**СОДЕРЖАНИЕ**

|  |  |
| --- | --- |
| Пояснительная записка………………………………………………………………. | 3 |
| 1 Теоретический раздел……………………...………………………………………. | 5 |
| 1.1 Перечень теоретического материала……………………………………………. | 5 |
| Тема 1 Структурные элементы Галактик…………………………………………. | 6 |
| Тема 2 Землетрясения и их характеристики..…………………………………….. | 18 |
| Тема 3 Причины землетрясений, сейсмическое районирование и прогноз.…… | 22 |
| Тема 4 Сейсмологическая модель Земли…………………………........................ | 26 |
| Тема 5 Физика ядра и мантии……………………………………………….……... | 30 |
| Тема 6 Земная кора………………………………………………………………….. | 35 |
| Тема 7 Учение о фигуре Земли……………………………………………………… | 40 |
| Тема 8 Гравитационное поле……………………………………………………….. | 44 |
| Тема 9 Земные приливы…………………………………………………………….. | 50 |
| Тема 10 Геомагнитное поле Земли…………………………………………………... | 55 |
| Тема 11 Палеомагнитные исследования…………………….………………………. | 65 |
| Тема 12 Геоэлектрическое поле Земли……………………………………………… | 77 |
| Тема 13 Тепловое поле Земли……………………………….……………………….. | 81 |
| Тема 14 Движение вещества Земли…………………………………………………..  2 Практический раздел……………………………………………………………….. | 90  104 |
| 2.1 Перечень лабораторных работ………………………………………………….... | 104 |
| Лабораторная работа 1 Структурные элементы галактик…………………………. | 105 |
| Лабораторная работа 2 Анализ годографов Джеффриса-Буллена..……………….. | 107 |
| Лабораторная работа 3 Вычисление плотности вещества Земли……………......... | 101 |
| Лабораторная работа 4 Расчет основных интегральных характеристик Земли….. | 114 |
| Лабораторная работа 5 Расчет нормального гравитационного поля Земли……… | 117 |
| Лабораторная работа 6 Расчет температуры земной коры………………………… | 119 |
| 3 Контроль знаний…………………………………………………………………..... | 126 |
| 3.1 Перечень вопросов к зачету……………………………………………………… | 126 |
| 4 Вспомогательный раздел…………………………………………………………… | 128 |
| 4.1 Учебная программа дисциплины………………………………………………… | 128 |
| 4.2 Перечень рекомендуемой литературы…………………………………………... | 138 |

|  |  |
| --- | --- |
| **ПОЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА**  Учебно-методический комплекс (УМК) по учебной дисциплине «Физика Земли» создан в соответствии с требованиями Положения об учебно-методическом комплексе на уровне высшего образования и предназначен для студентов специальности 1-51 01 01 «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых». Содержание разделов УМК соответствует образовательным стандартам высшего образования данной специальности.  Знание дисциплины «Физика Земли» является необходимым элементом профессиональной подготовки инженера-геолога, независимо от специализации и дальнейшего направления его деятельности.  В теоретической части УМК обобщены научные сведения по различным частным вопросам физики Земли: структурным элементам Галактик; землетрясениям, их причинам и характеристике; строению, физическим свойствам и эволюции геологических сфер; геофизическим полям; энергети­ческому балансу планеты и некоторым другим. Предлагаемые темы актуальны, представлены в логической последовательности, материал систематизирован. Содержание предложенных лабораторных работ соответствует рассматриваемым темам лекционного материала, и позволяет улучшить практическую подготовку студентов, помочь будущему специалисту-геологу самостоятельно анализировать информацию по планетарным геологическим процессам и современным гипотезам геологического развития Земли, глубинному строению, составу геосфер Земли, особенностям их строения, геофизической характеристике.  Основная цель УМК по дисциплине «Физика Земли» – предоставить будущим специалистам геологического профиля системную информацию для подготовки к лекционным и лабораторным занятиям, а также сдаче зачета по дисциплине «Физика Земли».  Главные задачи УМК – оказание методической помощи студентам в усвоении представлений о теоретических основах и практическом применении основных законов физики к изучению строения нашей планеты; в овладении знаниями о происхождении, глубинном строении, составе Земли и ее положении в Солнечной системе; в изучении планетарных геологических процессов и современных гипотез геологического развития Земли; в получении сведений о естественных физических полях Земли и основных характеристиках ее оболочек.  Организация изучения дисциплины «Общий курс полевой геофизики» на основе электронного учебно-методического комплекса предполагает продуктивную образовательную деятельность, позволяющую сформировать социально-личностные и профессиональные компетенции будущих специалистов, обеспечить развитие познавательных способностей студентов.  Структура УМК включает:  1. Теоретический раздел (учебные издания и лекционные материалы для теоретического изучения дисциплины в объеме, установленном учебным планом по данной специальности).  2. Практический раздел (материалы для проведения лабораторных занятий по дисциплине в соответствии с учебным планом).  3. Контроль самостоятельной работы студентов (материалы текущей аттестации, позволяющие определить соответствие учебной деятельности обучающихся требованиям образовательных стандартов высшего образования и учебно-программной документации, а также вопросы для подготовки к зачету, вопросы для самоконтроля, тематика рефератов).  4. Вспомогательный раздел.  4.1. Учебная программа по дисциплине.  4.2. Список рекомендуемой литературы по дисциплине.  Работа с УМК должна включать ознакомление с тематическим планом дисциплины, представленным в учебной программе. С помощью рабочего варианта учебной программы по дисциплине можно получить информацию о тематике лекций и лабораторных занятий, перечнях рассматриваемых вопросов и рекомендуемой для их изучения литературы. Для подготовки к лабораторным занятиям и промежуточным контрольным мероприятиям необходимо использовать материалы, представленные в разделе учебно-методическое обеспечение дисциплины, а также материалы для текущего контроля самостоятельной работы.  Общее количество часов количество часов по дисциплине – 66 (2 зачётные единицы); аудиторное количество часов – 40, из них: лекции – 28, лабораторные занятия – 12 часов.  Форма отчетности – зачет во 2 семестре. |  |

