

Е.Н. Волкова

Физика Земли

в вопросах и ответах

ч.3

Саратовский государственный университет имени Н. Г. Чернышевского

Оглавление

Е.Н. Волкова.....	1
Физика Земли.....	1
Билет №1	4
1. Гипотезы о происхождении Земли (гипотезы Канта, Лапласа, Джинса, Шмидта).	4
2. Фигура и вращение Земли, геоид.....	4
Билет №2	6
1. Физические свойства и химический состав Земли (Стейси).....	6
2. Гравитационное поле Земли и его особенности.....	6
Билет №3	8
1. Возраст Земли и методы его определения.....	8
2. Изостазия, вязкость, ползучесть.....	8
,.....	9
Билет №4	10
1. Общие сведения о Земле. Земная кора и граница Мохоровичича.....	10
2. Распределение плотности в недрах Земли.....	10
Билет №5	12
1. Земное ядро. Состояние и эволюция ядра.....	12
2. Упругие постоянные, давление и ускорение силы тяжести внутри Земли.....	12
Билет №6	15
1. Теория глобальной эволюции Земли. Идея расширяющейся Земли. Идея пульсации Земли.....	15
2. Процессы теплопереноса в мантии.....	15
Билет №7	17
1. Неоконтракционная концепция. Гипотеза геокристалла.....	17
2. Распределение температуры в недрах Земли.....	17
Билет №8	19
1. Гипотеза "горячих" точек. Геодинамическая гипотеза Артюшкова.....	19
2. Источники тепла.....	19
Билет №9	21
1. Гипотеза дифференциации движений литосферы. Гипотеза эдукции Чудинова.....	21
2. Термическая зональность земных недр.....	21
Билет №10	23
1. Понятия спрединга океанического дна, океанические и континентальные плиты, океанические желоба и зоны субдукции, границы плит, трансформные разломы, конвекция.....	23
2. Термическая история Земли, её модели.....	23
Билет №11	25
1. Механические модели Земли.....	25
2. Уравнение теплопроводности.....	25
Билет №12	27
1. Термические модели Земли.....	27
2. Теплофизические свойства пород.....	27
Билет №13	29
1. Современные модели Земли.....	29
2. Конвекция.....	29
Билет №14	31
1. Минералогический состав мантии.....	31
2. Электромагнитное поле Земли, его научно-практическое значение.....	31
Билет №15	33
1. Физические модели Земли.....	33
2. Электрическая проводимость атмосферы.....	33

Билет №16	35
1. Диссипативные свойства земных недр.....	35
2. Электрическая проводимость гидросферы.....	35
Билет №17	37
1. Сейсмическая активность Земли. Типы волн.....	37
2. Электрическая проводимость земной коры и земных недр.....	37
Билет №18	39
1. Сейсмические лучи.....	39
2. Диэлектрическая проницаемость, магнитная восприимчивость.....	39
Билет №19	41
1. Сейсмические волны, распространяющиеся внутри Земли (Р и S волны).....	41
2. Региональные и локальные электрические поля.....	41
Билет №20	43
1. Сейсмические волны, распространяющиеся вдоль поверхности Земли. Стоячие сейсмические волны.....	43
2. Магнитотеллурическое поле.....	43
Билет №21	44
1. Рассеяние и ослабление волн.....	44
2. Электрическое поле атмосферы. Геоэлектрический разрез.....	44
Билет №22	46
1. Схема внутреннего строения Земли.....	46
2. Геоэлектрический разрез земной коры.....	46
Билет №23	48
1. Собственные колебания Земли.....	48
2. Геоэлектрический разрез верхней мантии.....	48
Билет №24	50
1. Типы волн, возбуждаемых землетрясениями.....	50
2. Проблема природы магнитного поля Земли.....	50
Билет №25	51
1. Классификация землетрясений. Строение очага землетрясений.....	51
2. Магнитные свойства пород.....	51
Билет №26	54
1. Условия возникновения и механизм землетрясений.....	54
2. Палеомагнетизм, инверсия и миграция полюсов.....	54
Билет №27	55
1. Основные характеристики землетрясений.....	55
2. "Самовозбуждающееся" динамо.....	55

Билет №1

1. Гипотезы о происхождении Земли (гипотезы Канта, Лапласа, Джинса, Шмидта).

2. Фигура и вращение Земли, геоид.

1. Гипотезы о происхождении Земли. (А) К настоящему времени выдвинуто немало гипотез о происхождении Земли. Все их можно объединить в две большие группы: гипотезы горячего происхождения Земли, (планета сформировалась из раскаленной газовой-пылевой туманности); гипотезы холодного происхождения Земли (все планеты, в том числе и Земля образовались из холодной газовой-пылевой материи).

Гипотеза Канта. Первоначально частицы Хаоса (мелкие твердые частицы) находились в состоянии покоя и были неоднородными. Состояние покоя продолжалось одно мгновение. Большие или более плотные частицы по закону всемирного тяготения начали притягивать к себе более мелкие или менее плотные частицы, в конце концов, в пространстве образовались многочисленные горячие громадные шары. Один из них образовал Солнце, другие увеличивались в размерах и образовали планеты.

Гипотеза Лапласа. Солнце представляло собой вращающуюся газообразную туманность. Под действием притяжения туманность постепенно сгущалась и скорость ее вращения увеличивалась. Затем газообразное вещество было выброшено, образовало кольцо, подобное кольцу Сатурна, которое вращалось в экваториальной плоскости туманности, которая продолжала сжиматься, и материал кольца медленно собирался в единое скопление газообразного вещества, которое при дальнейшей конденсации и охлаждении образовало планету, в результате дальнейшего сжатия туманности и ее вращения выбрасывался новый материал, образовавший и остальные планеты.

Гипотеза Джинса. Планеты образовались из горячего вещества, вырванного из солнца вследствие сильного гравитационного воздействия со стороны звезды, некогда промчавшейся поблизости от него.

Гипотеза Шмидта. Земля и другие большие планеты образовались из гигантского облака космической пыли путем объединения множества холодных и твердых частиц вращающегося газопылевого облака, некогда окружавшего Солнце и прошедшего длительный закономерный процесс развития.

2. Фигура и вращение Земли, геоид. Земля не является ни шаром, ни двухосным эллипсоидом вращения (эллипсоид вращения характеризуется большой экваториальной (a_e) и малой полярной (b_n) полуосями, а также полярным сжатием α), а больше всего по форме приближается к *трехосному эллипсоиду вращения*. Этот эллипсоид отличается от обычного тем, что у него не только меридианы, но и экватор является эллипсом.

Форма Земли не остается постоянной. Она изменяется под влиянием внешних и внутренних факторов. Основными из них являются изменения геометрических размеров, массы и скорости вращения Земли, а также внутреннего ее строения.

Характерно, что скорость изменения α в Северном и Южном полушариях неодинакова: в ходе векового уменьшения α Северное полушарие опережает Южное. Причиной этого является асимметричность сил вращения Земли, возникающая вследствие несимметричности Северного и Южного полушарий.

Указанная несимметричность тормозит сжатие Северного полушария и ускоряет сжатие Южного. Поэтому общее объемное сжатие Южного полушария происходит быстрее, чем Северного, в результате возникает полярная асимметрия формы Земли.

Земля вращается вокруг Солнца по эллиптической орбите с запада на восток (орбитальное движение). Полный оборот вокруг Солнца наша планета совершает за 365 сут 5 ч 48 мин 46 с. Характерно, что на отдельных участках орбиты движение Земли происходит быстрее, чем на других.

Наряду с орбитальным движением Земля постоянно совершает вращательное движение вокруг своей оси. Такое вращение происходит так же с запада на восток, полный оборот вокруг своей оси планета совершает за одни сутки (23 ч 56 мин 4 с) со средней линейной скоростью 465 м/с.

Если бы весь земной шар был покрыт морем, то форма поверхности Земли полностью определялась бы гидростатическим равновесием воды под действием силы тяжести и сил, возникающих из-за вращения Земли. Получающаяся при этом эквипотенциальная поверхность носит название *геоида*. Таким образом геоид – это уровенная поверхность, совпадающая со средним уровнем Мирового океана и мысленно продолженная под материками. Поверхность геоида всюду перпендикулярна к направлению силы тяжести.

Рельеф поверхности материков (горные хребты, котловины и т. д.), как и сами материка, создает заметное отклонение реальной земной поверхности от геоида. Также этому способствует неравномерное распределение твердых масс в теле Земли. В итоге форма геоида отличается от эллипсоида вращения, обычно принимаемого в геофизике за истинную форму Земли.

Действительная поверхность Земли имеет весьма неправильную форму. Поэтому в последнее время делаются попытки определить размеры общего земного эллипсоида, т. е. такого, центр которого совпадает с центром инерции Земли, ось – с осью вращения, и сумма квадратов отклонений точек поверхности от геоида минимальна. В этом смысле важнейшая роль принадлежит многоплановым измерениям с помощью искусственных спутников Земли.

Билет №2

1. Физические свойства и химический состав Земли (Стейси).

2. Гравитационное поле Земли и его особенности.

1. Физические свойства Земли (Стейси). Фигура Земли описывается геоидом, представляющим собой эквипотенциальную поверхность силы тяжести. Лучше всего геоид аппроксимируется эллипсоидом вращения – равновесной фигурой вращающейся однородной жидкости.

Сплюснутость геоида определяется скоростью вращения Земли вокруг полярной оси. У современной Земли полярный радиус $R_p=6356,78$ км, а экваториальный $R_э=6378,16$ км, следовательно, ее сжатие равно $e=(R_э - R_p)/R_э=1/298,3$.

Земля обладает собственным магнитным полем. Его максимальная напряженность около 0,6 - 0,7 эрстед наблюдается у магнитных полюсов, на экваторе она уменьшается до 0,25 – 0,42 Э.

Среднее давление воздуха на уровне моря равно $p_0 = 1,0132$ бар = 1013.2 мб (760 мм рт.ст.), а плотность $\rho_0 \approx 1,3 \cdot 10^{-3}$ г/см³. С высотой z давление воздуха p быстро уменьшается по экспоненциальному закону, соответственно, с высотой уменьшается и плотность воздуха.

Средняя соленость океанских вод достигает 35%, следовательно, в водах океана растворено около $0,48 \cdot 10^{24}$ г. солей.

Поверхность земной коры формируется благодаря трем разнонаправленным воздействиям: тектоническим движениям, создающим неровности рельефа; денудации этого рельефа за счет разрушения и выветривания слагающих его горных пород и процессам осадконакопления в момент их излияния на поверхность океанского дна.

Химический состав Земли.

Химический состав земной коры. Среднее содержание химических элементов в земной коре измеряют в процентах по массе.

В земной коре преобладает O_2 , далее по распространенности следуют Si и Al. Эти три элемента составляют более 80 % массы земной коры.

В материковой коре больше содержание оксидов Si, Na, K, P. В коре океанов больше содержание оксидов Al, Ca, Mg, Fe, Ti, Mn. В целом, в химическом отношении континентальная кора представляет собой смесь гранитов и базальтов, океаническая - смесь базальтов с богатыми оливином ультраосновными породами.

Химический состав мантии. Преобладающими элементами являются Si и Mg. Мантийное вещество имеет однообразный ультраосновной состав (оливин, пироксен).

Химический состав ядра наименее изучен. По этому вопросу существует ряд гипотез. По одним из них, состав ядра представляет собой железоникелевый сплав с примесью S, Mg и SiO_2 . Содержание железа – 85-90%. По другим - состав ядра аналогичен составу мантии; он силикатный, но вещество ядра находится в нем в особом, металлизированном состоянии и характеризуется повышенной плотностью и электрической проводимостью.

2. Гравитационное поле Земли и его особенности. Впервые закон всемирного тяготения сформулировал И. Ньютон в 1687 г. «Гравитационное поле – это взаимодействие между любыми двумя телами (частицами) в природе, в результате которого происходит их взаимное притяжение». Этот закон имеет универсальный характер, так как притяжение присуще всем телам.

Основными измеряемыми элементами гравитационного поля Земли являются ускорение свободного падения и вторые производные потенциала силы тяжести. По

этим данным определяют форму Земли, они используются при определении высот пунктов и вычислении астрономо-геодезических уклонений отвеса. Элементы гравитационного поля Земли широко используют в гравиметрической разведке.

Изученность гравитационного поля Земли принято оценивать по аномалиям силы тяжести.

На единицу точечной массы, жестко связанной с Землей, одновременно действуют три силы, геометрическая сумма которых, или их равнодействующая, носит название *силы тяжести (G)*:

$$\vec{G} = \vec{F} + \vec{I} + \vec{F}',$$

где F — сила притяжения между точкой и всеми массами Земли; I — центробежная сила, возникающая вследствие суточного вращения Земли вокруг своей оси; F' — сила притяжения небесных тел.

Для исключения F' в результаты измерений обычно вводят специальную поправку.

Сила F определяется распределением масс в теле Земли и ее формой.

Центробежная сила I направлена по радиусу малого круга, по которому происходит вращение Земли. Максимумом сила I достигает на экваторе, где она противоположна силе тяготения F . Центробежная сила стремится уменьшить силу притяжения.

Гравитационное поле Земли имеет сложную структуру, обусловленную неоднородностью вещества земной коры и мантии. Поэтому его принято разделять на две части: *нормальное гравитационное поле и остаточное аномальное поле*.

Ранее отмечалось, что земной эллипсоид наилучшим образом аппроксимирует основную уровенную поверхность Земли — геоид. Этот эллипсоид называют *уровенным эллипсоидом* (нормальной Землей).

Реальные значения силы тяжести g , наблюдаемые в различных частях земной поверхности, отличаются от нормального ее значения g_0 . Разность $g - g_0$ в пункте наблюдений называют *аномалией силы тяжести g_a* (гравитационной аномалией). Величина g_a обусловлена залеганием на глубине тяжелых или легких горных пород и руд. Аномалии бывают положительными («избыток масс»), обычно присущими глубоководным впадинам океанов, и отрицательными - в высокогорных областях материков и в районах залегания легких горных пород и руд.

Обычно значения g_a отражают изменение гравитационного поля при переходе от одного типа земной коры к другому. Чаще всего наблюдается неравенство $g > g_0$ над морскими и океаническими пространствами, а над материками $g < g_0$. Подобные соотношения между реальными (g) и теоретическими (g_0) значениями ускорения свободного падения объясняются тем, что сравнительно малая масса воды океанов и морей компенсируется массой горных пород большой плотности (базальт, перидотит, имеющие плотность около $3,3 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$). На материках под горными хребтами залегают, видимо, породы пониженной плотности. Все это означает, что на изменения g влияет геологическое строение района, т. е. неравномерное распределение плотностей масс внутри Земли.

Билет №3

1. Возраст Земли и методы его определения.

2. Изостазия, вязкость, ползучесть.

1. Возраст Земли и методы его определения.(А) Известно несколько методов определения возраста горных пород. Все их многообразие можно объединить в две группы. Первая включает методы определения относительного возраста, вторая – абсолютного (абсолютное летоисчисление).

Методы определения относительного возраста горных пород являются приближенными. Они фиксируют лишь последовательность образования пород. К числу таких методов относятся стратиграфический, палеонтологический и петрографический.

Стратиграфический метод является наиболее простым и основан на изучении расположения слоев горных пород в толще земной коры. Осадки накапливаются слоями, и поэтому нижний слой является более древним, чем слой, залегающие над ними

Палеонтологический метод основан на изучении органических остатков, встречающихся в виде окаменелостей в осадочных горных породах. В слоях осадочных пород различного возраста встречаются остатки животного и растительного мира различных периодов развития Земли.

Петрографический метод основан на результатах сопоставления минерального состава, облика пород и условий их образования.

Методы определения абсолютного возраста горных пород основаны на изучении продуктов распада радиоактивных элементов горных пород.

Наиболее часто используют свинцово-урано-ториевый, стронциевый, калий-аргоновый, радиоуглеродный и некоторые другие изотопные методы, позволяющие расчетным путем определять возраст горных пород в определенном интервале времени.

С помощью этих методов установлен возраст Земли, земной коры и отдельных ее участков. Оказалось, что возраст Земли составляет около $4,55 \pm 0,55$ млрд. лет.

Основным методом также является *метод расчёта возраста по оценке солнечной энергии* – в данном методе предполагается, что интенсивность солнечного излучения не претерпевала больших изменений в течение геологического периода времени и равна постоянной и современной.

2. Понятие об изостазии, вязкость, ползучесть Земли. В 1855 г. сэр Джордж Эри и Архидиакон Пратт независимо один от другого сформулировали принцип *изостазии*. Он гласит, что горы имеют большую высоту только потому, что они сложены легким материалом, «плавающим» на более плотном и податливом субстрате.

