения, такие, как Альпы, Кавказ, Гималаи, Анды и др.

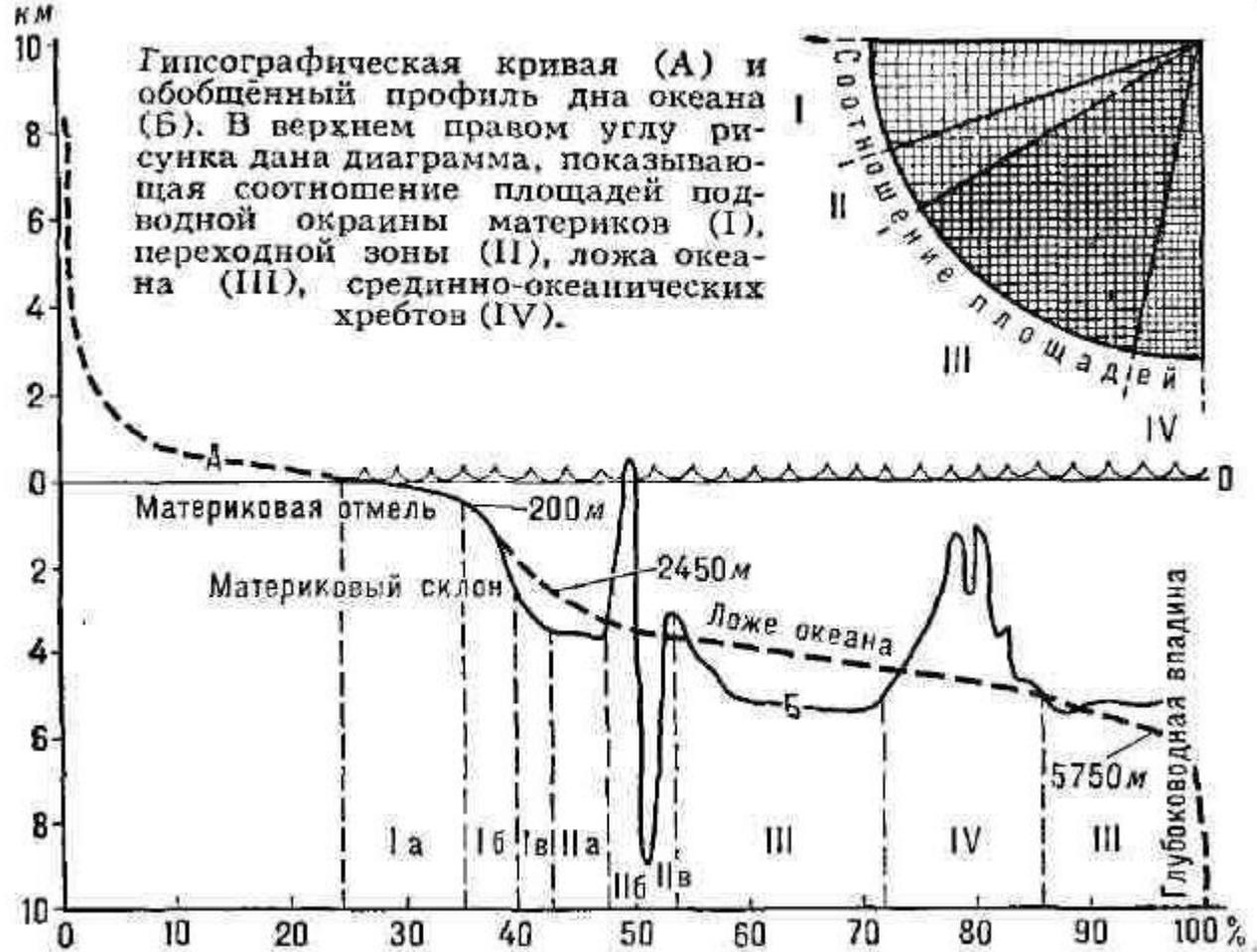
- Толщина земной коры, строение, состав слагающих ее горных пород и их свойства резко различаются в разных частях материков и особенно в океанах. На материках кора состоит из трех слоев: осадочного, гранито-гнейсового и базальтового. Названия их условны: они укоренились в геологии потому, что скорости распространения сейсмических волн в них близки к тем, которые наблюдались при прохождении через осадочные породы, граниты и базальты на поверхности Земли. На больших глубинах, в условиях высоких давлений и температур известные скорости могут быть в других породах. В океанах гранитный слой отсутствует, а слой осадков очень тонкий — не более 2 км. В переходной области от материков к океанам кора промежуточного типа, с более мощным гранитным слоем. В зоне вулканических дуг, как, например, в Курило-Камчатской или Японской, более утолщен гранито-гнейсовый слой, а в срединно-океанических хребтах — базальтовый слой.
- В горных странах кора почти вдвое толще (до 70—80 км), чем в равнинных, за счет утолщения осадочного и гранитного слоев. Последний вместе с базальтовым слоем образует как бы корни молодых горно-складчатых систем — таких, как Кавказ, Памир и Гималаи. В Черном море и в южной части Каспийского моря кора напоминает океаническую, но покрыта слоем осадков мощностью до 15—20 км. Размах рельефа между максимальными глубинами океанов (11022 м) и вершиной Гималаев (8848 м) составляет примерно 20 км, т. е. он вдвое меньше толщины коры материков. Это указывает на большую подвижность окраин океанов, межгорных морей и гор. Равнины, напротив, связаны с устойчивыми, малоподвижными структурами коры — жесткими плитами, которые называют платформами. Толщина коры здесь составляет 30—40 км. Вулканические островные дуги вытянуты вдоль зон глубинных разломов, отделяющих океан с базальтовой корой толщиной 5—10 км от материковых окраинных морей с корой промежуточного типа, и представляют собой зародыши материковой коры.

- Итак, **океаническая кора** обладает трехслойным строением.
- Первый слой представлен **осадочными породами**, в глубоководных котловинах не превышающей в мощности 1 км и до 15 км вблизи континентов. Породы представлены карбонатными, глинистыми и кремнистыми породами.
- Второй слой сложен **базальтовыми подушечными лавами** с тонкими прослоями осадочных пород.
- Третий слой представлен **магматическими породами основного состава** – габбро. Глубже располагается поверхность Мохо и верхняя мантия.
- **Континентальная земная кора** также имеет трехчленное строение.
- Первый **осадочно-вулканогенный слой** обладает мощностью от 0 на щитах платформ до 25 км в глубоких впадинах. Возраст осадочного слоя от раннего протерозоя до четвертичного.
- Второй слой образован различными **метаморфическими породами**: кристаллическими сланцами и гнейсами, а также гранитными интрузиями. Мощность слоя изменяется от 15 до 30 км.
- Третий слой, образующий нижнюю кору, сложен **сильно метаморфизованными породами**, в составе которых преобладают основные породы.
- Поверхность Мохо выражена повсеместно и достаточно четко скачком скоростей сейсмических волн от 7,5 до 8,2 км/с. Верхняя мантия в составе нижней литосферы сложена ультраосновными породами. Астеносфера характеризуется пониженной скоростью сейсмических волн и плавлением до 2-3 %.