**1 Теоретический раздел**

**1.1 Перечень теоретического материала**

**Раздел 1 Основы космогонии**

Тема 1Структурные элементы Галактик

**Раздел 2 Основы сейсмологии**

Тема 2 Землетрясения и их характеристики

Тема 3 Причины землетрясений, сейсмическое районирование и прогноз

Тема 4 Сейсмологическая модель Земли

**Раздел 3 Строение Земли**

Тема 5 Физика ядра и мантии

Тема 6 Земная кора

**Раздел 4 Геофизические поля**

Тема 7 Учение о фигуре Земли

Тема 8 Гравитационное поле

Тема 9 Земные приливы

Тема 10 Геомагнитное поле Земли

Тема 11 Палеомагнитные исследования

Тема 12 Геоэлектрическое поле Земли

Тема 13 Тепловое поле Земли

Тема 14 Движение вещества Земли

**Раздел 1 Основы космогонии**

**Лекция1Структурные элементы Галактик**

1.1 Планеты Солнечной системы и законы их обращения

1.2 Расширение Вселенной; межзвездный газ и его состав

1.3 Метеориты

1.4 Гипотезы образования солнечной системы

**1.1 Планеты Солнечной системы и законы их обращения**

Солнечная система состоит из Солнца, девяти крупных планет и их 32 спутников, а также большого числа астероидов, из которых 1600 занесены в каталоги. В межпланетном пространстве присутствует твердый материал различной степени размельчения: от малых астероидов до мелких камней и космической пыли. Главная масса вещества сосредоточена в Солнце, которое представляет собой рядовую звезду, в основном сложенную водородом и гелием. Масса всех других объектов Солнечной системы составляет примерно 1/700 часть массы Солнца. Расстояния планет от Солнца измеряются в астрономических единицах. Астрономическая единица (а. е.) равна среднему расстоянию между Землей и Солнцем (приблизительно 150 млн. км). Значения радиусов орбит и некоторые сведения о физических свойствах планет Солнечной системы приведены в таблице 1.