Таким образом, представление об изостазии требует наличия жесткого слоя, лежащего над пластичным: верхний слой, чтобы сохранялся рельеф Земли, должен иметь конечную жесткость; нижний слой, чтобы материал мог в него погружаться, должен быть мягким, податливым. Эти два слоя, жесткий и пластичный, получили названия *литосфера* и *астеносфера* соответственно.

У Пратта и Эри было мало возможностей проверить свои теории, но в настоящее время известно, что горы имеют большую высоту в первую очередь потому, что у них есть глубокие «корни», тогда как уровень материков в целом выше уровня океанов, потому что материка сложены менее плотным материалом. Иначе говоря, существует фундаментальное различие между океанами и континентами как в структуре, так и в составе.

Существование пластичной астеносферы может показаться несовместимым с фактом прохождения через нее поперечных волн, распространяющихся только в

упругом жестком веществе. Решение этого парадокса связано с различием масштабов времени: астеносфера является жесткой по отношению к напряжениям, которые действуют только короткое время, но она поддается длительным напряжениям.

Любой материал, который, подобно веществу мантии, может вести себя то как жесткое твердое тело, то как пластичная масса, имеет, очевидно, сложные механические свойства, но мы можем говорить о его вязкости, как если бы это была жидкость, имея в виду, что речь идет только о деформациях, вызываемых постоянными напряжениями, действующими в течение длительного времени.

Настоящая вязкость - это мера «густоты» жидкости, т.е. мера ее сопротивления течению. Деформировать жидкость - значит, ее сдвинуть, и движение в жидкости можно себе представить как скольжение друг по другу бесконечно тонких слоев.

Следовательно, мантия может выдержать избыточное напряжение как упругая среда, если только это напряжение прилагается в течение более короткого времени по сравнению с тем, которое требуется атомам для перескока на новое место и для закрепления в новом положении. Это объясняет, каким образом вещество может проявлять (на кристаллическом уровне) вязкое поведение под действием постоянной силы и при этом упруго отвечать на кратковременные импульсы. Таким образом, для сейсмических волн, имеющих период всего лишь несколько секунд, мантия представляет собой упругую твердую среду, но на нагрузку со стороны земной коры и на другие силы, действующие в течение многих тысяч лет, она реагирует как вязкая жидкость.

Конкретное расположение атомов, допускающее развитие ползучести, принимает различные формы в зависимости от температуры, величины напряжения и характера материалов. В одних случаях скорость ползучести очень сильно зависит от напряжения и иногда бывает, пропорциональна его четвертой степени, а в других случаях это простая пропорциональная зависимость.

Билет №4

1. Общие сведения о Земле. Земная кора и граница Мохоровичича.

2. Распределение плотности в недрах Земли.

1. Общие сведения о Земле: атмосфере, гидросфере, континентах, океанической коре, мантии Земли, земном ядре. Современная Земля состоит из плотного ядра, мантии, земной коры, гидросферы и атмосферы.

Атмосфера. Среднее давление воздуха на уровне моря равно 1,0132 бар=1013,2 мб (760 мм. рт. ст.), а плотность 1,3 г/см³. С высотой давление воздуха быстро уменьшается по экспоненциальному закону.

Гидросфера. Масса воды в современной гидросфере достигает $14,6 \cdot 10^{23}$ г, большая часть ее сосредоточена в Мировом океане – $13,7 \cdot 10^{23}$ г, масса подземных вод достигает $0,66 \cdot 10^{23}$ г, материковых льдов – $0,23 \cdot 10^{23}$ г. и на пресные воды суши приходится только $0,01 \cdot 10^{23}$ г воды. Средняя соленость океанской воды достигает 35%, следовательно, в водах океана растворено около $0,48 \cdot 10^{23}$ г солей.

Океаническая кора. Представляет собой верхний дифференцированный слой мантии, прикрытый сверху тонким слоем пелагических осадков. В океанической коре выделяют три слоя. Первый (верхний) – осадочный, в его основании залегают тонкие осадки с преобладанием в них окислов железа. Нижняя часть осадочного слоя обычно сложена карбонатными осадками, отложившимися на глубине не менее 4-4,5 км. Второй слой океанической коры в верхней своей части сложен подушечными лавами толеитовых базальтов океанского типа. Ниже располагаются долеритовые дайки того же состава. Общая мощность океанической коры без осадочного слоя составляет 6,5-7 км. Снизу она подстилается раскристаллизованными породами верхней мантии, слагающими подкоровые участки литосферных плит.

Континентальная кора. Земная кора и граница Мохоровичича. Земная кора - верхний слой жесткой оболочки Земли-отделяется от подстилающей её литосферной мантии границей Мохоровичича, на которой скорости распространения сейсмических волн скачком возрастают от 8 до 8,2 км/с. Земная кора состоит из вещества, выделившегося из мантии. Верхняя ее граница совпадает с поверхностью материков и океанического дна; она неровная, различие ее отметок достигает примерно 20 км. За нижнюю границу земной коры принимают поверхность Мохоровичича (Мохо), которая практически зеркально повторяет земную поверхность. Амплитуда колебания отметок нижней границы больше, чем верхней и достигает 70 км. Мощность земной коры под материками достигает 70-75 км, в среднем составляет 33-35 км, под океанами уменьшается до 5-8 км. Ее строение слоистое, но не одинаковое под материками и океанами. Все эти различия послужили поводом для выделения двух типов земной коры (по Б. Гутенбергу): континентального и океанического. Граница между ними проходит по дну океана по глубине 2000-3500м.

2. Распределение плотности в недрах Земли. Несмотря на недоступность глубинных недр Земли для непосредственных исследований, распределение плотности вещества мантии и земного ядра удается определить достаточно надежно по данным о скоростях распространения в этих геосферах сейсмических волн.

В основе методики определения распределения плотности в Земле лежат известные уравнения гидростатики и термодинамические соотношения.

В связи с тем, что скорости сейсмических волн с глубиной меняются (обычно возрастают), интерпретация сейсмических годографов с целью определения зависимостей $v_p(r)$ и $v_s(r)$ (r – текущий радиус с началом в центре Земли, v_p и v_s – скорости,

соответственно, продольных и поперечных волн) проводится по методу Герглотца-Вихерта, специально разработанному для исследования градиентных сред.

Некоторыми уравнениями термодинамики и гидростатики можно пользоваться в слоях с постоянным составом и неизменным фазовым состоянием вещества. Для мантии условие постоянства состава принять можно, однако, происходящие в ней фазовые перестройки с образованием плотных кристаллических структур вещества сильно осложняют задачу. Тем не менее, учитывая, что главные фазовые переходы происходят на глубинах от 400 до 800—900 км, т. е. в переходном слое Голицына (слой С), можно принять, что в нижней мантии условие постоянства фазового состояния вещества приблизительно сохраняется.

Эти уравнения позволяют определять лишь градиенты плотности, поэтому для построения зависимости $\rho(r)$ (плотность вещества на уровне r) необходимо задаваться граничными значениями плотности на поверхности Земли или в ее центре.

Дополнительные уточнения в распределении плотности с глубиной, особенно в переходном слое Голицына, позволяют внести данные о частотном спектре собственных колебаний Земли, возбуждаемых, например, сильными землетрясениями. Используя описанную методику, были построены наиболее известные в настоящее время модели распределения плотности в Земле.

В соответствии с этими моделями, плотность верхней мантии постепенно возрастает с глубиной вследствие сжатия ее вещества. Начиная с глубины 400 км, плотность мантии возрастает более резко и скачкообразно. С глубины примерно 900 км плотность медленно увеличивается до глубины примерно 2900 км. Резкое возрастание плотности в переходном слое С, как уже отмечалось, связано с происходящими на этих глубинах полиморфными переходами мантийного вещества в более плотные фазы: оливина - в шпинелевую фазу, пироксена — в ильменитовую и далее — в перовскитовую и т. д. При этом предполагается, что в нижней мантии существенных перестроек в кристаллическом строении вещества больше не происходит, поскольку все окислы там уже предельно уплотнены.

На глубине около 2900 км плотность в Земле скачком увеличивается почти в 2 раза: примерно с $5,6 \text{ г/см}^3$ на подошве мантии до $9,5 - 10 \text{ г/см}^3$ на поверхности ядра. В ядре плотность вещества вновь монотонно возрастает. В некоторых моделях строения Земли предполагается, что между внешним и внутренним ядром происходит еще один, правда, менее значительный скачок плотности, свидетельствующий об изменении на этой глубине фазового состояния или состава «ядерного» вещества.

Билет №5

1. Земное ядро. Состояние и эволюция ядра.

2. Упругие постоянные, давление и ускорение силы тяжести внутри Земли.

1. Земное ядро и его происхождение. Ядро - внутренняя геосфера диаметром 3470 км, расположенная на средней глубине около 2900 км, разделяется на внутреннее ядро и внешнее ядро. Внутреннее ядро имеет радиус 1225 км, твердое и обладает большой плотностью $\sim 12,5 \text{ г/см}^3$. Внешнее ядро жидкое, не пропускает поперечных волн. Мощность внешнего ядра около 2200 км, его плотность $\sim 10 \text{ г/см}^3$. На границе ядра и мантии отмечается резкий скачок не только в скорости продольных волн, но и в плотности. В мантии она снижается до $5,5 \text{ г/см}^3$. Слой, находящийся в непосредственном соприкосновении с внешним ядром, испытывает его влияние, поскольку температуры в ядре значительно превышают температуры мантии. Местами данный слой порождает огромные, направленные к поверхности Земли сквозь мантию тепломассопотоки, называемые плюмами. Они могут проявляться на планете в виде крупных вулканических областей.

Единый взгляд на состав и состояние ядра Земли отсутствует. Существует несколько концепций происхождения земного ядра:

1-я ядро Земли состоит преимущественно из металлического железа, которое стекало в центральные части Земли под действием силы тяжести;

2-я железные частицы должны слипаться первыми, затем аккумуляровались каменные частицы, создавшие мантию Земли;

3-я образование земного ядра произошло на некоторой стадии роста планеты из первичного облака. Когда масса растущей планеты и давление в ее центральных частях достигли критического значения, начался лавинный процесс металлизации центральных частей планеты.

Состояние и эволюция ядра. В настоящее время достигнуто согласие в вопросе о том, что значительная часть ядра образовалась на ранней стадии истории Земли. Первоначально ядро представляло собой, вероятно, полностью расплавленную смесь, состоящую главным образом из железа, никеля и серы. В этом случае температура ядра должна была превышать 4000°C . Однако вследствие непрерывной потери энергии оно остывало, чему способствовала главным образом теплопроводность мантии. На некоторой стадии процесса охлаждения должно было оказаться эффективнее, чем процесс нагревания внутренними источниками тепла, т.к. началось образование внутреннего ядра путем кристаллизации железо-никелевого сплава.

Внутренне ядро составляет в настоящее время 1,7% массы Земли, и если оно содержит около 20% никеля, то в современном составе внешнего ядра оказывается около 86% железа, 12% серы и 2% никеля.

2. Упругие постоянные, давление и ускорение силы тяжести внутри Земли.

Наличие упругих процессов свидетельствует о действии деформирующих сил (напряжений). Напряжение есть сила, приходящаяся на единицу площади, на которую эта сила действует.

Обычно пользуются не напряжением, а его компонентами. Компонента, перпендикулярная поверхности, называется *нормальным напряжением*, а компонента, направленная вдоль поверхности, — *тангенциальной составляющей*. Нормальное напряжение (*давление, растяжение*) в зависимости от направления вызывает *сжатие* или *расширение*. Результатом тангенциального напряжения является *сдвиг*.

Выделяют несколько упругих постоянных.

Жесткость (модуль сдвига). Модуль сдвига пропорционален тангенциальному напряжению, необходимому для образования данной деформации сдвига. Этой константой можно пользоваться лишь при чисто упругих процессах, и поэтому она не применяется при наличии пластических изменений. В большинстве пород поверхности Земли он равен примерно $3 \cdot 10^{11}$ дин/см². Он уменьшается с увеличением температуры и увеличивается с увеличением давления.

Модуль сдвига увеличивается внутри Земли с увеличением глубины. В современных отложениях он составляет примерно 10^{10} дин/см²; в гранитном слое континентов – около $3 \cdot 10^{11}$ дин/см²; на глубине 100 км – около $6,5 \cdot 10^{11}$; на глубине нескольких сот километров – около 10^{12} дин/см²; между 1000 и 1500 км – около $2 \cdot 10^{12}$ дин/см² и в оболочке вблизи ядра на глубине 2900 км – около $4 \cdot 10^{12}$ дин/см². Внутри ядра модуль сдвига значительно меньше, вероятно менее 10^{11} дин/см², а может быть и много меньшего порядка.

Сжимаемость и модуль объемной упругости. Модуль объемной упругости k пропорционален изменению давления Δp , которое необходимо для изменения данного объема v на некоторую величину Δv . Величина k равна: $k = -(\Delta p / \Delta v)v$. Чем больше модуль объемной упругости, тем меньше сжимаемость.

Хотя у нас больше данных о нем, чем о модуле сдвига, однако определить его в недрах Земли труднее. Единственный метод, которым пользовались до настоящего времени, исходит из скорости продольных волн V , скорости поперечных волн v в сочетании с плотностью ρ .

В гранитном слое континентов модуль объемной упругости равен примерно $5 \cdot 10^{11}$ дин/см². В Тихом океане на глубине нескольких километров он, вероятно, приближается к величине $10 \cdot 10^{11}$ дин/см². Для глубин между 50 и 100 км модуль объемной упругости повсеместно составляет около $12 \cdot 10^{11}$ дин/см². Для ядра модуль объемной упругости предполагается равным нулю.

Модуль упругости Юнга. В геофизике, особенно в сейсмологии, модуль Юнга не играет существенной роли, так как он обычно подсчитывается по модулю сдвига и модулю объемной упругости. Модуль Юнга E является силой, которую нужно приложить к концу цилиндра, чтобы растянуть его вдвое при условии, что изменение длины происходит пропорционально силе (т.е. рассматриваются упругие деформации), вне зависимости от ее величины (закон Гука).

Величина модуля Юнга E для песчаника имеет порядок $2 \cdot 10^{11}$ дин/см², для гранитного слоя континентов – около $7 \cdot 10^{11}$ дин/см², на глубине несколько километров ниже дна Тихого океана – около $12 \cdot 10^{11}$ дин/см² и повсеместно на глубине от 50 до 100 км – около $15 \cdot 10^{11}$ дин/см². Она увеличивается с глубиной подобно модулю объемной упругости и модулю сдвига и достигает максимума, равного примерно 10^{13} дин/см² в оболочке около границы ядра. Внутри ядра она, вероятно, значительно меньше 10^{12} дин/см² и, возможно, близка к нулю.

Коэффициент Пуассона. Если цилиндр деформируется силами, действующими на оба его конца в противоположных направлениях вдоль оси, то изменяется как его диаметр, так и длина. Отношение этих двух изменений называется коэффициентом Пуассона. Его максимум равен $\frac{1}{2}$ для материала, не обладающего жесткостью, а также для несжимаемого материала. Его минимум равен нулю для абсолютно жесткого материала (или для материала, модуль объемной упругости которого равен нулю). Для большинства горных пород он близок к $\frac{1}{4}$.

Что касается силы тяжести, или точнее, ускорения силы тяжести, то поскольку ядро плотнее наружных частей Земли, ускорение силы тяжести близ границы ядра достигает своего максимума и лишь после того начинает быстро падать, доходя до нуля: точка, находящаяся в центре земного шара, притягивается всеми окружающими её

частями с одинаковой силой по всем радиусам, а в итоге – равнодействующая действительно равна нулю.

Саратовский государственный университет имени Н. Г. Чернышевского

Билет №6

1. Теория глобальной эволюции Земли. Идея расширяющейся Земли. Идея пульсации Земли.

2. Процессы теплопереноса в мантии.

1. Теория глобальной эволюции Земли. Согласно этой теории главным планетарным процессом, управляющим эволюцией Земли, является процесс химико-плотностной дифференциации земного вещества, приводящий к выделению в центральных зонах Земли плотного окисно-железного ядра и к возникновению в ее силикатной оболочке, т. е. в земной мантии, химико-плотностной конвекции. Под влиянием мантийных конвективных течений верхняя жесткая оболочка Земли – ее литосфера – оказывается разбитой на ряд плит, перемещающихся по поверхности астеносферы. В тех местах, где плиты расходятся, образуется новая литосфера с океанической корой на поверхности, и возникают срединно-океанические хребты с рифтовыми зонами на их гребнях. В тех местах, где плиты сходятся и надвигаются друг на друга, возникают сопряженные структуры глубоководных желобов с островными дугами или активными окраинами континентов андийского типа. В этих же зонах поддвига плит формируется континентальная кора за счет переплавления поддвигаемой под нее океанической коры и осадков.