- **Внешние сферы Земли: гидросфера, атмосфера и биосфера.**
- **Гидросфера** объединяет всю совокупность проявления форм воды в природе, начиная от сплошного водного покрова, занимающего 2/3 поверхности Земли (моря и океаны) и кончая водой, входящей в состав горных пород и минералов. В таком понимании гидросфера является непрерывной оболочкой Земли. Здесь мы рассматриваем прежде всего ту часть гидросферы, которая образует самостоятельный водный слой - океаносфера.



Гидросфера

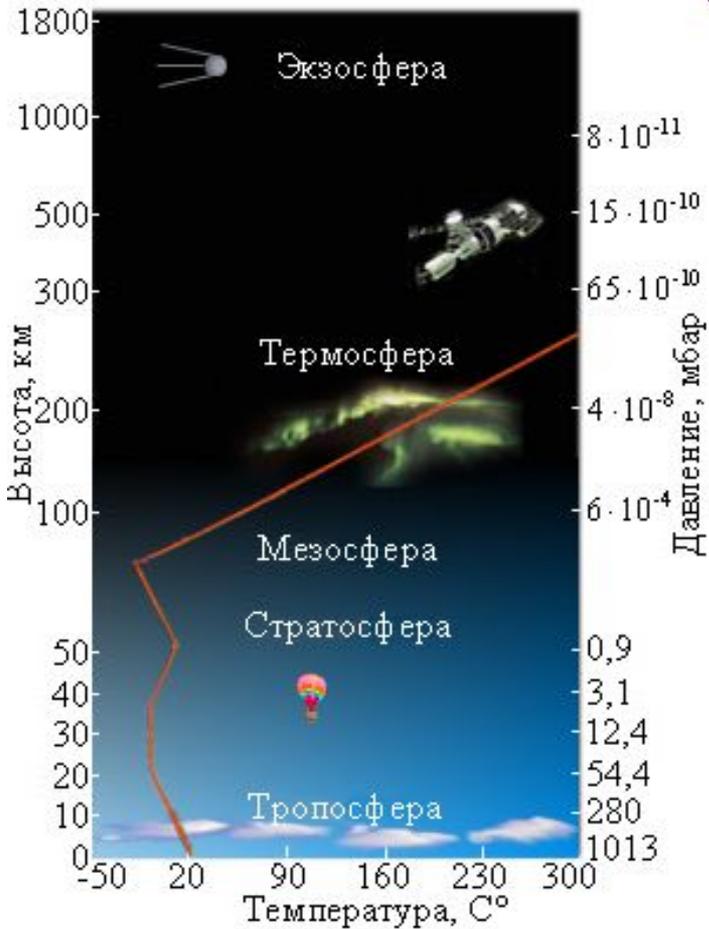


Из общей площади Земли в 510 млн. км<sup>2</sup>, 361 млн. км<sup>2</sup> (71 %) покрыт водой. Схематически рельеф дна Мирового океана изображается в виде гипсографической кривой. На ней показано распределение высоты суши и глубины океанов; четко выражены 2 уровня морского дна с глубинами 0-200 м и 3-6 км.

- Первый из них - область относительного мелководья, опоясывающая в виде подводной площадки побережья всех континентов. Это материковая отмель или шельф. Со стороны моря шельф ограничен крутым подводным уступом - континентальным склоном (до 3000 м). На глубинах 3-3,5 км располагается континентальное подножие. Ниже 3500 м начинается океаническое ложе (ложе океана), глубина которого до 6000 м. Континентальное подножие и ложе океана составляют второй ясно выраженный уровень морского дна, сложенный типично океанической корой (без гранитного слоя). Среди океанического ложа, главным образом в периферических частях Тихого океана, располагаются глубоководные желоба - от 6000 до 11000 м. Одним из важнейших геологических открытий последнего времени явилось открытие срединных океанических хребтов - глобальной системы подводных гор, приподнятых над ложем океана на 2 и более километра и занимающих до 1/3 площади океанического дна. О геологическом значении этого открытия будет сказано позднее.
- В воде океанов присутствуют почти все известные химические элементы, однако преобладают только 4: O<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>, Na, Cl. Содержание растворённых в морской воде химических соединений (солёность) определяется в весовых процентах или промилле (1 промилле = 0,1 %). Средняя солёность океанской воды 35 промилле (в 1 л воды 35 г солей). Солёность меняется в широких пределах. Так, в Красном море она достигает 52 промилле, в Чёрном море до 18 промилле.

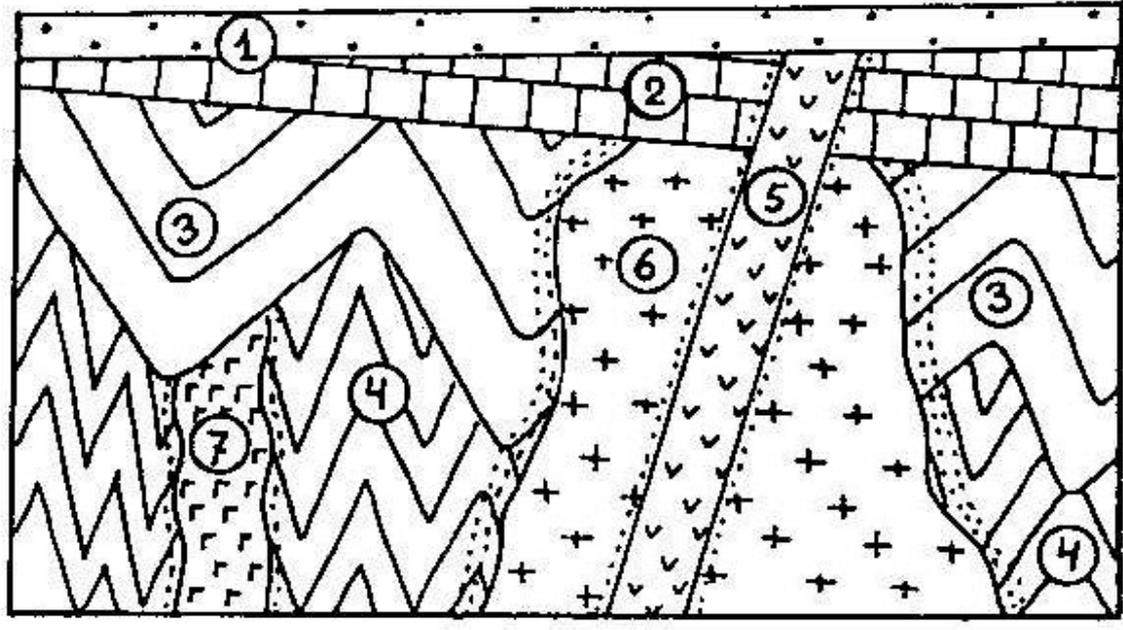
- Атмосфера** представляет собой самую верхнюю воздушную оболочку Земли, которая окутывает ее сплошным покровом. Верхняя граница не отчетлива, так как плотность атмосферы убывает с высотой и переходит в безвоздушное пространство постепенно. Нижняя граница - поверхность Земли. Эта граница также условна, так как воздух проникает на некоторую глубину в каменную оболочку и содержится в растворенном виде в толще воды. В атмосфере выделяются 5 основных сфер (снизу вверх): тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера и экзосфера. Для геологии важна тропосфера, так как она соприкасается непосредственно с земной корой и оказывает на нее существенное влияние.