Концепции развития Земли

Идея расширяющейся Земли. В основе этой идеи лежит эффект футбольной камеры. Если взять последнюю и слегка подкачать, а потом намазать глиной, которой дать высохнуть и дальше опыт вести с подкачкой камеры – она раздувается (т.е. модель старой земной коры), растрескивается на различные фрагменты (материки), которые все более удаляются друг от друга по мере подкачки камеры.

Идея пульсации Земли. На ранних стадиях развития Земли (3-2 млрд. лет назад) в результате ее расширения произошло первичное дробление литосферы. Образовалась сеть подвижных линейных структур: геосинклиналей и рифтов. Существовали относительно стабильные массивы (материки). В дальнейшем Земля периодически пульсировала. Эпохи глобального сжатия сменялись эпохами глобального расширения. В эпохи сжатия сокращалась ширина геосинклиналей, в верхних частях коры формировались складки, надвиги. В эпохи расширения развиваются рифты. Особенно активно протекает процесс активизации рифтовых поясов океанов. В геосинклиналях эффект расширения значительно менее заметен. В эпохи сжатия отмечаются регрессии морских и океанических бассейнов, в эпохи расширения наоборот, трансгрессии моря. Механизм, регулирующий пульсацию – периодические поступления потока тепловой энергии из глубинных зон – от границы мантия – ядро.

2. Процессы теплопереноса в мантии. Движение плит требует какой-то системы горизонтальных сил, которые могли бы заставить плиты сталкиваться и объединяться или раскалываться, и единственным возможным механизмом представляется конвекция.

Суть конвекции заключается в движении, обусловленном плавучестью: более легкий материал поднимается, а более плотный – тонет. Плавучесть может возникнуть при разделении вещества с различной плотностью. Однако в мантии в настоящее время какое-либо разделение вещества может происходить только в незначительной степени, поэтому, если существенная конвекция имеет место, различие плотностей должно вызываться разностью температур, т.е. это должна быть *тепловая конвекция*.

Конвекция может принимать очень сложные формы, и детально изучены пока только сравнительно простые случаи. Один из них – конвекция Рэлея-Бенара в жидкости,

находящейся в сосуде, дно которого подвергается однородному нагреванию, при однородном остывании на поверхности. Тепло переносится вверх только путем теплопроводности. Хотя нижние слои жидкости, будучи сильнее нагреты, имеют при этом меньшую плотность, чем верхние, латеральных различий плотности не образуется и конвекция не происходит. Более сильное нагревание увеличивает плавучесть нижних слоев: наступает момент, когда более легкий материал, как только появляются малейшие латеральные неоднородности, начинает подниматься. Неоднородности развиваются спонтанно, так что конвекция возникает автоматически.

Лорд Рэлей показал, что в общем случае характер конвекции зависит от некоторой безразмерной константы, известной теперь как число Рэля:

$$R_a = \frac{\alpha \Delta T g \rho d^3}{K \eta},$$

где R_a - число Рэля; α - объемный коэффициент теплового расширения; ΔT - разность температур по вертикали; g - ускорение силы тяжести; ρ - плотность; d - глубина жидкости; K - коэффициент теплопроводности; η - вязкость.

Повышение значений величин, стоящих в числителе, усиливает конвекцию.

В простой системе, такой, как однородная жидкость, нагреваемая снизу, конвекция начинается при числах Рэля, заключенных в широком интервале около значения 2000; конкретные значения зависят от формы системы и других особенностей. Но чтобы конвекция стала интенсивной и превратилась в процесс активного теплопереноса, число Рэля должно быть значительно больше, скажем, 10^5 . Вместе с тем при значении R_a выше 10^6 конвекция будет уже, по всей вероятности, нерегулярной.

Конкретная форма, которую принимает конвекция, зависит от многих осложняющих факторов, существующих в мантии, включая фазовые изменения, движение плит, распределение и размеры источников тепла.

Билет №7

1. Неоконтракционная концепция. Гипотеза геокристалла.

2. Распределение температуры в недрах Земли.

1. Неоконтракционная концепция. В основе лежат представления об уплотнении земного протовещества в процессе развития нашей планеты. Прогрессирующее уплотнение вещества Земли обусловлено потерей ею летучих и газообразных веществ: паров воды, углекислого газа, гелия, хлора, азота, аргона и др. Переход железа и других металлов в ядро (во внутренние геосферы) за счет центробежных сил при вращении, образование ядра массой до 31% от массы Земли (и плотностью $7,5\text{г/см}^3$) в совокупности с дегазацией ее недр и диссипацией летучих в околопланетном пространстве – все эти факторы и привели к потере 4,21 % массы Земли. Это сопровождалось охлаждением Земли. Радиус планеты сократился на 630 км. Основным выводом из изложенного механизма уплотнения Земли и ее охлаждения является закономерный процесс – проседание литосферы.

Гипотеза геокристалла. Ученые, анализируя пространственное размещение очагов древних культур и цивилизаций, обратили внимание на их геометрическую упорядоченность. Соединив линиями очаги цивилизаций и географические полюса, они получили 20 правильных треугольников. Соединение их центров дало 12 правильных пятиугольников. Образовалась система из додекаэдра и икосаэдра, условно вписанных в земной шар и спроецированных на его поверхность. Объясняя икосаэдро-додекаэдрическую структуру Земли (ИДСЗ), ученые пришли к заключению, что указанную закономерную структуру порождают энергетические потоки, возбуждаемые ростом внутреннего ядра Земли, имеющего форму додекаэдра.

К центру каждой грани направлен нисходящий гравитационный поток земного вещества. От вершин граней во внешнее ядро и далее в мантию восходят потоки облегченного материала. На границе внешнего ядра с мантией вещество частично дифференцируется, после чего облегченная его часть становится восходящей ветвью конвективного потока.

Вертикальные потоки вещества Земли на поверхности Земли создают узлы – их 20 (вершины икосаэдра). Нисходящие потоки образуют 12 районов (вершины додекаэдра).

Из рассматриваемой концепции следуют геологические, геофизические, климатические и биологические заключения.

Г е о л о г и ч е с к и е. В 20-тигранник вписываются все древние платформы. Разделяющие их геосинклинальные пояса совпадают с ребрами 20-тигранника. Срединно-океанические хребты, многие глубинные разломы тянутся вдоль или параллельно ребрам системы. К этим же ребрам приурочена вулканическая и сейсмическая активность планеты. А также по ребрам и узлам ИДСЗ концентрируются месторождения полезных ископаемых.

Г е о ф и з и ч е с к и е. Узлы системы ИДСЗ – это места аномальных значений естественных физических полей Земли (к примеру, аномалии магнитных полей).

К л и м а т и ч е с к и е. Мировые центры максимального и минимального атмосферного давления также приурочены к узлам ИДСЗ.

Б и о л о г и ч е с к и е. С ребрами системы связывают миграцию некоторых видов рыб, птиц, насекомых. В узлах ИДСЗ находятся места обитания предков человека.

2. Распределение температуры в недрах Земли. Многие факты и убедительные доказательства свидетельствуют о существовании в мантии крупномасштабных конвективных движений. В этом случае распределение температуры в мантии должно

быть близким к адиабатическому и определяться известным термодинамическим соотношением

$$dT/dr = -g \alpha T / c_p \quad (1),$$

где g – ускорение силы тяжести; α – коэффициент объемного расширения; c_p — теплоемкость при постоянном давлении.

Записанное выражение позволяет правильно определить адиабатический градиент температуры только в однородном сжимаемом веществе. Поверхность же Земли перекрыта холодной литосферной оболочкой, фактически представляющей собой тепловой погранслой, в котором распределение температуры резко отличается от адиабатического закона. В такой ситуации за начальную температуру распределения можно принять приведенную к поверхности температуру мантии.

Если же в этом веществе под влиянием высоких давлений происходят фазовые полиморфные переходы к более плотным кристаллическим структурам, то на этих же глубинах обязательно возникнут температурные скачки

$$\Delta T = W/c_p, \quad (2),$$

где W — удельная теплота экзотермического фазового перехода

Фазовые переходы к более плотным кристаллическим модификациям мантийного вещества сложного состава развиваются при разных давлениях и, соответственно, на разных глубинах, например, переход плагиоклазового пиролита в пироксеновый наблюдается на глубине около 30 км, а переход к гранатовому пиролиту при субсолидусных температурах (ниже кривой солидуса) — на глубинах около 100 км. Однако тепловой эффект всех этих переходов в верхней мантии обычно учитывается по экспериментальным данным.

По формуле (2) легко определить, что на глубине 400 км скачок адиабатической температуры достигает $\Delta T_{400} = 85^\circ \text{C}$, а на глубине 650 км $\Delta T_{650} \approx 90^\circ \text{C}$.

Сделав расчеты, можно говорить о том, что температура на поверхности земного ядра достигает приблизительно 2800 К, что примерно на 1500—1700 К ниже, чем это обычно принимается в «статичных» моделях Земли, и на 2000—2200 К ниже температуры плавления силикатов на этих глубинах. Распределение температуры в ядре может быть ниже адиабатического, а температура в центре Земли не должна превышать 3950—4000 К.

Билет №8

1. Гипотеза "горячих" точек. Геодинамическая гипотеза Артюшкова.

2. Источники тепла.

1. Гипотеза "горячих" точек. Для объяснения механизма "горячих точек" американцем Дж. Морганом была предложена гипотеза мантийных струй, поднимающихся из нижней мантии. Эти струи (плюмы) - колонны горячего материала, всплывающего из низов мантии. Доходя до литосферы, они вначале локально приподнимают ее, а затем проплавливают. В подошве литосферы мантийная струя рассеивается, не образуя нисходящего потока.

Большинство "горячих точек" располагается в Тихом и Атлантическом океанах. Также была высказана идея, что "горячие точки" возникают при выделении тепла, вызванном трением литосферных плит. В мантии вещество движется вертикально, а в литосфере переходит на горизонтальные потоки. Здесь за счет вязкого трения должно выделяться дополнительное количество тепла. При этом справедливо говорить не о горячих точках, а о некоторых горячих областях. Располагаются такие области, по расчетам ученых, посередине между восходящими и нисходящими потоками конвективной ячейки.

Геодинамическая гипотеза Е. В. Артюшкова. В пограничном слое мантия – ядро происходит частичное расплавление мантийного материала. Тяжелая часть расплава переходит в ядро, а легкая стремится "всплыть" наверх. Предполагается существование сети подводных каналов, пронизывающих всю мантию Земли.

Двигаясь через среднюю и верхнюю мантию, облегченный материал испытывает дополнительную дифференциацию, облегчаясь еще в большей степени. Достигнув подошвы литосферы, он растекается вдоль нее в виде сильно нагретой anomalно легкой мантии. Последняя скапливается в первую очередь в приподнятых "ловушках", что должно приводить к поднятию расположенной над ними литосферы. За счет такого механизма образуются горы на континентах и срединно-океанические хребты в океанах.

В наиболее тонких местах литосфера наименее прочна и легче поддается разрыву. Подобные тонкие участки существуют в геосинклинальных прогибах, где в первую очередь и возникают расколы (трещины) литосферы. В этом случае горячий расплав внедряется в трещину, давит на ее стенки и раздвигает их в стороны. Начинается процесс спрединга.

Компенсация спрединга идет в зоне субдукции (зоне погружения океанической коры под континентальную) или за счет сжатия утоненной коры в самом геосинклинальном прогибе. Т.к. геосинклинальные прогибы являются ослабленными зонами, зажатыми между литосферными плитами, то на завершающей стадии развития при дополнительных сжатиях геосинклинальные прогибы сминаются в складчатые пояса.

Геодинамическая гипотеза Е. В. Артюшкова страдает рядом существенных изъянов. Во-первых, наукой не установлены даже признаки каналов в мантии. Во-вторых, давление масс мантии при ее огромной плотности (и толщине) должно перекрывать всякую возможность образования подобных каналов. В-третьих, легкий материал anomalной мантии, поднимаясь, должен неизбежно химически взаимодействовать с мантийной массой.

2. Источники тепла. Тепловое состояние поверхности Земли формируется за счет внешних и внутренних источников тепла. Исследованиями установлено, что около 99,5 % всего тепла поверхностного слоя Земли имеет внешнее, главным образом солнечное

происхождение. Другие внешние источники (за счет приливного трения в системе Земля—Луна, космических лучей высоких энергий и космических катастроф и т. п.) не имеют существенного значения, и поэтому в дальнейшем их объяснения здесь приводить не будем.

Солнце излучает равномерно во все стороны световую энергию общей мощностью $3,83 \cdot 10^{26}$ Вт, из которой на Землю поступают $1,75 \cdot 10^{17}$ Вт в год. Это означает, что каждый 1 см^2 земной поверхности получает 8,38 Дж тепла в 1 мин (так называемая солнечная постоянная). Солнечное излучение частично отражается поверхностью Земли в космос. Количество отраженной солнечной радиации, выраженное в долях или процентах от поступающей радиации, называется *альбедо*. Его значения изменяются в широких пределах.

Внутренние источники тепла Земли и их вклад в общее ее тепловое состояние продолжают изучаться. К числу таких источников относятся: тепло распада радиоактивных элементов, тепло гравитационной дифференциации вещества Земли (остаточное тепло), тепло ее адиабатического сжатия (гравитационное тепло), тепло химических реакций в горных породах. Из всех этих источников к основным относят радиоактивное и остаточное тепло.

Тепловой поток из земных недр q может быть определен по зависимости $q = -\lambda \partial\theta/\partial z$ ($\partial\theta/\partial z$ – температурный градиент по глубине, λ - теплопроводность) или путем непосредственных измерений. В целом значения непрерывного теплового потока из земных недр определяются близостью и мощностью источника тепла и теплопроводностью горных пород. Как правило, значения q велики в вулканических и геотермальных областях и зависят от возраста горных пород: чем старше породы, тем меньше тепловой поток. Средняя плотность теплового потока из земных недр через всю поверхность Земли составляет около $(3,14-3,26) \cdot 10^{13}$ Вт, или около $0,063 \text{ Вт/м}^2$, изменяясь от $0,33 \text{ Вт/м}^2$ под срединно-океаническими хребтами до $0,046 \text{ Вт/м}^2$ под глубоководными впадинами.

Количество теплоты, выделяемое при распаде радиоактивных элементов, очень велико. Так, 1 г урана отдает $3,8 \cdot 10^3$ Дж, 1 г тория $1,36 \cdot 10^3$ Дж. Если учесть общее содержание радиоактивных элементов в земной коре и верхней мантии до глубины 90 км, то средний тепловой поток при распаде радиоактивных элементов в 2 - 2,5 раза больше современного теплового потока из земных недр и составляет около $7 \cdot 10^{13}$ Вт.

Остаточное количество теплоты, выделившейся при гравитационной дифференциации вещества Земли, тесно связано с историей развития Земли. Зонное плавление вещества является основным механизмом образования геосфер из первично холодной материи. В ходе этого сложного физико-химического процесса более легкоплавкие вещества поднимаются из глубин Земли к ее поверхности. Более тугоплавкие и тяжелые компоненты диффундируют (перемещаются в результате процессов диффузии) в нижние внутренние слои. В ходе этого процесса происходит перераспределение потенциальной и кинетической энергии между поднимающимися вверх легкими и опускающимися вниз тяжелыми компонентами и выделение энергии при физико-химических превращениях вещества.

Билет №9

1. Гипотеза дифференциации движений литосферы. Гипотеза эдукции Чудинова.

2. Термическая зональность земных недр.

1. Гипотеза дифференциальных движений литосферы. Механизмом движения вещества в мантии считают гравитационно-вещественную дифференциацию: легкие и подвижные компоненты продвигаются вверх, обогащая внешнюю оболочку Земли; тяжелые же компоненты опускаются в ядерную часть планеты. Следствием указанной дифференциации является преобладание восходящих тепломассопотоков. Приближаясь к подошве литосферы, восходящие тепломассопотоки постепенно трансформируются в горизонтальные (латеральные) потоки. В этих потоках любая материальная точка способна неограниченно долго перемещаться вдоль свободной поверхности, не погружаясь в направлении ядра.

Взаимодействие литосферы с восходящими тепломассопотоками рассматривается в двух вариантах: океаническом и континентальном. В океаническом варианте при тонком коровом слое и мало меняющимся с глубиной коровом веществе (по плотности и вязкости) подход тепломассопотока к подошве литосферы вызовет образование поднятия. Океаническая кора разобьется на отдельные мелкие блоки.