- Тропосфера отличается большой плотностью, постоянным наличием водяного пара, углекислоты и пыли; постепенным понижением температуры с высотой и существованием в ней вертикальной и горизонтальной циркуляции воздуха. В химическом составе помимо основных элементов -  $O_2$  и  $N_2$  - всегда присутствуют  $CO_2$ , водяной пар, немного инертных газов ( $Ar$ ),  $H_2$ , сернистый ангидрид и пыль. Циркуляция воздуха в тропосфере очень сложна.



- **Биосфера** - своеобразная оболочка (выделена и названа акад. В.И.Вернадским), объединяет те оболочки, в которых присутствует жизнь. Она не занимает обособленного пространства, но проникает в земную кору, атмосферу и гидросферу. Биосфера играет большую роль в геологических процессах, участвуя как в создании горных пород, так и в их разрушении.
- Живые организмы наиболее глубоко проникают в гидросферу,
- Глубина проникновения живых организмов внутрь Земли в основном лимитируется температурными условиями. Теоретически для самых стойких прокариот она составляет 2,5-3 км. Живое вещество активно влияет на состав атмосферы, которая в современном виде - результат жизнедеятельности организмов, обогативших ее кислородом, углекислым газом, азотом. Чрезвычайно велика роль организмов в формировании морских осадков, многие из которых являются полезными ископаемыми (каустобиолиты, джеспилиты и др.).

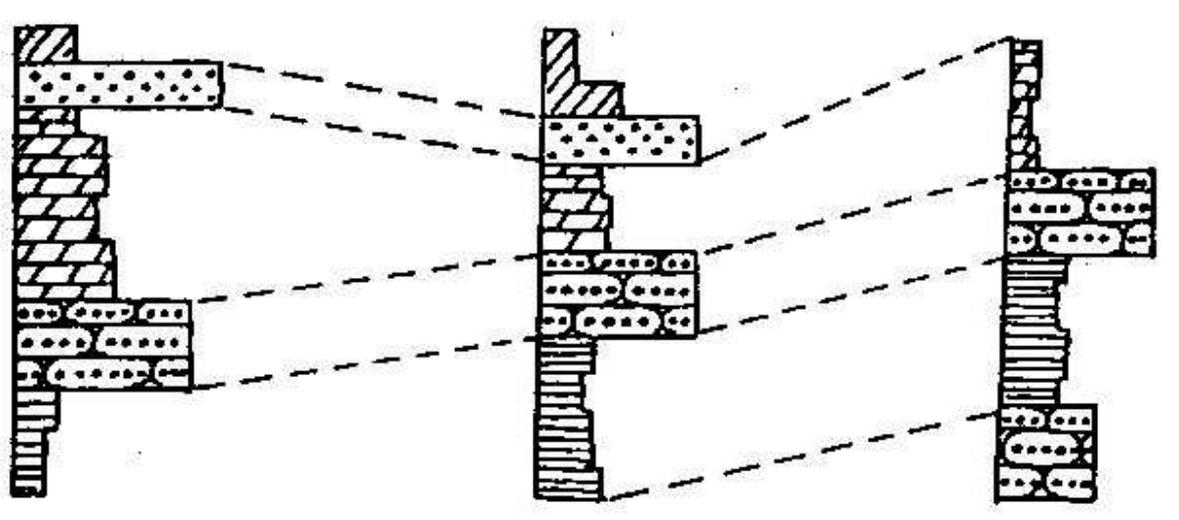
- **Относительный возраст горных пород**
- **Относительная геохронология**
- Одна из основных задач геологии – воссоздание развития Земли. Для этого требуется знать относительный возраст пород и соотношение между ними. В процессе развития геологии как науки были выработаны следующие очевидные и понятные принципы:
- 1. Каждый слой в осадочных породах отделяется от соседнего выраженной поверхностью. Первично, в океанах, морях, озерах осадочные слои накапливаются горизонтально и параллельно. Это принцип первичной горизонтальности.
- 2. Принцип суперпозиции заключается в том, что каждый вышележащий в разрезе слой моложе нижележащего. У каждого слоя есть кровля и подошва.
- 3. Принцип включений – обломок, валун и пр. (включения) древнее, чем слой, в котором он находится.
- 4. Принцип пересечения – любое тело, пересекающее толщу слоев, моложе этих слоев.
- Эти принципы анализа взаимоотношений слоистых толщ и изверженных пород позволяют выявить относительную последовательность геологических событий. Какие-либо метаморфические события, т.е. нагревание, воздействие давлением, флюидами, всегда моложе тех толщ, в которых они проявляются. Точно также и складчатость моложе, чем слои на которые она воздействует.



Соотношение разновозрастных отложений и пересекающих их интрузивных тел. 1, 2, 3, 4 – последовательность формирования осадочных пород, толщи которых разделены угловыми несогласиями. Дайка 5 – самая молодая и внедрилась до образования толщи 1. Гранитная интрузия 6 внедрилась до формирования толщи 2, после формирования толщ 3 и 4. Дайка 7 – самая древняя и прорывает только толщу 4

Таким образом, изложенные выше принципы на первом этапе помогают восстанавливать геологическую историю района.

- Корреляция (сопоставление) разрезов
- При геологическом изучении территорий всегда имеется необходимость выделения и сопоставления разновозрастных слоев в удаленных друг от друга точках. На начальном этапе способ корреляции заключается в предположении, что породы с одними и теми же характерными признаками формировались в одно и то же время. Подобная корреляция наиболее успешна, когда имеются хорошо отличающиеся друг от друга слои.



- На следующем этапе выполняется сравнение распространенных в слоях ископаемых фауны и флоры. Существуют формы ископаемых организмов, которые имеют широкое площадное распространение и очень узкий вертикальный интервал существования, т.е. они жили краткое время. Такие формы организмов называют *руководящими*. Присутствие подобных окаменелостей в слоях разных обнажений, даже несмотря на то, что слои могут различаться и по составу, и по мощности, однозначно свидетельствует ободновозрастности этих слоев.

- В настоящее время для корреляции осадочных морских отложений широко используется микрофауна – *фораминиферы*, имеющие известковый скелет и *радиолярии* с кремневым скелетом. Для сопоставления континентальных и реже морских отложений используются споры и пыльца растений. Таким образом, корреляция осадочных толщ, основанная на палеонтологических остатках, является одним из важнейших методов сопоставления геологических разрезов, удаленных друг от друга.
- В последние 40 лет для корреляции осадочных толщ не выходящих на поверхность Земли или расположенных ниже дна океана или моря используется специальный геофизический метод, основанный на отражении сейсмических волн от слоев разной акустической плотности. Этот метод, названный *сейсмостратиграфическим*, позволяет получать как бы геологический профиль на расстоянии десятков километров и по специфическому рисунку отражений сейсмических волн от кровли и подошвы различных слоев проследить их и коррелировать между собой. Сейсмостратиграфия особенно широко используется при поисковых работах на нефть и газ, т.к. позволяет сразу же выделять места, благоприятные для скопления углеводородов.
- В настоящее время также широко используется *палеомагнитный метод* корреляции отложений. Все горные породы, как магматические, так и осадочные, в момент своего образования приобретают намагниченность, отвечающую по направлению и по силе магнитному полю данного времени. Эта намагниченность сохраняется в породе, поэтому и называется *остаточной намагниченностью*, разрушить которую может лишь нагревание до высоких температур, выше точки Кюри, ниже которой магматические породы приобретают намагниченность либо, скажем удар молнии. В истории Земли неоднократно происходила смена полярности магнитного поля, когда северный и южный полюса менялись местами, а горные породы приобретали прямую (положительную, как в современную эпоху) или обратную (отрицательную) намагниченность. Сейчас разработана подробная шкала смены полярности для всего фанерозоя, но особенно для мезозоя, успешно применяемая для корреляции базальтов и осадков океанического дна.
- Существуют и другие методы корреляции отложений