В континентальном варианте коровый слой толстый и неоднородный по разрезу. С приближением тепломассопотока к подошве литосферы в латеральное движение вовлечутся последовательно все более близкие к поверхности части коры. Последняя будет утоняться и проседать вплоть до разрыва сплошности с образованием области зияния. Растекаясь, тепломассопоток вызывает дрейф корового слоя. Остатки элементов коры в зоне растекания – это микроплиты (микроконтиненты).

Эти процессы цикличны и синхронны и им соответствуют тектонические эпохи либо активные, либо относительного покоя и спада активности.

Гипотеза эдукции Ю.В. Чудинова.

Термин “эдукция” произошел от латинского “выводить”, “вытягивать”. Под эдукцией понимается “выдвигание мантийного материала к земной поверхности из-под краев континента и островных дуг”.

Существует два механизма образования литосферы: спрединг и эдукция. В спрединговых зонах глубинный мантийный материал поднимается в виде вертикального потока непосредственно ко дну океана. Под напором потока тонкая океаническая кора “рвется” и раздвигается в стороны. Узкая рифтовая зона заполняется мантийным материалом. Этот процесс сопровождается наращиванием теплового потока, проявлением активного вулканизма и сейсмичности.

В зонах эдукции вертикального мантийного потока вверху встречается толстая континентальная кора. Не в силах разрушить ее мантийный поток отклоняется в сторону и выходит на поверхность там, где прерывается континентальная литосфера.

2. Термическая зональность земных недр. Во внутренних геосферах можно выделить две зоны, различающиеся источниками генерации тепла и, как следствие этого, изменениями температуры во времени и пространстве (особенно с глубиной). Верхняя зона земной коры - *гелиотермическая*; глубже - *геотермическая зона* (зона геотермического градиента).

В первой из них режим температуры определяется в основном влиянием солнечного тепла. Поскольку поступление этой радиации на Землю имеет суточный, годовой и вековой

ход, то температура горных пород изменяется в течение суток, сезонов года и в многолетнем периоде. В гелиотермической зоне выделяют два слоя. Поверхностный слой земной коры до глубины 1,0—1,5 м носит название *слоя суточных колебаний температуры*. Наибольших значений амплитуда суточных колебаний температуры достигает на земной поверхности, с глубиной амплитуда уменьшается. Это связано с тем, что большая часть тепла поглощается верхними слоями, и поэтому поток солнечного тепла вглубь ослабевает. Но значения амплитуды суточных колебаний горных пород на различных глубинах неодинаковы и обусловлены их тепловыми свойствами. В горных породах с высокой теплопроводностью на поверхности амплитуда колебаний меньше, чем это характерно для пород с малой теплопроводностью.

Основные закономерности распространения колебаний температуры в гелиотермической зоне: 1) период колебаний температуры остается неизменным на всех глубинах (в течение суток, года); 2) амплитуды колебаний температуры уменьшаются с глубиной; 3) время наступления экстремальной температуры с глубиной запаздывает пропорционально глубине; 4) глубины постоянной суточной и годовой температуры относятся как корни квадратные из периодов колебаний.

Слой годовых колебаний температур. В пределах большей его части ход амплитуды колебаний температур практически соответствует годовому ходу солнечной радиации и излучения земной поверхности. С глубиной значения годовых колебаний в отдельные сезоны года изменяются неодинаково из-за различия ее хода на разных глубинах: летом с глубиной понижается, зимой повышается.

В среднем для всего земного шара годовые колебания температуры распространяются до глубины 10 – 12 м в тропиках и 42 – 45 м в высоких широтах, в России — до 10 – 40 м.

В качестве количественных характеристик нарастания температуры с глубиной во внутренних геосферах ниже пояса постоянной температуры принято использовать *геотермический градиент* γ_T (повышение температуры в градусах при углублении в земные недра на каждые 100 м) и *геотермическую ступень* $\gamma'_T = 1'/\gamma_T$ (расстояние в метрах, на которое надо углубиться в Землю в данном районе, чтобы температура горных пород повысилась на 1° С).

Значения γ_T и γ'_T изменяются в широких пределах, определяемых теплопроводностью, характером залегания и химическим составом горных пород, геологическим строением района, движением подземных вод, гидрохимическими процессами, близостью или удаленностью вулканических очагов, радиоактивных элементов и энергетической насыщенностью рассматриваемой области.

Билет №10

1. Понятия спрединга океанического дна, океанические и континентальные плиты, океанические желоба и зоны субдукции, границы плит, трансформные разломы, конвекция.

2. Термическая история Земли, её модели.

1. Мобилизм: спрединг океанического дна, океанические и континентальные плиты, океанические желоба и зоны субдукции, границы плит, трансформные разломы, столкновение плит, конвекция, источник энергии.

Спрединг (расширение) океанического дна. Срединно-океанические хребты рассматриваются как область возникновения новой океанической коры, а глубоководные желоба – как область поглощения старой океанической коры. Породы старого океанического дна погружаются под континенты или островные дуги. При этом образуется наклонная зона землетрясений и возникает вулканизм. Установлено, что скорость спрединга варьирует следующим образом: океанические плиты двигаются быстрее континентальных, спрединг от срединно-океанических хребтов идет со скоростями от 1 до 8 см/год.

Океанические и континентальные плиты. Известно семь крупнейших плит: Евразии, Африки, Северной и Южной Америки, Тихого океана, Индо-Австралии и Антарктиды. Более мелкие плиты – Аравийская, Карибская, Филиппинская, Наска, Кокос. Плиты состоят из континентальной и океанической коры.

Океанические желоба и зоны субдукции. Зона субдукции – это зона столкновения плит. При столкновении океанической и континентальной плит океаническая плита опускается под континентальную. Желоб - место, где океаническая литосфера изгибается вниз и погружается в астеносферу под надвигающуюся плиту в ходе процесса, который называется субдукцией. Погружающаяся часть литосферы стремится перенести с собой изотермы. В результате эта часть остается холоднее соседней астеносферы и достаточно хрупкой, а потому из-за роста напряжений в процессе субдукции в ней могут возникать землетрясения.

Основные активные в настоящее время зоны субдукции находятся у границ Тихого океана. Геологически молодые зоны субдукции существуют в Гималаях и Средиземноморском регионе.

Границы плит. Границы между плитами различаются в зависимости от характера их относительного перемещения: 1) дивергентными, или границами растяжения (когда плиты расходятся); 2) конвергентными, или границами сжатия (когда плиты сталкиваются или скользят одна под другую); 3) трансформными, или границами скольжения плит относительно друг друга (по трансформным разрывам).

Трансформные разломы. Разломы, по которым происходит смещение срединно-океанических хребтов, называются трансформными, т.к. они резко обрываются, уступая место зонам сжатия или растяжения.

Конвекция. Механизм конвекции тепла в мантии в применении к спредингу океанического дна рассматривается в модели конвективного переноса тепла (энергии) в верхней мантии – от области под срединно-океаническими хребтами к подкоровому пространству под континентами.

2. Термическая история Земли. Первоначальная температура Земли определяется ее происхождением. Существует две точки зрения: первая постулирует «горячее», а вторая — «холодное» происхождение Земли. Если Земля первоначально была горячей, то ее термическая история была прослежена от времени застывания (начальная температура -

температура точки плавления). При образовании Земли в результате холодного наращивания частиц пыли, независимо от радиоактивности, она разогрелась бы под воздействием сжатия, хотя могла расплавиться и не полностью.

До сих пор было исследовано четыре модели.

Модель **A** — упрощенная, и в ней не пытаются достичь детального соответствия структуре коры. Эта упрощенная модель состоит из трех оболочек: тонкий слой коры толщиной 20 км гранито-гранодиоритового состава, однородная дунитовая мантия и плотное ядро, имеющее состав, как в железных метеоритах.

Модель **B** — более детальна. Для коры принимается структура из четырех пятнадцатикилометровых слоев: верхний слой гранито-гранодиоритового состава и остальные три слоя от кислого до основного. В интервале от 60 до 1600 км материал мантии отождествляется с дунитом, от 1600 до 3000 км — такого же состава, что и палласитовые метеориты. Состав ядра вновь отождествляется с железными метеоритами. На глубине происходит непрерывное увеличение температурного градиента, тогда как вблизи поверхности после очень быстрого возрастания температура начинает понижаться со временем.

Модель **C** — видоизмененная модель **B** с уменьшенным содержанием радиоактивности в поверхностных слоях. В этой модели для коры берется двухслойная структура (слои по 15 км) вместо четырехслойной, как в модели **B**. Слой дунита занимает здесь интервал глубин 30—1600 км вместо 60—1600 км.

Модель **D** допускает постоянное распределение радиоактивности с глубиной. В этом случае получается такое же непрерывное увеличение температуры на глубине со временем, хотя отсутствует быстрый подъем, за которым следовало уменьшение температуры вблизи поверхности. Вместо этого температура вблизи поверхности со временем постепенно увеличивается, но гораздо медленнее, чем на глубине.

Для «горячего» происхождения Земли характерно следующее: несмотря на крайне низкие концентрации радиоактивности в глубокой мантии и ядре, здесь все же еще происходит разогревание до 200 или 300° С. Условия вблизи поверхности в далеком прошлом, по-видимому, сильно отличались от настоящих. На глубинах 50—100 км могла произойти даже переплавка материала в течение первых 1000 млн. лет. Если это так, то можно было бы объяснить ныне хорошо установленный факт, что возраст Земли 4500 млн. лет, хотя не найдено никаких пород старше 3000 млн. лет. Однако это непродолжительное первоначальное повышение температуры вскоре прекратилось, и началось охлаждение.

В случае «холодного» происхождения Земли термическая история зависит от величины, принимаемой в качестве начальной температуры. Если за начальную температуру принять величину 1000° С, то имеет место нагревание на глубине с первоначальным увеличением и последующим падением температуры близи поверхности. Однако в случае первоначальной температуры 2000° С, несмотря на такое же понижение на глубине, первоначальное повышение температуры вблизи поверхности отсутствует и наблюдается постепенное уменьшение ее со временем. Согласно этим вычислениям, возраст Земли только 4000 млн. лет, однако маловероятно, что поправки, которые необходимы для более вероятного возраста 4500 млн. лет, были бы велики.

Билет №11

1. Механические модели Земли.

2. Уравнение теплопроводности.

1. Механические модели Земли. Уже в первой половине XIX в. были получены по гравиметрическим данным значения массы M Земли и относительного момента инерции I . Знание среднего радиуса Земли R , позволяло определить и объем Земли, а затем и ее среднюю плотность ρ_m .

Плотностные модели Земли совместно с ее скоростным разрезом позволяют построить и ее упругие модели, т.е. зависимость K (модуль сжатия) и μ (модуль сдвига) от глубины. Знание ρ позволяет получить и характер изменения ускорения силы тяжести g с глубиной. Знание $\rho(r)$ позволяет легко найти и значение давления $P(r)$ на любой глубине $l=R-r$.

Простейшая плотностная модель однородной Земли, $\rho(r) = \rho_m$ (ρ_m – некоторое среднее значение плотности). По ней в однородной Земле g растет линейно по мере удаления от центра Земли, где $g(0)=0$. Давление наоборот, убывает по квадратическому закону от центра Земли, где $P(0)=1,73$ Мбар, до 1 атмосферы на поверхности. Такая модель очень далека от реальности.

Построение плотностных моделей Земли близких к реальности началось после появления сейсмологических данных, когда выяснилось, что Земля построена из нескольких оболочек с различными свойствами.

Метод Вильямсона-Адамса учета сейсмологической информации при построении плотностных моделей Земли. Определяется по формулам сейсмологический параметр – Φ . Составляется система уравнений с тремя неизвестными $\rho(r)$, $P(r)$, $g(r)$. Однако этот метод не применим к верхней мантии.

Построением плотностных моделей Земли методом Вильямсона-Адамса занимался и геофизик Буллен, опираясь на известные к тому времени ρ_0 , M , I . В качестве ρ_0 он принял плотность непосредственно под границей Мохоровичича. На основе данных гравиметрии и петрологических соображений Буллен положил $\rho_0=3,32$ г/см³.

Применяя систему уравнений ко всей мантии от границы Мохоровичича до поверхности ядра, Буллен получил для момента инерции земного ядра значение $I=0,56$. Полученное решение не имеет физического смысла, так как его принятие означало бы, что плотность в земном ядре сильно убывает от поверхности к центру. Так Буллен подтвердил, что гипотеза об однородности некоторых из оболочек Земли ошибочна.

В начале 60-ых годов американский геофизик Берч предложил иной подход к устранению неоднозначности, возникающий при применении метода Вильямсона-Адамса. Берч показал эмпирически, что для горных пород со средним атомным весом \bar{m} их элементов в пределах $20 \leq \bar{m} \leq 22$ приближенно справедлива линейная зависимость:

$$\rho = a + b v_p, \text{ где } \rho - \text{плотность в г/см}^3, v_p - \text{скорость продольных волн в км/с,} \\ a, b - \text{некоторые численные коэффициенты.}$$

В результате была получена модель плотности Земли по Берчу, которая при последующих исследованиях обычно бралась в качестве исходной.

Затем был сконструирован длиннопериодный сейсмограф, позволивший регистрировать собственные колебания Земли. Было предложено вместо решения неоднозначных обратных задач решать прямую задачу.

С начала 50-ых годов в области построения механических моделей наметился еще один путь, основанный на привлечении к решению проблемы некоторых результатов и методов из физики твердого тела.

К механическим моделям, кроме плотностных, относятся также и модели, описывающие более сложные механические свойства вещества оболочек, такие, как вязкость, прочность.

2. Уравнение теплопроводности. Рассмотрим теплопередачу путем молекулярной теплопроводности через единичную площадку. Выделим на ней два близких уровня z и $z+dz$, температура горной породы на которых θ_r и $\theta_r+d\theta_r$. В выделенном объеме передача тепла будет происходить от уровня с большей температурой к уровню с меньшей. Тогда количество теплоты q , которое будет проходить через выделенную единичную площадку в единицу времени, будет равно λ при условии, что вертикальный градиент $d\theta_r/dz = 1$:

$$c_p \frac{\partial \theta_z}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial \theta_z}{\partial z} \right), \text{ где } \frac{\partial \theta_z}{\partial t} - \text{ время, } c_p - \text{ объемная теплоемкость.}$$

Это уравнение носит название *уравнения теплопроводности* (уравнения Фурье). Его решение, как правило, затрудняется почти полным отсутствием данных о виде зависимости параметров c_p и λ от глубины.

Однако отдельные исследования связи водных и тепловых свойств некоторых почв позволяют осуществлять решение уравнения с учетом изменчивости параметров c_p и λ , т. е. с учетом зависимостей $c_p = f(x, y, z, t)$ и $\lambda = f(x, y, z, t)$. При этом допускается, что изменения c_p и λ функционально связаны с колебаниями влагосодержания горной породы.

Анализ и учет теплопередачи с помощью рассматриваемого уравнения можно осуществлять лишь для случаев, когда тепловой поток проходит через не изолированную снежным покровом земную поверхность. При теплоизоляции поверхности земной коры снегом высотой более 8—10 см решение уравнения должно выполняться с учетом ослабления теплового потока в снежном покрове.

Билет12

1. Термические модели Земли.

2. Теплофизические свойства пород.

1. Термические модели Земли. Под термическими моделями Земли обычно понимаются модели, дающие изменение температуры внутри Земли, ее «температурный разрез». К термическим моделям также относят и закономерности изменения с глубиной различных теплофизических характеристик вещества Земли.

Следует подчеркнуть, что вопрос о температуре земных глубин относится к числу наименее изученных в геофизике. В качестве верхнего предела температуры внутри мантии Земли обычно принимается температура плавления её вещества. Основанием для этого служит факт прохождения S – волн через всю толщу коры и мантии. Известно, что S – волны через расплав породы не проходят.

Однако существование вулканов, извергающих расплав горных пород, указывает на наличие таких расплавов, как в глубинах коры, так и в верхних частях мантии. Эти расплавы могут существовать в виде ограниченных очагов (камер с расплавом). Такие очаги имеют лишь локальное значение. Другой формой существования расплавов может быть их рассеянное размещение в виде плёнок, тонких прослоек или капель. Среди пород и минералов могут оказаться сравнительно легкоплавкие разновидности, которые и могут привести к образованию описанных жидких вкраплений.

Таким образом, понятие о температуре плавления мантии становится очень неопределённым. Не только для горных пород, но и для минералов достаточно сложного состава можно говорить не о температуре плавления, а только об интервале температур, в котором происходит плавление.