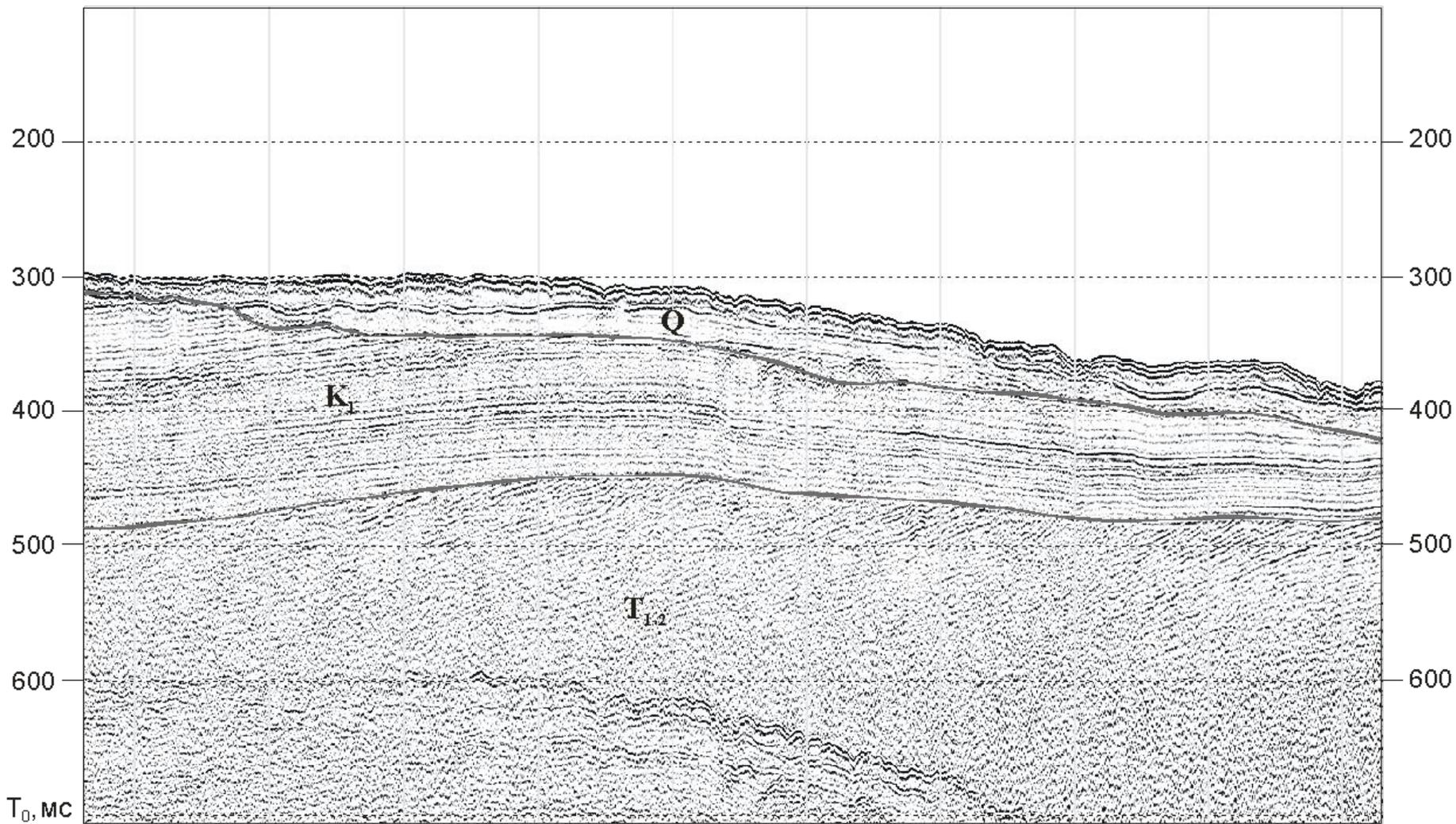
C3

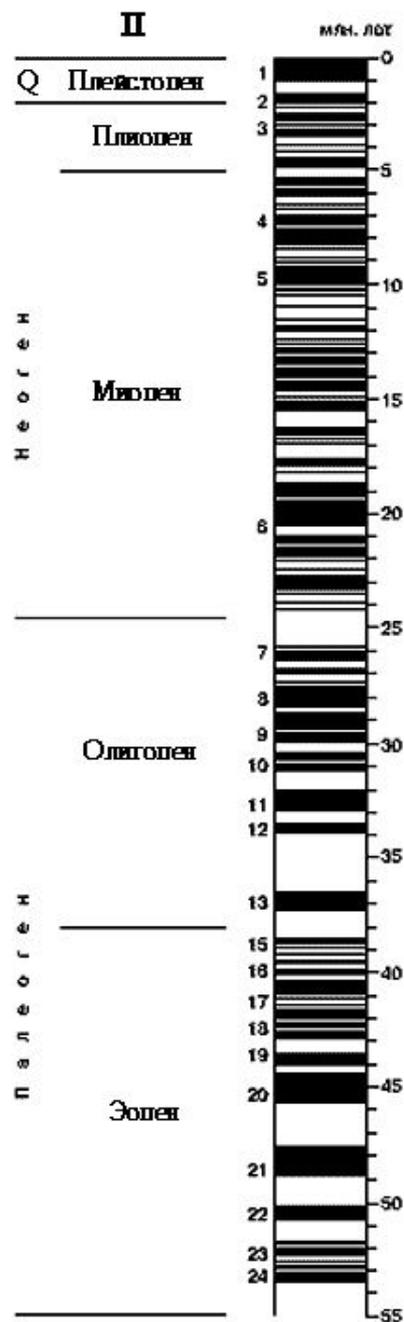
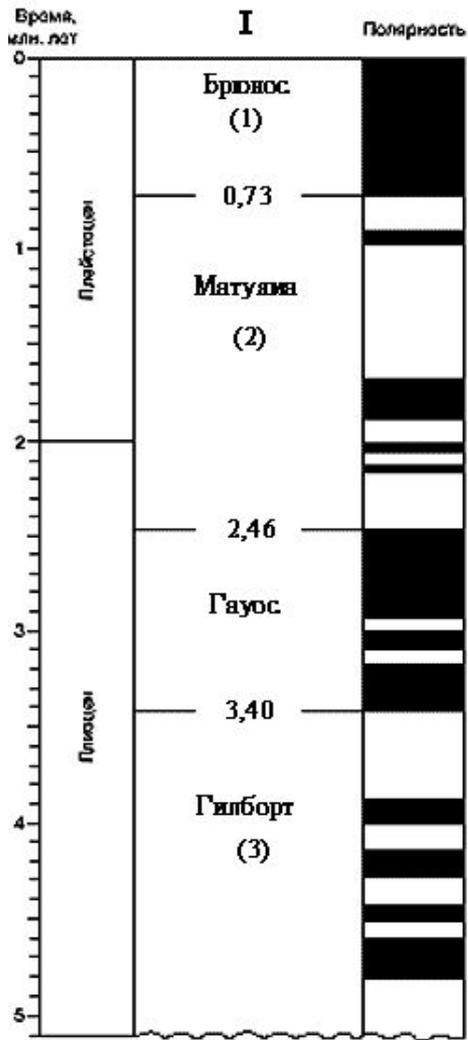
ЮВ

ПК

10

5 ПК





Шкалы инверсий магнитного поля:  
 I - за последние 5 млн. лет; II - за последние 55 млн. лет. Черный цвет - нормальная намагниченность, белый цвет - обратная намагниченность (по У.У. Харленду и др., 1985)

- **Геохронологическая и стратиграфическая шкалы.**
- В геологии как в никакой другой науке важна последовательность установления событий, их хронологии, основанной на естественной периодизации геологической истории. Геологическая хронология, или геохронология, основана на выяснении геологической истории наиболее хорошо изученных регионов, например, в Центральной и Восточной Европе. На основе широких обобщений, сопоставления геологической истории различных регионов Земли, закономерностей эволюции органического мира в конце прошлого века на первых Международных геологических конгрессах была выработана и принята Международная геохронологическая шкала, отражающая последовательность подразделений времени, в течение которых формировались определенные комплексы отложений, и эволюцию органического мира. Таким образом, международная геохронологическая шкала - это естественная периодизация истории Земли.
- Среди геохронологических подразделений выделяются: эон, эра, период, эпоха, век, время. Каждому геохронологическому подразделению отвечает комплекс отложений, выделенный в соответствии с изменением органического мира и называемый стратиграфическим: эонотема, группа, система, отдел, ярус, зона. Следовательно, группа является стратиграфическим подразделением, а соответствующее ей временное геохронологическое подразделение представляет эра. Поэтому существуют две шкалы: геохронологическая и стратиграфическая. Первую мы используем, когда говорим об относительном времени в истории Земли, а вторую, когда имеем дело с отложениями, так как в каждом месте земного шара в любой промежуток времени происходили какие-то геологические события.

Общие стратиграфические подразделения	Геохронологические подразделения
• Эонотема	Эон
• Эратема (группа)	Эра
• Система	Период
• Отдел	Эпоха
• Ярус	Век
• Зона (хронозона)	Время

- Всем подразделениям стратиграфической шкалы соответствуют геологические разрезы, в которых эти подразделения были впервые выделены. Поэтому такие разрезы являются эталонными, типичными и называются стратотипами, в которых содержится только им свойственный комплекс органических остатков, определяющий стратиграфический объем данного стратотипа.
- Определение относительного возраста каких-либо слоев и заключается в том, что мы сравниваем обнаруженный нами комплекс органических остатков в изучаемых слоях с комплексом ископаемых в стратотипе соответствующего подразделения международной геохронологической шкалы, т.е. мы определяем возраст отложений относительно стратотипа. Именно поэтому палеонтологический метод, несмотря на присущие ему недостатки остается наиболее важным методом определения геологического возраста горных пород. Определение относительного возраста, например, девонских отложений свидетельствует лишь о том, что эти отложения моложе силурийских, но древнее каменноугольных. Однако мы не можем установить длительность формирования девонских отложений и дать заключение о том, когда (в абсолютном летоисчислении) произошло накопление этих отложений. Только методы абсолютной геохронологии способны ответить на этот вопрос.

Общая стратиграфическая шкала четвертичной системы

Система		Общие стратиграфические подразделения				Основные хронологические рубежи (млн лет)	Геохронологические подразделения								
		Надраздел (отдел)	Раздел (подотдел)	Звено	Ступень		Период	Эпоха	Фаза	Пора	Термохрон, криохрон				
Неогеновая	Четвертичная (квартер) Q	Плиоцен	Голоцен Q <sub>h</sub>			- 0,01 -	Четвертичный (квартер)	Плейстоценовая	Голоценовая	Неоплейстоценовая	Поздняя	Поздний криохрон	Поздний термохрон	Ранний криохрон	Ранний термохрон
Плиоцен	Плейстоцен Q <sub>p</sub>	Неоплейстоцен Q <sub>N</sub> <sup>o</sup>	Верхнее	Четвертая											
Верхний	Эоплейстоцен Q <sub>E</sub>	Нижнее	Среднее	Третья	0,8 -	Четвертичный (квартер)	Плейстоценовая	Неоплейстоценовая	Поздняя	Средняя	Ранняя				
	Нижнее	Первая	Вторая												
				Первая	- 1,8 -	Четвертичный (квартер)	Плейстоценовая	Неоплейстоценовая	Поздняя	Средняя	Ранняя				
Неогеновый	Четвертичный (квартер) Q	Плиоцен	Голоцен Q <sub>h</sub>			- 0,01 -	Четвертичный (квартер)	Плейстоценовая	Голоценовая	Неоплейстоценовая	Поздняя	Поздний криохрон	Поздний термохрон	Ранний криохрон	Ранний термохрон
Плиоцен	Плейстоцен Q <sub>p</sub>	Неоплейстоцен Q <sub>N</sub> <sup>o</sup>	Верхнее	Четвертая											
Верхний	Эоплейстоцен Q <sub>E</sub>	Нижнее	Среднее	Третья	0,8 -	Четвертичный (квартер)	Плейстоценовая	Неоплейстоценовая	Поздняя	Средняя	Ранняя				
	Нижнее	Первая	Вторая												
				Первая	- 1,8 -	Четвертичный (квартер)	Плейстоценовая	Неоплейстоценовая	Поздняя	Средняя	Ранняя				

Примечание. Шкала утверждена МСК 1995 г. и опубликована в Дополнениях к Стратиграфическому кодексу России (2000).

## Общая стратиграфическая шкала фанерозоя

Эра-те-ма	Сис-те-ма	Отделы и подотделы		Ярус	Возраст, млн лет	
					1	2
Кайнозойская KZ	Неогеновая N	Плиоцен N <sub>2</sub>	Верхний N <sub>2</sub> <sup>3</sup>	Гелазский N <sub>2</sub> gl	2,6	2,588
			Средний N <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Пьяченцкий N <sub>2</sub> pia	3,4	3600
			Нижний N <sub>2</sub> <sup>1</sup>	Занкский N <sub>2</sub> zap	5,3	5,332
		Миоцен N <sub>1</sub>	Верхний N <sub>1</sub> <sup>3</sup>	Мессинский N <sub>1</sub> mes	7,1	7,246
				Тортонский N <sub>1</sub> tor	11,5	11,608
			Средний N <sub>1</sub> <sup>2</sup>	Серравальский N <sub>1</sub> srv	14,7	13,65
				Лангский N <sub>1</sub> lan	16,5	15,97
			Нижний N <sub>1</sub> <sup>1</sup>	Бурдигальский N <sub>1</sub> bur	20,5	20,43
				Аквитанский N <sub>1</sub> aqt	23±1	23,03
		Палеогеновая P	Олигоцен P <sub>3</sub>	Верхний P <sub>3</sub> <sup>2</sup>	Хаттский P <sub>3</sub> h	28
	Нижний P <sub>3</sub> <sup>1</sup>			Рюпельский P <sub>3</sub> r	34	33,9±0,1
	Эоцен P <sub>2</sub>		Верхний P <sub>2</sub> <sup>3</sup>	Приабонский P <sub>2</sub> p	37	37,2±0,1
				Бартонский P <sub>2</sub> b	40	40,4±0,2
			Средний P <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Лютетский P <sub>2</sub> l	48	48,6±0,2
				Ипрский P <sub>2</sub> i	55	55,8±0,2
	Палеоцен P <sub>1</sub>		Верхний P <sub>1</sub> <sup>2</sup>	Танетский P <sub>1</sub> t	59	58,7±0,2
				Зеландский P <sub>1</sub> sl		61,7±0,2
			Нижний P <sub>1</sub> <sup>1</sup>	Датский P <sub>1</sub> d	65	65,5±0,3
	Мезозойская MZ		Меловая K	Верхний K <sub>2</sub>	Маастрихтский K <sub>2</sub> m	73
		Кампанский K <sub>2</sub> km (K <sub>2</sub> cp)			83	83,5±0,7
Сантонский K <sub>2</sub> st		88			85,8±0,7	
Коньякский K <sub>2</sub> k (K <sub>2</sub> cn)		89			89,3±1,0	
Туронский K <sub>2</sub> t		92			93,5±0,8	
Сеноманский K <sub>2</sub> s (K <sub>2</sub> cm)		97			99,6±0,9	
Нижний K <sub>1</sub>		Альбский K <sub>1</sub> al				112,0±1,0
		Аптский K <sub>1</sub> a				125,0±1,0
		Барремский K <sub>1</sub> br			130,0±1,5	
		Готеривский K <sub>1</sub> g (K <sub>1</sub> h)			136,4±2,0	
		Валанжинский K <sub>1</sub> v		(135)	140,2±3,0	
		Берриасский K <sub>1</sub> b		145±3	145,5±4,0	

Продолжение табл. 2

Эра-те-ма	Сис-те-ма	Отделы и подотделы	Ярус	Возраст, млн лет		
				1	2	
Мезозойская MZ	Юрская J	Верхний J <sub>3</sub>	Титонский J <sub>3</sub> tt	151,5	150,8±4,0	
			Кимериджский J <sub>3</sub> km			
			Оксфордский J <sub>3</sub> o			
		Средний J <sub>2</sub>	Келловейский J <sub>2</sub> k (J <sub>2</sub> c)	157	161,2±4,0	
			Батский J <sub>2</sub> bt	160	164,7±4,0	
			Байосский J <sub>2</sub> b	170	167,7±3,5	
			Ааленский J <sub>2</sub> a	174	171,6±3,0	
			Тоарский J <sub>1</sub> t	178	175,6±2,0	
		Нижний J <sub>1</sub>	Плинсбахский J <sub>1</sub> p	184	183,0±1,5	
			Синеморский J <sub>1</sub> s	192	189,6±1,5	
			Геттангский J <sub>1</sub> g (J <sub>1</sub> h)	197	196,5±1,0	
			Рэтский T <sub>1</sub> r	200±1	199,6±0,6	
	Триасовая T	Верхний T <sub>3</sub>	Норийский T <sub>3</sub> n		203,6±1,5	
			Карнийский T <sub>3</sub> k		216,5±2,0	
			Ладинский T <sub>2</sub> l		228,0±2,0	
		Средний T <sub>2</sub>	Анизийский T <sub>2</sub> a	(241,5)	237,0±2,0	
			Оленекский T <sub>1</sub> o		245,0±1,5	
		Нижний T <sub>1</sub>	Индский T <sub>1</sub> i	246	249,7±0,7	
			Вятский P <sub>3</sub> v	251±3	251,0±0,4	
Палеозойская PZ		Пермская P	Татарский P <sub>3</sub>	Северодвинский P <sub>3</sub> s	265,8	265,8
				Уржумский P <sub>2</sub> ur		
	Биармийский P <sub>2</sub>		Казанский P <sub>2</sub> kz	270,6	270±0,7	
			Уфимский P <sub>1</sub> u			
	Приуральский P <sub>1</sub>		Кунгурский P <sub>1</sub> k		275,6±0,7	
			Артинский P <sub>1</sub> ag		284,4±0,7	
		Сакмарский P <sub>1</sub> s	(280)	294,6±0,8		
		Ассельский P <sub>1</sub> a	(295±5)	299,0±0,8		
		Гжельский C <sub>3</sub> g		303,9±,9		
	Каменноугольная C	Верхний C <sub>3</sub>	Касимовская C <sub>3</sub> k	(300)	306,5±1,0	
			Московский C <sub>2</sub> m		311,7±1,1	
		Средний C <sub>2</sub>	Башкирский C <sub>2</sub> b		318,1±1,3	
			Серпуховский C <sub>1</sub> s		326,4±1,6	
		Нижний C <sub>1</sub>	Визейский C <sub>1</sub> v	342	345,3±2,1	
			Турнейский C <sub>1</sub> t	(360)	359,2±2,5	