Изменение температуры плавления с глубиной оценить крайне трудно. Проблема осложняется еще больше благодаря присутствию в мантии воды. Даже небольшое присутствие воды обычно очень сильно снижает температуру плавления породы. За нижний предел температуры в мантии Земли обычно принимается ход адиабаты. Под действием давления вышележащих толщ вещество Земли должно было испытать сжатие и при этом разогреться по адиабатическому закону.

В результате исследований адиабат были выдвинуты предположения, что внешнее ядро почти изотермично, а температура не может быть существенно выше адиабатической.

Из геометрических измерений известно, что поток тепла из глубин Земли составляет в среднем $1,4 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. Сделав некоторые более или менее правдоподобные гипотезы о размещении источников тепла по глубине и о начальной температуре света, можно, решая уравнение теплопроводности, построить модели тепловой истории Земли. Такие расчёты обычно приводят к довольно сильно отличающимся друг от друга вариантам тепловой истории нашей планеты.

2. Теплофизические свойства пород. Как известно, основными теплофизическими характеристиками горных пород являются их теплоемкость c , теплопроводность λ и температуропроводность K .

Теплоемкость горных пород c определяет степень их нагревания или остывания. Различают объемную (c_p) и удельную ($c_{уд}$) теплоемкости, связанные между собой соотношением $c_p = \rho c_{уд}$ (ρ – плотность горной породы). Величина c_p в СИ измеряется в Дж/(м³·К), а $c_{уд}$ — в Дж/(кг·К).

Горные породы, как трехфазные среды, имеют теплоемкость, равную

$$c_p = c_1 \eta_1 + c_2 \eta_2 + c_3 \eta_3,$$

где c_1 , c_2 и c_3 — объемная теплоемкость соответственно воды, твердых минеральных или органических частиц и воздуха; η_1 , η_2 , и η_3 — доли единицы объема, занятые водой, твердыми частицами и воздухом.

Составные части горных пород имеют различные значения c_p . Так, теплоемкость воды больше, чем у всех других земных веществ, и равна $4,19 \cdot 10^6$ Дж/(м³·К). У минералов значения c_p изменяются от $1,46 \cdot 10^6$ до $2,72 \cdot 10^6$ Дж/(м³·К); для воздуха c_p очень мала и составляет $150,72$ Дж/(м³·К).

Теплопроводность горных пород λ характеризует количество теплоты, проходящей через единицу поверхности в единицу времени при вертикальном градиенте температуры 1 К/м. Величина λ в СИ измеряется в Вт/(м·К).

Значения λ для различных горных пород и их составляющих неодинаковы (для воздуха $\lambda = 0,021$ Вт/(м·К), для воды $0,586$ Вт/(м·К); для песчаника λ изменяется от $1,0$ до $12,85$ Вт/(м·К), для известняка составляет $1,67$ Вт/(м·К) и более). Так как λ воды больше λ воздуха, то увеличение влажности горных пород сопровождается ростом их теплопроводности в несколько раз.

Температуропроводность горных пород K_t показывает повышение температуры единичного их объема при тепловом потоке, равном λ , в единицу времени.

Для различных составляющих горных пород и в целом для пород различного состава значения K_t изменяются в широких пределах. Так, для воздуха $K_t = 16 \cdot 10^{-8}$ м²/с, для воды - $13 \cdot 10^{-10}$ м²/с; у мелкого песка температуропроводность выше и изменяется от $28,7 \cdot 10^{-8}$ до $32,6 \cdot 10^{-8}$ м²/с, для крупного песка составляет $(35,2-51,2) \cdot 10^{-8}$ м²/с. Меньшие значения K_t у воды по сравнению с воздухом обуславливают то, что повышение влажности горных пород сопровождается снижением их температуропроводности. Это означает, что во влажных горных породах выравнивание температуры по направлению теплового потока идет медленнее, чем в сухих. Для Земли в целом характерным значением K_t является $50 \cdot 10^{-8}$ м²/с.

Билет №13

1. Современные модели Земли.

2. Конвекция.

1. Современные модели Земли. Современные модели можно разделить на оптимальные и стандартные. Под оптимальной моделью понимают модель, наилучшим образом удовлетворяющую всем имеющимся данным о Земле, а стандартная модель также достаточно хорошо удовлетворяет данным наблюдений, но и еще достаточно проста, чтобы с ней было легко манипулировать в повседневной геофизической практике.

Классические модели Земли сферически-симметричны. В то же время, поскольку 2/3 поверхности Земли покрыты океанами, а остальная часть занята континентами, существуют отклонения наружных слоев от сферической симметрии. Это обстоятельство и является главной причиной трудностей при построении современных моделей Земли.

Вначале необходимо построить две средние региональные модели Земли: одну – океаническую, другую – континентальную.

Две модели отражают отличие в строении среднеокеанического и среднеконтинентального регионов Земли, которые сосредоточены в коре и верхней мантии до глубины 420 км. Третья модель представляет среднюю модель этих двух региональных моделей Земли.

2. Процессы теплопереноса в мантии, конвекция. Суть конвекции заключается в движении, обусловленном плавучестью: более легкий материал поднимается, а более плотный - тонет. Плавучесть может возникнуть при разделении вещества с различной плотностью. Однако в мантии в настоящее время какое-либо разделение вещества может происходить только в незначительной степени, поэтому, если существенная конвекция имеет место, различие плотностей должно вызываться разностью температур, т.е. это должна быть *тепловая конвекция*.

Конвекция может принимать очень сложные формы, и детально изучены пока только сравнительно простые случаи. Один из них - конвекция Рэля-Бенара в жидкости, находящейся в сосуде, дно которого подвергается однородному нагреванию, при однородном остывании на поверхности.

Лорд Рэлей показал, что в общем случае характер конвекции зависит от некоторой безразмерной константы, известной теперь как число Рэля:

$$R_a = \frac{\alpha \Delta T g \rho d^3}{K \eta},$$

где R_a - число Рэля; α - объемный коэффициент теплового расширения; ΔT - разность температур по вертикали; g - ускорение силы тяжести; ρ - плотность; d - глубина жидкости; K - коэффициент температуропроводности; η - вязкость.

Повышение значений величин, стоящих в числителе, усиливает конвекцию: большее значение α приводит к уменьшению плотности и тем самым создает плавучесть (подъемную силу); g и ρ влияют на разность веса горячей и остывшей колонн равной высоты, так как эта разность пропорциональна силе тяжести и средней плотности; d имеет значение потому, что чем больше высота колонн, тем значительнее разность давлений наверху этих колонн. Влияние увеличения ΔT очевидно, хотя на конвекцию оказывает воздействие не просто разность температур между верхом и низом. Повышение значений величин, стоящих в знаменателе, ослабляет конвекцию: коэффициент температуропроводности K , определяемый как отношение теплопроводности к произведению плотности и удельной теплоемкости, - это мера тепла

более нагретых, плавучих масс жидкости, “потерянного” в процессе теплопроводности, и поэтому повышение K понижает температурный градиент, что имеет существенное значение для конвекции. Повышение же вязкости η затрудняет, очевидно, любое движение в жидкости.

Для мантии в целом приблизительные оценки рассматриваемых величин составляют: $\alpha=2\cdot 10^{-5} K^{-1}$, $g=10$ м/с² (значение g почти постоянно во всей мантии), $\rho = 3500$ кг/м³, $d=3\cdot 10^6$ м, $K=10^{-6}$ м²/с, $\eta=10^{21}$ кг/(м·с). Таким образом: $R_a \approx 2\cdot 10^4 \Delta T$.

Билет №14

1. Минералогический состав мантии.

2. Электромагнитное поле Земли, его научно-практическое значение.

1. Минералогический состав мантии. На основании данных лабораторных экспериментов можно заключить, что пироксеновая компонента мантии на глубинах, меньших 70 км, кристаллизуется в виде ортопироксенов. Дальше, в интервале глубин 70—500 км ортопироксены сосуществуют с гранатами, причем концентрация граната систематически нарастает, достигая 100% на глубине 500 км. Структура граната устойчива в интервале глубин 500—640 км; смена структуры граната структурой ильменита происходит на глубинах 660—740 км, а глубже 760 км структура ильменита сменяется структурой перовскита. В пиролитовом составе мантии основным минералом является оливин, доля которого составляет ~60 весовых процентов. Поэтому совершенно естественно, что переход α (оливиновая зона) $\rightarrow \beta$ (шпинелевая фаза) или $\alpha \rightarrow \gamma$ (фаза модифицированной шпинели) должен быть ответствен за аномальный рост скорости на глубинах 400—430 км.

В мантии Земли выделяются следующие минералогические зоны (по данным Л. Лиу):

- 70 - 420 км (верхняя мантия) - оливиновая зона (зона В);
- 420 - 670 км (переходная зона) - шпинелевая зона и зона перовскита и ильменита (зона С);
- 1000 - 2800 км (нижняя мантия) – перовскитовая зона (зона D);

2. Электромагнитное поле Земли. Электромагнитное поле Земли является постоянно действующим механизмом взаимодействия между электрически заряженными частицами всех ее оболочек. Изменение состояния этих частиц во времени и пространстве вызывает электрические токи, сопровождаемые магнитными полями. Отсюда следует, что *электромагнитное поле Земли представляет собой единое целое, имеющее две формы проявления. Одна из них — электрические поля с собственными источниками тока, другая — магнитные поля, создающиеся движущимися электрическими зарядами и спиновыми моментами носителей магнетизма.*

Научно-практическое значение электромагнитного поля Земли.

Области научного и практического применения сведений об электрических и магнитных полях Земли непрерывно расширяются. Так, расшифровывая магнитные аномалии, можно определять глубину, форму и состав горных пород, вызывающих аномалии, и обнаруживать полезные ископаемые. Исследуя магнитные аномалии крупных регионов и целых материков (морей и океанов), геофизики проникают в глубокие недра Земли и познают особенности их строения и тектоническую структуру. Непрерывные и плавные изменения из года в год, из столетия в столетие магнитного поля Земли (геомагнитного поля) используют как индикаторы глубинных процессов Земли. В то же время геомагнитное поле оказывает влияние на многие явления околоземного пространства: оно «сортирует» потоки космических частиц и вместе с атмосферой защищает живую природу от губительного корпускулярного излучения.

Электромагнитные свойства оболочек Земли характеризуются рядом параметров: удельной электрической проводимостью σ , удельным электрическим сопротивлением ρ , относительной диэлектрической проницаемостью ϵ и некоторыми

другими. Все они изменяются во времени и пространстве и имеют неодинаковые значения в различных геосферах.

Саратовский государственный университет имени Н. Г. Чернышевского

Билет №15

1. Физические модели Земли.

2. Электрическая проводимость атмосферы.

1. Физические модели Земли. Представляет интерес распределение в недрах Земли многих физических параметров, таких как теплоемкость, коэффициент теплового расширения, адиабатические температуры, коэффициенты теплопроводности и вязкости, коэффициент электропроводности и т.д. Модель Земли, в которой даны распределения всех этих величин, условно можно назвать физической моделью Земли.

Идея метода, позволяющего получить искомые распределения, весьма проста. Следует теоретически вскрыть зависимость искомой величины от объема (или плотности) и температуры и, беря значение величины в некоторой точке (ρ_0, T_0) из эксперимента, дальнейший ее ход в недрах Земли найти, подставляя в соответствующую формулу распределения $\rho(\ell)$ и $T(\ell)$, т.е. плотности и температуры от глубины.

Чтобы построить термодинамику оболочки и ядра Земли и рассчитать термодинамические коэффициенты, необходимо определить две новые функции плотности земных недр: $\theta(\rho)$ - дебаевскую температуру и $\gamma(\rho)$ - параметр Грюнайзена.

Эти две функции полностью определяют термодинамику дебаевской модели твердого тела. Дебаевская температура разграничивает температурную область на высокотемпературную $T > \theta$, в которой свойства конденсированной среды подчиняются законам классической статистической физики и низкотемпературную $T < \theta$, где свойства среды подчиняются законам квантовой статистической физики и где теплоемкость не постоянна, а убывает пропорционально кубу абсолютной температуры ($c \sim 1/T^3$) при приближении к абсолютному нулю. В случае земных недр, оболочки и ядра, мы имеем дело с классическим предельным случаем $T > \theta$.

Построение любой модели твердого тела начинается с того, что истинный спектр частот атомных колебаний заменяется некоторым более простым, поддающимся расчету спектром. Если сделать самое простое предположение и считать, что все частоты атомных колебаний равны, то мы приходим к эйнштейновской модели твердого тела (1907 г.). В дебаевской модели твердого тела истинный спектр собственных колебаний атомов, составляющих рассматриваемое тело, заменяется простым модельным спектром. Кванты тепловых колебаний в твердом теле называются фононами, в отличие от световых квантов - фотонов. Дебаевская температура — это измеренная в градусах энергия предельного дебаевского фонона. В предельном случае высоких температур $T > \theta$ тепловой энергии достаточно, чтобы возбудить весь спектр тепловых колебаний атомов и это соответствует классическому предельному случаю. Данные сейсмологии позволяют нам определить дебаевскую температуру как функцию глубины в мантии Земли, т.е. $\theta(\ell)$. Оказывается, что данные сейсмологии позволяют определить $\theta(\ell)$ и для ядра Земли. Так решается первая часть задачи определения функции $\theta(\ell)$ для земных недр.

Вторая необходимая нам функция — это параметр Грюнайзена $\gamma(\ell)$. Эта функция характеризует изменение дебаевской частоты при изменении плотности и определяется как логарифмическая производная дебаевской температуры $\theta(\rho)$ по плотности. Коэффициент теплопроводности оболочки Земли κ складывается из двух частей: κ_p - решеточной части коэффициента теплопроводности, обусловленной обычным механизмом переноса тепла в диэлектриках за счет диффузии тепловых

колебаний кристаллической решетки — фононов (квантов тепловых колебаний), $\alpha_{\text{л}}$ - лучистой части коэффициента теплопроводности, обусловленной переносом тепла инфракрасными электромагнитными волнами.

Вначале коэффициент теплопроводности убывает обратнопропорционально температуре. На глубинах 100—200 км темп нарастания температуры замедляется, а сами температуры становятся весьма высокими. В значении α становится заметным вклад $\alpha_{\text{л}}$. Таким образом, где-то на глубинах 100—200 км расположен минимум коэффициента теплопроводности; другими словами, здесь находится теплозапирающий слой, препятствующий выходу тепла земных недр наружу. Значение α в нижней мантии, по крайней мере, на порядок больше, чем в верхней мантии.

2. Электрическая проводимость атмосферы. Атмосфера Земли в своем составе имеет нейтральные молекулы и атомы, положительно и отрицательно заряженные ионы и свободные электроны. Вследствие содержания электрически заряженных частиц атмосфера обладает электропроводностью, которая в каждой точке определяется источниками *ионизации* и ионными константами. К числу основных возбудителей электрически заряженных частиц в атмосфере, или *основных ионизаторов атмосферы*, относятся космические лучи, солнечная и земная радиации (излучения).

Космические лучи (первичное космическое излучение) в высокой степени изотропны, их поток постоянен во времени, в них наблюдаются частицы с энергией от 1 до 10^{12} ГэВ (Гигаэлектронвольт). Больше всего в составе космических лучей протонов, т. е. ядер водорода, — около 90 % всех частиц. Примерно около 7 % ядер гелия. На долю ядер всех остальных элементов приходится около 3 %. При взаимодействии с атомными ядрами атмосферы эти частицы порождают обильные ливни электронов и мезонов (мезоны — нестабильные элементарные частицы с нулевым или целым спином, принадлежащие к классу адронов и не имеющие барионного заряда) различного знака и энергии (вторичное космическое излучение). Мезоны больших энергий достигают земной поверхности и проникают в глубь земной коры, меньших энергий — при движении в атмосфере почти мгновенно распадаются. При пролете вблизи ядер атомов атмосферы быстрые электроны частично теряют свою энергию излучением. Таким путем создаются пары электрон-позитрон, которые также ведут к образованию новых пар электрически заряженных частиц, и в конечном итоге возникают ливни таких частиц. Этот механизм, представленный здесь упрощенно, ведет к созданию свободных заряженных частиц в атмосфере и обеспечивает ее электрическую проводимость. Этот вид ионизации атмосферы на уровне моря создает 2–4 млн. пар ионов в 1 м^3 за 1 сек. С ростом высоты примерно до 18 км мощность космической ионизации увеличивается пропорционально росту потока космических лучей.

Преобладающая часть *солнечной радиации* ультрафиолетового и рентгеновского диапазонов поглощается в верхних слоях атмосферы (выше 40 км). Этот процесс сопровождается расщеплением атомов атмосферы на ионы — носители электрически заряженных частиц. В целом излучение Солнца и высокая его температура ионизируют истекающий из Солнца газ, и поэтому каждый его атом несет электрический заряд.

Билет №16

1. Диссипативные свойства земных недр.

2. Электрическая проводимость гидросферы.

1. Диссипативные свойства земных недр. Метод собственных колебаний позволяет в грубых чертах определить новую характеристику земных недр. Речь идет о так называемой диссипативной функции Q_μ , которая является мерой рассеяния механической энергии в различных слоях планеты. Величину Q_μ определяют или по ширине спектральной линии, или по спаданию со временем амплитуды собственных колебаний. Параметр Q_μ можно также рассматривать как «меру идеальности» упругости среды. Чем больше значения Q_μ , тем меньшая часть механической энергии при колебаниях рассеивается и переходит в тепло, тем ближе среда к идеально упругой.

При собственных колебаниях или при распространении волн в недрах Земли возникают напряжения. Любое напряжение (или напряженное состояние) можно разложить на две части: напряжение чистого сдвига и напряжение всестороннего сжатия (или растяжения). Часть напряжения, представляющая напряжение чистого сдвига, пропорциональна модулю сдвига μ , а другая часть напряжения – напряжение всестороннего сжатия – пропорциональна модулю сжатия K . Процессы всестороннего сжатия являются практически идеально упругими по сравнению со сдвиговыми процессами. Затухание собственных колебаний и, видимо, всех остальных механических колебаний земных недр происходит из-за отклонения материала от идеальной упругости по отношению к сдвиговым напряжениям, т.е. рассеяние механической энергии связано с релаксацией модуля сдвига μ . Количественной мерой этого рассеяния является величина Q_μ . Из-за того, что неупругость среды при процессах всестороннего сжатия (расширения) много меньше, чем при сдвиговых процессах, говорят, что модуль сжатия K не релаксирует, и соответствующую количественную меру «объемной» добротности Q_K полагают равной бесконечности, $Q_K = \infty$.

Таким образом, задача заключается в подборе такого распределения $Q_\mu(l)$ с глубиной, чтобы получить согласие рассчитанных значений мер затухания крутильных $Q_{T,n}$ и сфероидальных $Q_{S,n}$ тонов с наблюдаемыми значениями этих величин.

Физический механизм диссипации механических колебаний в земных недрах еще недостаточно ясен. Можно указать следующие четыре общие причины, приводящие к понижению Q_μ : 1) близость температуры к температуре плавления; 2) наличие в веществе заметного количества инородных примесей; 3) частичное плавление, причиной которого также может быть наличие указанных выше летучих веществ; 4) релаксация напряжений (скольжение) по границам зерен в поликристаллической мантии Земли при высоких температурах.

Естественно, что все эти причины могут действовать одновременно, но не исключено и наличие других факторов.

2. Электрическая проводимость гидросферы. Природные воды в основном представляют собой смеси растворов сильных электролитов. В них электрические заряды под действием внешнего электрического поля переносятся ионами. Удельная электрическая проводимость природной воды зависит от концентрации раствора m' , валентности ионов z^\pm , их подвижности U и электрохимической активности ν .

Совершенно чистые природные воды являются плохим проводником электричества. Так, при температуре 18°C электрическая проводимость воды, лишенной каких-либо примесей, составляет $3,8 \cdot 10^{-6}$ См/м, дистиллированной воды $2 \cdot 10^{-4}$ См/м, морской воды 3-7 См/м.

На электрическую проводимость морской воды оказывает влияние давление P , а именно: при его повышении электрическая проводимость растет. Интенсивность этого роста уменьшается по мере повышения температуры воды и ее солёности.

Электрическая проводимость вод рек, озер и болот теоретически и экспериментально изучена слабее, чем морских вод. Показано, что концентрация электролитов в них небольшая (0,1 - 0,001 моль) и поэтому удельная электрическая проводимость колеблется всего лишь от $0,1 \cdot 10^{-2}$ до $2,4 \cdot 10^{-2}$ См/м.

Билет №17

1. Сейсмическая активность Земли. Типы волн.

2. Электрическая проводимость земной коры и земных недр.

1. Волны в природе. От пункта возбуждения во все стороны распространяются упругие волны. Вдоль земной поверхности идут поверхностные волны, а в глубь слоя распространяются прямые или падающие (продольная и поперечная) волны. На границах раздела сред с разными скоростями упругих волн за счет энергии падающей волны возникают отраженные и преломленные волны. При этом могут образоваться отраженные и преломленные волны как того же типа, что и падающая (монотипные, однотипные волны), так и другого типа (*обменные волны*).

Из преломленных волн для сейсморазведки особый интерес представляют волны, падающие под углом, называемым критическим или *углом полного внутреннего отражения*, когда угол преломления становится равным 90° . В этом случае вдоль границы раздела пойдет *скользящая преломленная волна*. Именно она, согласно принципу Гюйгенса, создает новые волны, называемые *головными*, которые изучаются в сейсмическом методе преломленных волн.

Если скорость распространения упругой волны в среде возрастает с глубиной, то лучи проходящих волн искривляются и возвращаются на поверхность. Такие волны называются *рефрагированными*. При распространении сейсмических волн в средах сложного строения (дайки, уступы, сбросы и т.п.) в зоне тени для проходящих волн могут возникать *дифрагированные* волны.

На границе воздух - земная поверхность образуются поверхностные волны Рэлея и Лява, которые быстро затухают с глубиной.

Кроме перечисленных полезных для глубинных исследований волн на записях наблюдаются различные волны-помехи (полно- и неполнократные отраженно-преломленные, звуковые, микросейсмические и т.п.).

2. Электрическая проводимость земной коры и земных недр. Она изменяется в значительно больших пределах, чем это характерно для морской воды, и обуславливается существенными различиями значений σ кристаллов, минералов и горных пород. Важно и то, что σ составных частей земной коры и земных недр в значительной мере зависит от целого ряда изменчивых во времени и пространстве факторов. К их числу относятся температура и минеральная структура горных пород, содержание в них минерализованной влаги, нефти и газа. Поэтому только для однокомпонентных непористых горных пород можно говорить о вполне определенных или однозначных значениях σ . Применительно к большинству горных пород строгая оценка σ представляет собой сложную задачу. В значительной мере такое положение связано с различием электрической проводимости влаги, находящейся в порах горных пород, и внешней минерализованной воды.

Электрическая проводимость горной породы во влажном и сухом состоянии является величиной нестабильной. Если содержание влаги и некоторые другие условия (температура, вязкость и прочее) остаются постоянными, то σ и ϵ горных пород становятся устойчивыми, или стабильными. Так, горные породы с очень малым влагосодержанием и тем более сухие породы в стационарном поле имеют малую электрическую проводимость, близкую к σ чистых минералов. Влажные горные породы нередко имеют значения σ , на несколько порядков большие, чем сухие породы.

Пространственное распределение электрической проводимости (или электрического сопротивления) в земной коре и мантии изучено еще недостаточно.

Пока что достоверно определены сопротивления осадочных толщ (1-100 Ом·м). Об электрической проводимости ядра Земли имеются еще более косвенные данные. При этом предполагается, что ядро состоит из расплавленных металлов, проводимость которых изменяется в относительно узких пределах.

Билет №18

1. Сейсмические лучи.

2. Диэлектрическая проницаемость, магнитная восприимчивость.

1. Сейсмические лучи.

В среде, однородной по своим свойствам, волны, расходящиеся от точечного источника, имеют сферические фронты, и можно считать, что энергия переносится от источника по лучам, идущим вдоль радиусов. Линии, исходящие из источника и везде ортогональные волновым фронтам, называют лучами.

Как и световые лучи, падающие на поверхность воды, сейсмические лучи подчиняются законам отражения и преломления.

Из закона преломления следует, что существует угол падения, называемый критическим углом, при котором угол преломления равен 90° . В этом частном случае энергия, соответствующая преломленному лучу, распространяется вдоль границы раздела сред.

Согласно закону Снеллиуса, сейсмические лучи в Земле обычно следуют по такому пути, что время пробега от одной точки до другой является наименьшим из возможного. Это важнейшее свойство сохраняется и в том случае, если на своем пути до точки наблюдения луч встречает какие-либо отражающие или преломляющие поверхности. Правда, иногда лучи следуют по пути наибольшего времени, и интересно, что в сфере, подобной Земле, может существовать комбинация указанных двух случаев.

2. Диэлектрическая проницаемость ϵ .

Она зависит от полярных свойств молекул вещества, температуры, концентрации и свойств примесей, а также от частоты внешнего поля. Диэлектрические свойства дистиллированной, пресной и морской воды для частот от 1 до $2 \cdot 10^4$ МГц примерно одинаковы и ϵ составляет в среднем 80 (ϵ – безразмерная величина). Так как пресная вода является слабым раствором электролитов, ее ϵ несколько выше, чем у дистиллированной воды. По мере роста температуры пресной воды от $5,5$ до $24,0^\circ\text{C}$ ее относительная диэлектрическая проницаемость уменьшается: по измерениям на частоте $2,652$ ГГц, от $80,52$ до $77,44$. На более низких частотах измерений значения ϵ морской и пресной воды линейно зависят от температуры.

Для горных пород значения ϵ изменяются в широких пределах. Диэлектрическая проницаемость пород растет по мере увеличения их влагосодержания, поскольку ϵ воды примерно в 10 - 12 раз выше, чем у породообразующих минералов. Растет также проницаемость пород по мере их перехода от кислых к основным ввиду повышенного содержания в основных породах плагиоклазов и цветных минералов (пироксен, оливин, слюда и т. д.) с высокими значениями ϵ .

Магнитная восприимчивость χ_m характеризует способность вещества изменять свой магнитный момент при воздействии внешнего магнитного поля. В зависимости от числового значения и знака χ_m все природные вещества делят на диамагнитные, парамагнитные и ферромагнитные. Для воздуха магнитная восприимчивость практически равна единице, т.е. воздух не искажает внешнего магнитного поля. Природные воды представляют собой диамагнитное вещество.

Отрицательный знак χ_m для диамагнитных тел (дерево, мрамор, стекло, нефть, гипс, каменная соль, а так же металлы – золото, серебро, свинец, медь и др.) характеризует направленность магнитного момента в сторону, противоположную внешнему магнитному полю. Это означает, что диамагнитные вещества под действием

магнитного поля намагничиваются в направлении обратном действующему полю; они вызывают ослабление магнитного поля Земли, т. е. отрицательные магнитные аномалии.

В парамагнитных телах (молекулярный кислород, оксид азота, соли редких земель и элементов группы железа, щелочные и щелочноземельные металлы и другие) магнитная восприимчивость положительна и совпадает с направлением внешнего магнитного поля. Горные породы, содержащие парамагнитные вещества, создают наибольшие положительные магнитные аномалии. Их магнитная проницаемость немногим более единицы.

Ферромагнитные вещества (железо, никель, кобальт и другие металлы, некоторые оксиды этих металлов и т. п.) обладают рядом отличительных свойств и признаков. Они имеют чрезвычайно сильную способность намагничиваться. Их положительная магнитная восприимчивость часто составляет единицы, а иногда десятки и даже тысячи единиц. Это означает, что по сравнению с диа- и парамагнитными веществами ферромагнитные в данном поле намагничиваются сильнее в миллион раз. Из-за наличия ферромагнитных веществ магнитное поле усиливается в десятки и сотни раз. Это ведет к образованию на Земле мощных положительных магнитных аномалий. Другой особенностью этих веществ является то, что они обнаруживают способность сохранять приобретенную ими намагниченность или обладают остаточным намагничиванием.

Билет №19

1. Сейсмические волны, распространяющиеся внутри Земли (P и S волны).

2. Региональные и локальные электрические поля.

1. Сейсмические волны, распространяющиеся внутри Земли (P и S волны).

Сейсмические волны могут возникнуть при любом возмущении грунта. В твердой части Земли могут распространяться два типа волн. Самая быстрая из этих волн – первичная, или P-волна. Она представляет собой звуковую волну, при распространении которой упругие горные породы испытывают сжатия и растяжения и которая может проходить и по жидким, и по твердым участкам земных недр. Упругая волна второго типа, которая может распространяться только в твердых телах, – это вторичная, или S-волна. Ее можно представить себе как «сотрясение», поскольку с ее прохождением связано колебание частиц горных пород под прямым углом к направлению распространения волны.

В прочных поверхностных породах типа гранита характерное значение скорости P-волн составляет около 5,5 км/с, а S-волн – около 3 км/с. В глубоких недрах Земли, где горные породы сжаты, измерения времен пробега сейсмических волн P и S вдоль расстояний известной длины показывают, что на глубине скорости распространения превышают 11 км/с для P-волн и 7 км/с для S-волн.

Реальная скорость распространения сейсмических волн зависит от упругих свойств и плотности пород, через которые они проходят.

Оказывается, что скорость P-волн определяется сопротивлением породы сжатию (модуль сжатия), сопротивлением кручению (модуль сдвига) и плотностью. Скорость S-волн зависит только от последних двух из этих упругих параметров.

S-волнам свойственно такое явление, как поляризация. Распространяясь внутри Земли, эти волны встречаются с границами геологических структур, которые преломляют и отражают их и поляризуют их колебания.

Уникальные явления происходят при падении сейсмических волн на отражающую поверхность внутри Земли. Падая на граничную поверхность, волна P распадается на отраженную и преломленную P-волны. Но кроме этого она порождает еще отраженную и преломленную S-волны. Причиной является то, что в точке падения волны порода на границе испытывает не только сжатие, но и сдвиг.

2. Региональное электрическое поле земной коры. Это нестационарные переменные поля, особенно в периоды электромагнитных бурь. При невозмущенном состоянии электромагнитного поля Земли, или в так называемые спокойные периоды, теллурические токи в среднем выдерживают сравнительно устойчивый режим. В такие периоды плотность теллурических токов I для различных участков земной поверхности примерно одинакова и в среднем составляет 2 А/м^2 .

В целом для Земли интенсивность теллурических токов регионального масштаба увеличивается от низких широт к высоким (в полярных районах значение E может достигать 10^{-3} В/м и более). Амплитуды напряжения регионального поля обычно колеблются около $(0,3 \dots 1) \cdot 10^{-6} \text{ В/м}$, в средних широтах они достигают на суше $1 \cdot 10^{-5} \text{ В/м}$, в морях $(0,5 \dots 1,5) \cdot 10^{-5} \text{ В/м}$.

Локальные электрические поля. Они возникают под влиянием местных возбудителей, основными из которых являются контакты горных пород, различающихся физическими свойствами и особенно химическим составом. Фильтрация пластовых вод в

водоносных горизонтах, атмосферных осадков в зоне аэрации, речные и морские течения, водопады и рудные тела также возбуждают локальные поля.

Причиной возникновения местного поля может быть контакт двух горных пород, различающихся своей плотностью, концентрацией растворенных веществ в водах, насыщающих породы, температурой, а также имеющих неодинаковые агрегатное, аллотропическое и метаморфическое состояния. Более заметные поля возникают при контакте веществ различного химического состава.

При своем движении вода возбуждает собственные электрические токи, изменяя систему теллурических токов и выделяя этим водный объект на фоне стационарных полей, обусловленных другими явлениями. Вместе с этим речные потоки создают собственные электрические поля за счет диффузии ионов на границе русла и речного потока, фильтрации воды через русло реки. Каждый из этих возбудителей создает собственные поля, в сумме составляющие электрическое поле речного потока, имеющее напряжение от 20 до 250 мВ/м. В горных районах речные потоки вместе с контактным напряжением горных пород, фильтрацией талых снеговых и ледниковых вод создают локальные поля с $E \approx 300-600$ мВ/м и даже до 2 В/м.

При определенных природных условиях локальные электрические стационарные поля возникают в зоне рудных залежей. Эти залежи по существу являются природными электронными проводниками. Значения E таких полей зависят от минерального состава рудного тела, его электрической проводимости и структуры содержащихся в нем электронно-проводящих минералов. В последнем случае важна не столько концентрация этих минералов, сколько создание ими непрерывной проводящей системы.

Главной причиной образования локальных полей рудных тел является различие в скачках потенциала на границах рудного тела с вмещающей ионной средой. Это различие на поверхности рудного тела обуславливается изменением химического состава подземных (грунтовых) вод.

Билет №20

1. Сейсмические волны, распространяющиеся вдоль поверхности Земли. Стоячие сейсмические волны.

2. Магнитотеллурическое поле.