Продолжение табл. 2

Эра-те-ма	Сис-те-ма	Отделы и подотделы	Ярус	Возраст, млн лет	
				1	2
Палеозойская PZ	Девонская D	Верхний D <sub>3</sub>	Фаменский D <sub>3</sub> fm	(370)	374±2,6
			Франский D <sub>3</sub> f	382	385±2,6
		Средний D <sub>2</sub>	Живетский D <sub>2</sub> zv (D <sub>2</sub> g)		391,8±2,7
			Эйфельский D <sub>2</sub> ef	392	397,5±2,7
		Нижний D <sub>1</sub>	Эмский D <sub>1</sub> e	409	407,0±2,8
			Пражский D <sub>1</sub> p	412	411,2±2,8
	Лохковский D <sub>1</sub> l		418±2	416,0±2,8	
	Пржидольский S <sub>2</sub> p		419	418,7±2,7	
	Силурий-ская S	Верхний S <sub>2</sub>	Лудловский S <sub>2</sub> ld	424	422,9±2,5
			Венлокский S <sub>1</sub> v (S <sub>1</sub> w)	428	428±2,1
		Нижний S <sub>1</sub>	Лландоверийский S <sub>1</sub> l	443±2	443,3±1,5
	Ордовикская O	Верхний O <sub>3</sub>	Ашгилльский O <sub>3</sub> aš	449	
			Карадокский O <sub>2</sub> k	458	460,9
		Средний O <sub>2</sub>	Лланвирнский O <sub>2</sub> l	473	468,1
			Нижний O <sub>1</sub>	Ареннигский O <sub>1</sub> a	
		Кембрийская €	Верхний € <sub>3</sub>	Тремадокский O <sub>1</sub> t	490±2
	Батырбайский € <sub>3</sub> bt				488,0
	Средний € <sub>2</sub>		Аксайский € <sub>3</sub> ak		
Сакский € <sub>3</sub> s			500	501,0±2,0	
Аюсокканский € <sub>3</sub> as					
Нижний € <sub>1</sub>	Майский € <sub>2</sub> m		509	513,0±2,0	
	Амгинский € <sub>2</sub> am				
	Тойонский € <sub>1</sub> tn				
	Ботомский € <sub>1</sub> b	(526)			
Атдабанский € <sub>1</sub> at	(529)				
Томмотский € <sub>1</sub> t	535±1	542,0±1,0			

Примечание. В столбцах геологического возраста использованы: 1) Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. СПб. ВСЕГЕИ, 2000. С. 85—88; 2) Episodes. 2001. Vol. 24. N 2. P. 102—114.

Помещенные в таблице индексы стратиграфических подразделений используются в практике работ Научно-редакционного совета. Индексы, заключенные в скобки, использовались на некоторых геологических картах, изданных до 1986 г.

Общая стратиграфическая шкала докембрия  
(возраст, млн лет)

Акротема	Эонотема	Эратема	Система
	Фанерозойская	Палеозойская	Кембрийская
Протерозойская PR	Верхнепротерозойская PR <sub>2</sub>	535±1	Верхняя V Верхний отдел V <sub>2</sub> 570-555 Нижний отдел V <sub>1</sub>
		600	
		Рифейская RF	Верхнерифейская RF <sub>3</sub> (Каратавий)
			1030 Среднерифейская RF <sub>2</sub> (Юрматий)
			1350 Нижнерифейская RF <sub>1</sub> (Бурзяний)
1650			
2500	Нижнепротерозойская PR <sub>1</sub> (Карельская KR).	Верхнекарельская KR <sub>2</sub> 2100 1900	
		Нижнекарельская KR <sub>1</sub>	
	Верхнеархейская AR <sub>2</sub> (Лопийская LP)	Верхнелопийская LP <sub>3</sub>	
		2800 Среднелопийская LP <sub>2</sub>	
		3000 Нижнелопийская LP <sub>1</sub>	
3150			
Архейская AR	Нижнеархейская AR <sub>1</sub> (Саамская SM)		

Примечания: Шкала нижнего докембрия утверждена МСК в 2001 г. (Постановления МСК. Вып.33. 2002) и опубликована в сборнике . "Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России" (Кольский ИЦ РАН. Апатиты. 2002). Шкала верхнего докембрия уточнена по материалам, опубликованным в Дополнениях к Стратиграфическому кодексу России (2000).



# INTERNATIONAL STRATIGRAPHIC CHART



International Commission on Stratigraphy

Eonothem Eon	Erathem Era	System Period	Series Epoch	Stage Age	Age Ma	GSSP
Phanerozoic	Cenozoic	Quaternary*	Holocene		0.018	
			Pleistocene	Upper	0.126	
				Middle	0.781	
		Neogene	Pliocene	Gelasian	1.806	
				Piacenzian	2.588	
			Miocene	Zanclean	3.600	
				Messinian	5.332	
				Tortonian	7.246	
				Serravallian	11.608	
				Langhian	13.65	
	Burdigalian	15.97				
	Aquitanian	20.43				
	Paleogene	Oligocene	Chattian	23.03		
			Rupelian	28.4 ± 0.1		
		Eocene	Priabonian	33.9 ± 0.1		
			Bartonian	37.2 ± 0.1		
			Lutetian	40.4 ± 0.2		
		Paleocene	Ypresian	48.6 ± 0.2		
			Thanetian	55.8 ± 0.2		
			Selandian	58.7 ± 0.2		
			Danian	61.7 ± 0.2		
				65.5 ± 0.3		
	Mesozoic	Cretaceous	Upper	Maastrichtian	70.6 ± 0.6	
				Campanian	83.5 ± 0.7	
				Santonian	85.8 ± 0.7	
				Coniacian	89.3 ± 1.0	
				Turonian	93.5 ± 0.8	
			Lower	Cenomanian	99.6 ± 0.9	
Albian				112.0 ± 1.0		
Aptian				125.0 ± 1.0		
Barremian				130.0 ± 1.5		
Berriasian				145.5 ± 4.0		