1. Сейсмические волны, бегущие вдоль поверхности Земли. Наблюдаются только вблизи границ, разделяющих среды с различными упругими свойствами. Силы взаимодействия между частицами воздуха малы по сравнению с силами сцепления между частицами горных пород, слагающих земную поверхность, поэтому можно считать, что здесь - свободная от напряжений поверхность упругой среды. Это приводит к образованию волн, интенсивность которых быстро убывает с удалением от свободной поверхности. Такие волны называются поверхностными. Смещения, переносимые этими волнами, происходят лишь в небольшой части объёма упругой среды вблизи поверхности. Различают два основных типа поверхностных волн.

В волнах Лява частицы грунта смещаются из стороны в сторону в горизонтальной плоскости, но под прямыми углами к направлению распространения волны; вертикальных движений не происходит. В волнах Рэлея частицы колеблются как вверх – вниз, так и взад – вперед, образуя эллиптическую траекторию.

Стоячие сейсмические волны. Поверхностные волны, возникающие в приповерхностном слое, (зоны малых скоростей, выветривания) называются каналовыми или стоячими волнами, т.е. если сейсмическая волна, встречаясь с границей раздела, отражается обратно сама на себя, то приходящие и уходящие волны будут складываться, образуя систему стационарных, или стоячих волн. Стоячие волны образуются при таких углах падения и отражения волн, когда вся энергия остаётся внутри слоя. При размещении источника возбуждения в зоне выветривания или на земной поверхности амплитуда каналовых волн резко возрастает. В зависимости от способа возбуждения возникают каналовые волны разного типа. Каналовые волны являются волнами помехами.

2. Магнитотеллурическое поле. Происхождение магнитотеллурических полей объясняется воздействием на ионосферу Земли потока заряженных частиц, посылаемых космосом (в основном, корпускулярным излучением Солнца). Вызываемые разной активностью Солнца и солнечным ветром периодические (11 - летние), годовые, суточные вариации магнитного поля Земли и магнитные бури создают возмущения в магнитосфере и ионосфере. Вследствие индукции в Земле и возникают магнитотеллурические поля. В целом эти поля инфранизкой частоты (от 5 до 10 Гц).

Измеряемыми параметрами являются электрические $E(x)$, $E(y)$ и магнитные $H(x)$, $H(y)$, $H(z)$ составляющие напряженности магнитотеллурического поля. Их амплитуды и фазы зависят, с одной стороны, от интенсивности вариации теллурического и геомагнитного полей, а с другой - от удельного электрического сопротивления пород, слагающих геоэлектрический разрез.

Билет №21

1. Рассеяние и ослабление волн.

2. Электрическое поле атмосферы. Геоэлектрический разрез.

1. Рассеяние и ослабление волн. Типы рассеяния зависят от отношения размера препятствия к длине волны падающих волн. Общее правило таково, что чем больше длина волны по сравнению с размером препятствия, тем меньше энергии волны рассеивается таким препятствием.

Одна причина уменьшения амплитуд волн с увеличением пройденного расстояния называется геометрическим расхождением, поскольку создается чисто геометрическими эффектами. Легко показать, что амплитуда волн Р и S при их распространении через тело Земли обратно пропорциональна расстоянию от очага. В то же время амплитуды поверхностных волн обратно пропорциональны квадратному корню из расстояния от источника. Ни в том, ни в другом случае затухание волн не зависит от длины волны.

Энергия сейсмических волн ослабевает и по другим причинам. Например, рассеяние и отражение волн неоднородностями в недрах Земли понижают амплитуды распространяющихся волн, затухание происходит и вследствие трения в горных породах при распространении колебаний. Часть энергии волн теряется в виде тепла, и эта потеря приводит к уменьшению амплитуд при продвижении сейсмического сотрясения через неидеально упругие породы. Глубоко в недрах Земли затухание сейсмических волн вследствие трения оказывается небольшой, но все же измеримой величиной. Хотя оно и неприятно для наблюдателя, так как уменьшает величину сейсмического сигнала, фрикционное затухание сейсмических волн кое-что рассказывает нам о неупругих, или пластических, свойствах земных недр.

2. Электрическое поле атмосферы. Большая часть электрического поля атмосферы за исключением временно существующих областей возмущения всегда направлена нормально к земной поверхности. Такое направление поля в подавляющем числе случаев наблюдается в безоблачную, штилевую погоду («нормальные дни»). Это так называемое нормальное электрическое поле атмосферы, имеющее обычно напряженность в пределах $0 > E_{\text{л}}(\lambda, \varphi, t) > -1$ кВ/м. Оно проявляется в фильтрационно-электрических эффектах, генерирующих конвекционные токи в нижних слоях атмосферы, ионизирующих атмосферные осадки и аэрозоли. Электрические процессы в атмосфере всегда сопровождаются электромагнитными возмущениями, индуцирующими вихревые токи в земной коре.

Геоэлектрический разрез. По результатам наблюдений, выполненных на поверхности геологического разреза, строится физическая модель среды, называемая геоэлектрическим разрезом. Он представляет собой вертикальный разрез горных пород в естественном залегании, различающихся по электрическим свойствам, главным образом по удельному электрическому сопротивлению. Причем однородная по литологическим признакам толща пород одного и того же возраста на геоэлектрическом разрезе может быть представлена несколькими слоями, что связано с различной степенью минерализации подземных вод. Более часты случаи, когда комплекс слоев, различающихся по составу и возрасту, характеризуется практически одинаковыми электрическими свойствами.

Особый интерес представляют мощные пласты относительно высокого, или, напротив, низкого сопротивления. Они, как правило, прослеживаются на больших площадях, и их кровля служит опорным электрическим горизонтом в данном районе.

Сведения о составе, возрасте и электрических свойствах пород, слагающих разрез изучаемого района, получают обычно по результатам бурения, электрических измерений в скважинах и электромагнитных зондирований. По этим сведениям определяют тип разреза и пределы соответствия электрических и стратиграфических границ.

Билет №22

1. Схема внутреннего строения Земли.

2. Геоэлектрический разрез земной коры.

1. Схема внутреннего строения Земли. Кора отделяется от оболочки резкой сейсмической границей, на которой свойства среды скачкообразно изменяются, то есть возрастают скорости V_P и V_S и плотность ρ . Эту границу называют границей Мохо. Земной корой называют наружный слой Земли, расположенный выше границы Мохо. Толщина земной коры изменяется от ~ 10 км в океанических областях до нескольких десятков километров в горных районах. Вклад земной коры в полную массу Земли мал, поэтому, при рассмотрении Земли в целом, земную кору представляют в виде однородного слоя толщиной ~ 35 км. Ниже коры в интервале глубин 33-2885 км расположена силикатная оболочка. Центральная часть Земли, расположенная в интервале 2898–6371, образует ядро Земли.

Сейсмическая граница на глубине 2898 км между оболочкой и ядром Земли называется границей Гутенберга. Она сильно отражает объемные P и S – волны и сильно преломляет P-волны. На этой границе скорость P – волн скачком падает от значения 13,6 км/сек в оболочке до значения 8,1 км/сек в ядре, скорости поперечных волн уменьшаются от 7,3 км/сек до 0 км/сек; плотность наоборот, возрастает от 5,5 до 10 г/см³. Тот факт, что земное ядро не пропускает через себя поперечные волны, скорость которых в нем равна нулю, означает, что земное ядро является жидким. В соответствии с данными сейсмологии земные недра разделяют на 8 характерных зон, обозначаемые заглавными буквами латинского алфавита. Зона **A** (0-33 км) – земная кора; зона **B** (50-350 км) – подкорковая зона, слой пониженных скоростей; зона **C** (350-1000 км) – переходный слой, зона быстрого возрастания скоростей P и S волн; зона **D** – разделяется на зону **D'** (1000-2700 км) – зона нормального возрастания скоростей за счет давления выше лежащих слоев, и зону **D''** (2700-2900 км) – узкая граничная зона оболочки с ядром, характеризуется постоянством скоростей P и S волн; зона **E** (2900-4980) – жидкое внешнее ядро, зона **F** (4980-5120 км) – переходная зона ядра, зона **G** (5120-6471) – твердое внутреннее ядро Земли.

В настоящее время в результате применения различных методов исследования была выяснена детальная структура верхней мантии Земли. Граница наружной зоны литосферы расположена на глубине 70 км. Литосфера включает в себя как земную кору, так и верхнюю оболочку. Жесткая литосферная плита расколота на 10 больших плит. Под жесткой литосферой на глубине от 70 до 250 км расположен слой повышенной текучести – астеносфера. Из-за малой вязкости астеносферы жесткие наружные плиты находятся в изостатическом равновесии. Именно в астеносфере образуются базальтовые магмы, которые затем по вулканическим каналам изливаются на поверхность. Границы астеносферы совпадают со слоем пониженных скоростей сейсмических волн в верхней мантии. Это объясняется высокой температурой мантийного вещества. Начиная с глубины ~ 250 км скорости сейсмических волн начинают расти. Это показывает, что на глубине 250-400 км влияние давления преобладает над влиянием температуры. На глубинах около 400 км нарастание скорости аномально велико из-за переходов оливинов в шпинелевую модификацию. На глубинах 400-650 км скорости сейсмических волн снова плавно возрастают под влиянием роста давления вышележащих слоев. На глубинах 650-700 км наблюдается второй всплеск скоростей. В настоящее время причина этого явления не установлена. Начиная с глубин 700 км и вплоть до границы с ядром Земли скорости плавно нарастают под влиянием давления вышележащих слоев.

2. Геоэлектрическая модель земной коры. Земная кора представлена осадочным чехлом и кристаллическим складчатым основанием — фундаментом. Мощность осадочного чехла на платформах в среднем равна 2-3 км, на щитах она уменьшается до нуля, а в предгорных впадинах достигает 8-15 км. По данным электромагнитных зондирований, бурения и электрических измерений в скважинах осадочная толща схематически может быть представлена в виде многослойного геоэлектрического разреза, характеризующегося чередованием слоев высокого и низкого удельных сопротивлений. Промежуточные пласты высокого удельного сопротивления представлены известняками, доломитами, солями, гипсами и ангидритами. Кровля этих пластов, четко выделяющаяся по электроразведочным данным, служит местным промежуточным опорным или маркирующим горизонтом.

Породы кристаллического фундамента имеют, как правило, более высокое удельное сопротивление, чем покрывающая их толща. Поэтому кровля фундамента почти повсеместно служит надежным опорным электрическим горизонтом. По данным бурения и геофизических исследований в скважинах установлено неоднородное строение древних щитов. На больших глубинах обнаружены зоны высокопроницаемых, трещиноватых пород, насыщенных подземными водами высокой минерализации. По физическим свойствам породы фундамента резко дифференцированы. Пласты высокого удельного сопротивления перемежаются со слоями низкого сопротивления. Причем, как показывают сейсмические исследования, граничные скорости, а следовательно, и электрические свойства, сильно изменяются по латерали.

Наряду с этим, по данным сейсмических и гравиметрических наблюдений на глубинах порядка 20 км выделяется плотностная граница — поверхность Конрада (К), которая, как установлено сверхглубоким бурением, связана либо с наличием вулканогенных пород, либо с плотными биотит-плагиоклазовыми гнейсами (Кольский полуостров). По данным электрического каротажа на этой границе наблюдается резкий скачок удельного сопротивления от 1000 до 10000 Ом·м.

Подошвой земной коры принято считать поверхность Мохоровичича (М). В континентальных условиях она обнаруживается на глубинах порядка 40 км. Наличие поверхности Мохоровичича объясняют изменением химического состава пород в зоне перехода от базальтов к ультраосновным породам типа перидотитов. На этих глубинах (при высоком давлении и критической температуре) происходит также изменение агрегатного состояния вещества и, по всей вероятности, образуется фазовый переход от габброидного нижнего слоя земной коры к эклогитам верхней мантии (слой В). На границах К и М удельное сопротивление возрастает ступенчато.

Билет №23

1. Собственные колебания Земли.

2. Геоэлектрический разрез верхней мантии.

1. Собственные колебания Земли. В экспериментальном плане собственные колебания стыкуют сейсмологию и гравиметрию. Таким образом, собственные колебания Земли представляют собой связанные колебания упругого и гравитационного полей. Спектр этих колебаний линейчатый, т.е. он распадается на дискретные частоты — собственные частоты Земли.

Определение периодов собственных колебаний сводится к разложению временных рядов, записанных прибором, на элементарные гармоники. Эта операция выполняется на ЭВМ и сводится к умножению временной записи на синусоидальную волну заданной частоты ω и интегрированию по времени.

Собственные колебания Земли представляют ее элементарные возбуждения, ее упруго-гравитационные кванты. Любое сложное возмущение Земли при детальном теоретическом анализе следует раскладывать по собственным колебаниям, т.е. определять, с каким весом в рассматриваемый сигнал произвольной формы входят различные собственные колебания.

Собственные колебания Земли делятся на два класса:

а) крутильные колебания, вектор смещения которых перпендикулярен к радиусу сферы, за которую с хорошим приближением принимается Земля;

б) сфероидальные колебания, в них вектор смещения имеет составляющие и по радиусу, и по азимутальным направлениям.

Смещения для каждого собственного колебания пропорциональны сферической функции n -го порядка.

Основное сфероидальное собственное колебание соответствует $n=2$ и характеризует движения, при которых сфера деформируется в сфероид. Отсюда и название всего класса, хотя колебания с $n>2$ приводят к более сложным фигурам. При $n=0$ сфероидальные колебания вырождаются в радиальные со смещениями вдоль радиуса.

Крутильные колебания, в отличие от сфероидальных, не связаны с изменением объема и формы планеты, поэтому они не изменяют гравитационное поле Земли и не регистрируются гравиметрами. Благодаря тому, что земное ядро жидкое, а крутильные колебания являются поперечными колебаниями (аналогично поперечным волнам), они связаны лишь с твердыми областями Земли и определяются распределением плотности ρ и модуля сдвига μ в мантии и коре.

Сфероидальные колебания захватывают всю Землю, что позволяет наряду с корой и мантией изучать и ядро Земли. Важнейшим свойством собственных колебаний является то, что с ростом номера колебания n они вытесняются из центральных областей планеты к поверхности. Собственные колебания позволяют изучать не только интегральные свойства земного шара, подобно приливам в теле Земли, но и дифференциальные.

2. Геоэлектрическая модель верхней мантии. Представления о строении и физическом состоянии глубоких слоев Земли основаны главным образом на геофизических данных. В настоящее время считается общепризнанным выделение трех основных слоев или геосфер: земной коры мощностью 10-70 км – слой А, мантии, простирающейся до глубины 2900 км и состоящей, в свою очередь, из слоев В, С и D и ядра – слои Е, F, G. На границах между этими слоями, по сейсмическим данным, происходит резкое увеличение плотности горных пород. Так, на поверхности раздела между земной корой и мантией скорость распространения продольных сейсмических волн

изменяется скачком в интервале 7,0 – 8,2 км/с, поперечных — 4,0 - 4,5 км/с, плотность горных пород увеличивается в пределах 2,7—3,5 г/см³. Эта граница называется поверхностью Мохоровичича (по имени югославского геофизика).

Мантия подразделяется на три зоны: **В** — верхняя мантия (40—400 км), **С** — переходная зона (400—1000 км), **Д** — нижняя мантия (1000—2900 км). В зоне **В** в интервале глубин 100—200 км по данным электромагнитных зондирований выделяется слой высокой проводимости $S \approx 10^3$ См. Этот слой называют астеносферой. Его удельное сопротивление, по-видимому, не превышает 10 Ом·м. С увеличением глубины оно возрастает до 100—200 Ом·м и, начиная с 300—400 км, ступенеобразно понижается до значений, меньших 1 Ом·м.

Билет №24**1. Типы волн, возбуждаемых землетрясениями.****2. Проблема природы магнитного поля Земли.**

1. Типы волн, возбуждаемых землетрясениями. При землетрясении из ограниченной области под поверхностью Земли излучаются упругие колебания – сейсмические волны. Сейсмические волны – это низкочастотные звуковые волны в твердой упругой Земле. Они делятся на объемные и поверхностные. Объемные волны бывают двух типов – продольные и поперечные. Продольные волны представляют собой упругие волны сжатия, а поперечные волны – упругие волны сдвига. Продольные и поперечные сейсмические волны, в отличие от поверхностных волн, распространяющихся вдоль земной поверхности, пронизывают весь объем нашей планеты.