Eonothem Eon	Erathem Era	System Period	Series Epoch	Stage Age	Age Ma	GSSP
Phanerozoic	Mesozoic	Jurassic	Upper	Tithonian	145.5 ± 4.0	
				Kimmeridgian	150.8 ± 4.0	
				Oxfordian	155.7 ± 4.0	
			Middle	Callovian	161.2 ± 4.0	
				Bathonian	164.7 ± 4.0	
				Bajocian	167.7 ± 3.5	
		Lower	Aalenian	171.6 ± 3.0		
			Toarcian	175.6 ± 2.0		
			Pliensbachian	183.0 ± 1.5		
			Sinemurian	189.6 ± 1.5		
			Hettangian	196.5 ± 1.0		
		Triassic	Upper	Rhaetian	199.6 ± 0.6	
				Norian	203.6 ± 1.5	
			Middle	Carnian	216.5 ± 2.0	
	Ladinian			228.0 ± 2.0		
	Lower	Anisian	237.0 ± 2.0			
		Olenekian	245.0 ± 1.5			
	Paleozoic	Permian	Lopingian	Changhsingian	249.7 ± 0.7	
				Induan	251.0 ± 0.4	
			Guadalupian	Wuchiapingian	253.8 ± 0.7	
				Roadian	260.4 ± 0.7	
		Carboniferous	Cisuralian	Capitanian	265.8 ± 0.7	
				Wordian	268.0 ± 0.7	
				Kungurian	270.6 ± 0.7	
			Pennsylvanian	Artinskian	275.6 ± 0.7	
				Sakmarian	284.4 ± 0.7	
				Asselian	294.6 ± 0.8	
	Mississippian	Upper	Gzhelian	299.0 ± 0.8		
Kasimovian			303.9 ± 0.9			
Middle		Moscovian	306.5 ± 1.0			
		Bashkirian	311.7 ± 1.1			
Lower		Serpukhovian	318.1 ± 1.3			
		Viséan	326.4 ± 1.6			
		Tournaisian	345.3 ± 2.1			
			359.2 ± 2.5			

Eonothem Eon	Erathem Era	System Period	Series Epoch	Stage Age	Age Ma	GSSP
Phanerozoic	Paleozoic	Devonian	Upper	Famennian	359.2 ± 2.5	
				Frasnian	374.5 ± 2.6	
				Givetian	385.3 ± 2.6	
			Middle	Eifelian	391.8 ± 2.7	
				Emsian	397.5 ± 2.7	
				Pragian	407.0 ± 2.8	
		Lower	Lochkovian	411.2 ± 2.8		
			Ludlow	416.0 ± 2.8		
		Silurian	Pridoli	Ludfordian	418.7 ± 2.7	
				Gorstian	421.3 ± 2.6	
			Wenlock	Homerian	422.9 ± 2.5	
				Sheinwoodian	426.2 ± 2.4	
			Llandovery	Telychian	428.2 ± 2.3	
				Aeronian	436.0 ± 1.9	
	Rhuddanian			439.0 ± 1.8		
			Hirnantian	443.7 ± 1.5		
	Ordovician	Upper	Stage 6	445.6 ± 1.5		
			Stage 5	455.8 ± 1.6		
			Stage 4	460.9 ± 1.6		
			Stage 3	468.1 ± 1.6		
		Middle	Stage 2	471.8 ± 1.6		
			Stage 1	478.6 ± 1.7		
		Lower	Tremadocian	488.3 ± 1.7		
			Stage 10	~ 492.0*		
			Stage 9	~ 496.0*		
			Stage 8	501.0 ± 2.0		
	Cambrian	Furongian	Paibian	~ 503.0*		
			Stage 7	~ 506.5*		
Series 3		Stage 6	~ 510.0*			
		Stage 5	~ 510.0*			
Series 2		Stage 4	~ 517.0*			
		Stage 3	~ 521.0*			
Series 1	Stage 2	~ 534.6*				
	Stage 1	542.0 ± 1.0				

Eonothem Eon	Erathem Era	System Period	Age Ma	GSSP GSSA		
Phanerozoic	Proterozoic	Neoproterozoic	Ediacaran	542		
			Cryogenian	~ 630		
			Tonian	850		
		Mesoproterozoic	Stenian	1000		
			Ectasian	1200		
			Calymnian	1400		
		Paleoproterozoic	Statherian	1600		
			Orosirian	1800		
			Rhyacian	2050		
			Siderian	2300		
		Archean	Neoarchean		2500	
					2800	
			Mesoarchean		3200	
					3600	
Eoarchean			Lower limit is not defined			

Subdivisions of the global geologic record are formally defined by their lower boundary. Each unit of the Phanerozoic (~542 Ma to Present) and the base of Ediacaran are defined by a basal Global Standard Section and Point (GSSP), whereas Precambrian units are formally subdivided by absolute age (Global Standard Stratigraphic Age, GSSA). Details of each GSSP are posted on the ICS website ([www.stratigraphy.org](http://www.stratigraphy.org)).

International chronostratigraphic units, rank names and formal status are approved by the International Commission on Stratigraphy (ICS) and ratified by the International Union of Geological Sciences (IUGS).

Numerical ages of the unit boundaries in the Phanerozoic are subject to revision. Some stages within the Ordovician and Cambrian will be formally named upon international agreement on their GSSP limits. Most sub-Series boundaries (e.g., Middle and Upper Aptian) are not formally defined.

Colors are according to the Commission for the Geological Map of the World ([www.cgmw.org](http://www.cgmw.org)).

The listed numerical ages are from 'A Geologic Time Scale 2004', by F.M. Gradstein, J.G. Ogg, A.G. Smith, et al. (2004; Cambridge University Press).

\* proposed by ICS

This chart was drafted by Gabi Ogg. Intra Cambrian unit ages with \* are informal, and awaiting ratified definitions.

Copyright © 2006 International Commission on Stratigraphy

Не во всех отложениях содержатся в изобилии фауна и флора, многие толщи пород являются "немыми", т.е. лишенными органических остатков. Тем не менее, расчленять мощные толщи пород необходимо, прежде всего, для практических целей. Поэтому при невозможности сопоставления исследуемых отложений с каким-либо стратотипом для их расчленения используют литологические признаки, характер взаимоотношений с другими пачками пород, петрографо-минералогические особенности, тип слоистости и т.д.

Выделенные подобным образом толщи являются вспомогательными, местными стратиграфическими подразделениями и называются сериями, свитами, пачками. Объем этих подразделений не остается постоянным, они могут быть сложены как осадочными, так и вулканогенными породами, содержать фауну или быть "немыми". Свиты и серии имеют географические названия, например таврическая серия (Таврия, Таврида, древнее название Крымского полуострова); петропавловская свита (по наименованию села Петропавловка); бодракская свита (по реке Бодрак) и т.д. Как правило, местные стратиграфические подразделения широко применяются при геологической съемке различных масштабов.

- Изотопные методы определения возраста горных пород
- Основываются на том, что процесс радиоактивного распада происходит с постоянной скоростью, как на нашей Земле, так и в Солнечной системе. На этом основании П. Кюри (1902) и независимо от него Э. Резерфорд (1902) высказали мысль о возможности использования радиоактивного распада элементов в качестве меры геологического времени.
- Названия изотопно-геохронологических методов обычно образуются из названий радиоактивных изотопов и конечных продуктов их распада. По этому признаку различают: уран-торий-свинцовый (часто уран-свинцовый), калий-аргоновый, рубидий-стронциевый, рений-осмиевый и др. методы. Иногда названия даются только по конечному (стабильному) продукту радиоактивного превращения: свинцовый, аргоновый, стронциевый методы и т. д.
- Объектами радиоуглеродного датирования могут быть любые образцы, содержащие углерод, возрастом не более 70 тыс. лет – древесина, древесный уголь, торф, раковины, кости, пергамент, волосы и другие материалы.