2. Проблема природы магнитного поля Земли. То магнитное поле, которое существует на земной поверхности, является суммарным полем, образованным за счет ряда источников: 1) токов, пересекающих поверхность Земли, так называемого "вихревого" поля; 2) внешних, космических источников, не связанных с Землей; 3) магнитного поля, обусловленного причинами внутренней динамики Земли. Этот последний источник вносит наибольший вклад в формирование геомагнитного поля и именно его генезису посвящено большинство гипотез.

Проблема происхождения магнитного поля Земли до настоящего времени не может считаться окончательно решенной, хотя почти общепризнанной является гипотеза магнитного гидродинамо, основанная на признании существования жидкого внешнего ядра. Тепловая конвекция, то есть перемешивание вещества во внешнем ядре, способствует образованию кольцевых электрических токов. Скорость перемещения вещества в верхней части жидкого ядра будет несколько меньше, а нижних слоев - больше относительно мантии в первом случае и твердого ядра - во втором. Подобные медленные течения вызывают формирование кольцеобразных (тороидальных) замкнутых по форме электрических полей, не выходящих за пределы ядра. Благодаря взаимодействию тороидальных электрических полей с конвективными течениями во внешнем ядре возникает суммарное магнитное поле дипольного характера, ось которого примерно совпадает с осью вращения Земли. Для "запуска" подобного процесса необходимо начальное, хотя бы очень слабое, магнитное поле, которое может генерироваться гиромангнитным эффектом. Поскольку магнитное поле Земли аппроксимируется центральным диполем с круговой симметрией по отношению к оси этого диполя, то это позволяет по магнитному склонению D и магнитному наклонению I , измеренным в любой точке поверхности земного шара, определить географические координаты — широту и долготу положения геомагнитного полюса.

Билет №25

1. Классификация землетрясений. Строение очага землетрясений.

2. Магнитные свойства пород.

1. Классификация землетрясений. Землетрясение – это быстрое и внезапное сотрясение земной коры.

По причинам образования все землетрясения классифицируют на денудационные (обвальные или обвально-карстовые), вулканические и тектонические. Первые из них относятся к экзогенным, другие - к эндогенным явлениям.

Денудационные землетрясения возникают в районах интенсивного выветривания горных пород и образования карста. Кровля подземных пустот и карстовых пещер выдерживает нагрузки вышележащих пород до определенного предела, равного сопротивлению пород кровли на разрыв. Превышение указанного предела ведет к обрушению кровли, к подземному обвалу, который на земной поверхности отдается сейсмическим толчком. Энергия таких землетрясений невелика

Вулканические землетрясения обуславливаются движением магмы и газов в выводном канале вулканов. Они предшествуют или сопровождают извержения вулканов. Обычно подземные толчки вызваны прорывом остывшей магмы в выводном канале. Энергия таких землетрясений бывает довольно значительна, но область их распространения нередко ограничивается прилегающей к вулкану территорией.

Тектонические землетрясения являются самыми разрушительными и наиболее часто происходящими на суше и океаническом дне. На их долю приходится 95% всех землетрясений. Они различаются целым рядом характеристик, но их природа одинакова – все они результат блоковых и глыбовых движений в земной коре и верхней мантии.

Наряду с генетической классификацией землетрясений существует и разделение их по глубине расположения очага. По этому признаку землетрясения делят на *поверхностные*, с глубиной очага до 10 км; *нормальные* – 10-75км; *промежуточные* – 75-300 км, и *глубокофокусные* – 300-700 км. Большая часть очагов землетрясений залегает в земной коре на глубине 20-30 км. Наибольшие разрушения на земной поверхности производят промежуточные землетрясения.

Характер землетрясений обуславливается не только глубиной очага, но и свойствами среды, в которой очаг располагается. В этой связи все землетрясения делят на *эписейсм* (верхние землетрясения) с очагом в осадочном слое земной коры, *мезосейсм* (глубокие землетрясения)- в гранитном или базальтовом слое и *гипосейсм* – в мантии. Особенно разрушительны на земной поверхности при одной и той же силе являются мезосейсм и тем более гипосейсм.

Подземные толчки бывают не только на суше, но и на море (моретрясения) и воспринимаются как сотрясения дна моря. При моретрясении гипоцентр не обязательно располагается под морским дном, он может находится под материком. Но во всех случаях больших волнений моря не обнаруживается. Исключения составляют отдельные мощные моретрясения, сопровождающиеся быстрыми относительными смещениями значительных участков дна моря, вызывающими сильные волнения в виде огромных морских волн - цунами.

Иногда основному подземному удару при землетрясениях предшествуют местные (локальные) смещения блоков и разрывы на сжатых участках, которые также вызывают подземные толчки – *форшоки*. Разгрузка напряжений может происходить после основного подземного толчка еще длительное время. На отдельных участках, подвергшихся

деформации, возникают новые разрывы и новые толчки – *афтершоки*, сила которых меньше, чем в момент основного удара.

2. Магнитные свойства горных пород. Магнитные свойства горных пород описываются несколькими параметрами, среди которых для интерпретации наибольший интерес представляют векторы магнитной восприимчивости. (Величина, характеризующая способность вещества изменять свою намагниченность при воздействии поля H или способность вещества к намагничению).

$$X = \frac{J}{H}$$

Мерой намагниченности служит вектор

$$J = \frac{\sum M_i}{V}$$

$$\vec{J} = \vec{J}_n + \vec{J}_i \text{ - (сумма нормальной и касательной составляющих)}$$

Породы, в которых направление вектора J_n совпадают с современным магнитным полем, называются нормально намагниченными, в противном случае говорят об обратной намагниченности.

Важную характеристику магнитных свойств дает точка Кюри, при достижении которой вещество теряет ферромагнитные свойства. У диамагнетиков результирующий магнитный момент M в отдельных атомах равен 0 и J (вектор намагниченности) возникает за счет Ларморовской прецессии (прецессия – движение оси вращения) электронных орбит в магнитном поле.

У парамагнетиков большое число атомов обладают магнитным моментом, но в отсутствие внешнего поля $\sum M = 0$ (сумма магнитных моментов равна нулю) вследствие случайности в распределении магнитных моментов отдельных атомов, внешнее магнитное поле упорядочивает ориентацию отдельных моментов, а тепловое движение нарушает ее.

В ферромагнетиках взаимодействие между атомами несколько сильнее, что связано главным образом со спиновыми моментами электронов в отдельных областях – доменах. Нулевая намагниченность объясняется компенсацией магнитных моментов отдельных доменов.

Намагниченность ферромагнетиков под действием внешнего магнитного поля обуславливается ростом размеров доменов с близким к полю направлением за счет смещения границ доменов.

Ферромагнетики	X , единиц СГС	Температура Кюри, °С
Магнетит	0,3-2	578
Гематит	10^{-5} - $2 \cdot 10^{-4}$	678
Кристаллы магнетита	0,3-0,2	300-325

Диапазон изменения X очень широк – от отрицательных и близких к нулю до очень больших значений, превышающих 12 ед. СГС.

Магнитные свойства пород обусловлены в основном, магнитным моментом электронов, который характеризует круговой ток, возникающий при движении электронов вокруг своей оси. У некоторых веществ магнитный момент равен нулю.

Парамагнитные вещества не намагничены, пока на них не действует поле, т.к. у них магнитные моменты атомов ориентированы хаотично под действием теплового движения. Диамагнетизм от температуры не зависит, а при температуре Кюри ферромагнетики становятся парамагнетиками.

Магнитная восприимчивость горных пород зависит от типа, состава, количества ферромагнитного материала, от размера зерен, структуры, температуры и давления.

По значению и характеру намагниченности все минералы можно разделить на 3 группы:

1. Безжелезистые минералы (кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, эпидот, хлорит, апатит, галит, гипс), относящиеся к диамагнетикам или парамагнетикам с низким $X < 12 \cdot 10^{-5}$ единиц СИ.

2. Железосодержащие силикаты и алюмосиликаты (слюды, оливины, амфиболы, пироксены, гранаты) смешанной парамагнитной природы. В чистом виде $X = 25 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ; с примесями $X = (300-400) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

3. Ферромагнитные минералы, к которым относятся магнетит, титаномагнетит, гематит, ильменит, лимонит, пирротин.

Осадочные породы характеризуются небольшими, близкими к нулю значениями X . Наиболее вероятными значениями являются $(0,5-1) \cdot 10^{-5}$ единиц СИ. Еще меньшие значения имеют мергели, доломиты, соль. Они практически немагнитные и имеют отрицательные значения X .

Магматические породы кислого состава (граниты, кварцевые порфиры) имеют значения $X = (0-600) \cdot 10^{-5}$ единиц СИ. Хотя среди них есть и немагнитные разновидности. При этом 65% магматических пород кислого состава – слабомагнитные.

Магматические породы среднего состава – андезиты, порфириты, сиениты и диориты характеризуются X от 0 до $2300 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Магматические породы основного состава (габбро, базальты, диабазы) характеризуются значениями $X = (50-1000) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Ультраосновные породы от 0 до $2500 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. При этом средняя X эффузивных пород ниже интрузивных.

У метаморфических пород значение $X = 5 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ.

Сложные процессы метаморфических образований (гранитизация, контактовый метаморфизм, гидротермально-метасоматические процессы) обуславливают широкий диапазон изменения магнитных свойств.

Билет №26**1. Условия возникновения и механизм землетрясений.****2. Палеомагнетизм, инверсия и миграция полюсов.**

1. Условия возникновения и механизм землетрясений. Литосфера разделена на жесткие плиты, отделенные друг от друга тектоническими разрывами, совпадающими с осевыми линиями сейсмических поясов Земли. Плиты не спаяны в единое целое, на границах между ними могут происходить три явления: они могут раздвигаться (образуется новая кора в зонах рифтов и разломов), сдвигаться (происходит поддвиг с погружением одной плиты под другую) или скользить одна относительно другой. Границы плит являются зонами максимальной сейсмической и вулканической активности. В ходе медленного протекания указанных трех явлений (раздвиг и поддвиг плит или их взаимное скольжение) в земной коре происходят пластические деформации. Тектоническое землетрясение, как и в определенной мере вулканическое, происходит не в результате единовременного акта, совершающегося в земных недрах, а есть следствие длительно и непрерывно развивающегося процесса движения вещества этих недр.

2. Палеомагнетизм, инверсия и миграция полюсов, «самовозбуждающееся» динамо. Чтобы продлить наблюдения магнитного поля в глубь геологического времени, проводится изучение *палеомагнетизма* («ископаемой» намагниченности) древних горных пород. Применение этого метода возможно потому, что многие породы приобретают некоторую постоянную намагниченность в том поле, которое существует во время их образования. В результате применения этого метода при изучении разреза лав, накопившихся за миллионы лет, было обнаружено, что в прошлом магнитное поле много раз полностью меняло направление, т.е. испытывало *инверсии*. Например, северные палеополюсы становились южными и наоборот.

Ясно, что магнитное поле Земли – это очень изменчивая и динамичная во всех масштабах времени система, которая существовала на протяжении большей части истории Земли и не связана с постоянной намагниченностью вещества в ядре. Поэтому возникают вопросы о том, как это магнитное поле генерируется в ядре.

Изменения ориентировки и напряженности магнитного поля Земли заставляют предположить, что источник этого поля находится в жидком подвижном внешнем ядре. Почти все вещество твердой мантии и внутреннего ядра имеет температуру выше своей точки Кюри, поэтому оно не обладает, очевидно, постоянной намагниченностью. Движения внутри этого вещества также недостаточно интенсивны, чтобы стать причиной наблюдаемых вековых вариаций. В качестве вероятного единственного возбудителя магнитного поля остаются только электрические токи во внешнем ядре. Идея состоит в том, что там существуют токовые петли, грубо напоминающие витки провода в соленоиде (электрической катушке), которые и генерируют различные составляющие геомагнитного поля; развитие этой идеи привело к появлению почти общепринятой теперь модели «геомагнитного динамо».

Билет №27

1. Основные характеристики землетрясений.

2. "Самовозбуждающееся" динамо.

1. Основные характеристики землетрясений. В изучении землетрясений большая роль принадлежит сейсмическим станциям, на которых определяют так называемые эпицентральные расстояния (расстояния от станции до эпицентра), координаты очага землетрясения, его энергию и глубину сейсмического очага.

Эпицентральные расстояния Δ чаще всего определяют аналитически по формуле

$$\Delta = v_p v_s t / (v_p - v_s),$$

где t — разница во времени прихода P- и S-волн.

Глубину сейсмического очага $H_{зт}$ вычисляют по формуле

$$H_{зт} = 7 \sqrt{S^2 + S^3},$$

где S^2 и S^3 — плейстосейстовые площади (км^2), ограниченные соответственно второй и третьей от эпицентра изосейстами.

Для нахождения эпицентра землетрясения используют показания не менее трех сейсмографов (два горизонтальных и один вертикальный) на трех и более сейсмических станциях.

Основными характеристиками землетрясений являются их энергия, интенсивность, частота и распространение на Земле (география землетрясений). Энергия землетрясений измеряется в джоулях. Она достигает огромных значений.

Для приближенной оценки энергии упругих колебаний, возникающих в очаге землетрясения, сейсмический процесс можно представить в виде гармонического колебания $x = A \sin \omega t$, где x - смещения грунта; A - амплитуда колебания; ω - круговая частота; t - время. Тогда среднюю за период колебания T энергию $\bar{q}_{зт}$ таких колебаний можно описать выражением

$$\bar{q}_{зт} = \pi^2 \rho v (A/T)^2$$

где ρ - плотность верхних слоев земли и v - скорость распространения сейсмических волн.

Определение энергии землетрясения в джоулях представляет собой очень сложную задачу. Поэтому сейсмологи применяют условную энергетическую характеристику землетрясений, называемую *магнитудой* $M_{зт}$, или *мощностью землетрясения*. Величина $M_{зт}$ пропорциональна логарифму энергии колебаний и позволяет сравнивать источники колебаний по их энергии:

$$M_{зт} = \lg (A/T) - \lg (A/T)_0,$$

где $(A/T)_0$ - для эталонного (нулевого) землетрясения, (A/T) — для исследуемого землетрясения.

Интенсивность землетрясений B характеризует его силу на поверхности Земли, т.е. степень сотрясения поверхностных слоев планеты. Она зависит от энергии, выделяющейся в очаге, глубины его залегания $H_{зт}$, геологических условий в эпицентральной зоне и гипоцентрального расстояния Δ_1 и оценивается в баллах. Связь между B и этими характеристиками землетрясений имеет вид

$$B_0 - B' = \xi \lg (\Delta_1 / H_{зт}),$$

где B_0 и B' - интенсивность землетрясения соответственно в эпицентре и в некотором пункте на расстоянии Δ от эпицентра, баллы; ξ - коэффициент приближенного

учета некоторых средних геологических условий в районе землетрясения, изменяется от 2,5 до 5,0.

Для определения интенсивности землетрясений и сравнения их между собой в ряде стран разработаны *сейсмические шкалы* (шести-, десяти-, двенадцатибалльные и др.). Каждый балл условно выражается цифрой, которой соответствуют характеристики степени повреждения зданий и сооружений, построенных без применения антисейсмических мер, остаточных явлений в грунтах, изменений в режиме грунтовых и поверхностных вод. Землетрясение в 1 балл является самым слабым, неощутимым, а последний балл шкалы соответствует самому сильному землетрясению.

2. Самовозбуждающееся динамо, генерирующее поле до тех пор, пока не прекращается его вращение. Такая схема дает очень хорошее представление о генерации магнитного поля Земли круговыми токами в ядре: если система динамо получает «подпитку» слабым первичным магнитным полем (возможно, полем Солнца), требуется только, чтобы сохранялся некоторый источник энергии. Если ток (только ток, а не само вращение) меняет направление, изменяется и направление поля. Процесс *самообращения* геомагнитного поля, конечно, на деле гораздо более сложен, но он успешно моделируется с помощью пары динамо, генерирующих друг для друга возбуждающее поле. В жидком внешнем ядре существует, вероятно, почти бесконечное число взаимодействующих и взаимосвязанных токовых петель разных размеров и форм, которые появляются, растут, угасают и меняют знак во всех масштабах времени. Возможно, расположение этих петель в той или иной мере контролируется вращением Земли, что и объясняет близость ориентировки магнитного поля к направлению оси вращения нашей планеты.

Сделаны оценки полной мощности источника энергии, необходимой для генерации геомагнитного поля. Эти оценки колеблются от 10^9 до 10^{11} Вт в зависимости от коэффициента превращения тепловой или механической энергии в магнитную. По сравнению с мощностью, высвобождающейся при землетрясениях (около 10^{12} Вт), и с тепловым потоком через поверхность Земли $((3-4) \cdot 10^{13}$ Вт) энергия, идущая на создание магнитного поля, относительно невелика.