**Таблица 1 – Сравнительная характеристика планет Солнечной системы**

|  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Планеты | Отношение  радиуса орбиты к радиусу орбиты Земли | Отношение массы к массе Земли | Отношение  радиуса к радиусу  Земли | Плотность,  г/см3 | Магнитный момент,  А∙м2 | Напряжённость магнитного поля на эква­торе,  нТл | Напряжённость гравитационного поля g,  м/с2 |
| Меркурий  Венера  Земля  Луна  Земля+ Луна  Марс  Астероиды  Юпитер  Сатурн  Уран  Нептун  Плутон | 0,387  0,723  1,000  –  –  1,524  2,7 (средн.)  5,203  9,539  19,18  30,06  40 (вытянутая орбита) | 0,0553  0,8155  1,0000  0,0123  1,0123  0,107  –  317,9  95,1  14,6  16,1  0,09? | 0,3820  0,9506  1,000  0,273  –  0,53  –  10,97  9,03  3,72  3,83  0,5 | 5,47  5,24  5,517  3,33  5,44  4,00  3,9  1,35  0,71  5,5  5,6  1,0 | 5∙1022  2∙1022  7,9∙1025  <5∙1020  –  2,5∙1022  –  135∙1028  4∙1028  Нет свед.  Нет свед.  Нет свед. | 350  10-15  31000  <1  –  64  –  420000  20000  25000  Нет свед.  Нет свед. | 3,605  8,8  9,8  1,63  –  3,71  –  25,8  10,4  10,2  13,8  6,9 |

Последовательность радиусов планетных орбит приближенно описывается геометрической прогрессией. Это так называемый закон И. Боде (1747-1826), или, как иногда его называют, закон Тициуса-Боде. В первоначальной форме этого закона радиус орбиты n-й планеты (считая от Солнца) определялся формулой

Rn = 0,4 + 0,3∙2n, (1)

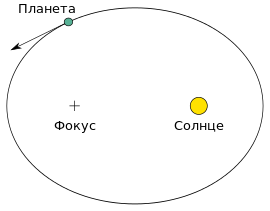
где n → - ∞ для Меркурия, 0 – для Венеры, 1 – для Земли, 2 – для Марса, 3 – для пояса астероидов, 4 – для Юпитера и т. д. Позднее нашли, что лучшее приближение дает простая геометрическая прогрессия:

Rn= R0/mn, (2)

где Rn – постоянная, a m = 1,89. Закон И. Боде сыграл важную роль в открытии астероидов, или малых планет, которые группируются в районе «недостающей планеты» между Марсом и Юпитером. Чтобы выполнялся закон И. Боде, в таблице 1 все астероиды вместе считают за одну планету. Это оправдывается родством астероидов с метеоритами, физические и химические свойства которых указывают на их происхождение из одного или нескольких планетных тел размерами, может быть, с Луну. Современное объяснение закона планетных расстояний основывается на модели, согласно которой планеты формировались на границах вихрей, существовавших в турбулентном околосолнечном облаке, причем размеры вихрей закономерно увеличивались по мере удаления от Солнца. Другая отличительная черта Солнечной системы состоит в том, что все планеты обращаются вокруг Солнца, а спутники вокруг планет, в одном на-правлении, их орбиты близки к круговым и лежат в одной плоскости. Имеются лишь несколько исключений. Это Плутон, орбита которого наклонена к плоскости земной орбиты (эклиптике) под углом 17° и настолько вытянута, что пересекает орбиту Нептуна, и несколько спутников с обратным движением у Юпитера, Сатурна и Нептуна. Возможно, что и Плутон был когда-то спутником Нептуна, но в результате сильного гравитационного возмущения был отброшен на отдельную околосолнечную орбиту. Вращение Солнца и планет вокруг своих осей происходит в том же направлении, что и орбитальное движение планет. Исключения составляют Уран, вращающийся в обратную сторону, а также Меркурий и Венера, вращение которых сильно замедлилось в результате приливного трения, возникающего из-за солнечного притяжения. Таким образом (имея практически единственное затруднение в объяснении вращения Урана), можно допустить, что Солнце и планеты Солнечной системы сформировались из дискообразного газопылевого облака, вращавшегося как единое целое. Надежные значения о плотностях вещества планет были получены намного позднее, чем данные об их орбитах. Точно измерить диаметры планет чрезвычайно трудно (к тому же в формулу для вычисления плотности значение диаметра входит в третьей степени). Тем не менее, и при остающихся не-точностях среди планет выделяются две самостоятельные категории: планеты «земного» типа, или внутренние (от Меркурия до Марса), и «большие», или внешние, планеты (от Юпитера и далее). Деление планет на две группы можно с равным успехом произвести и по размерам, и по плотности. Четыре удаленные от Солнца планеты-гиганты, от Юпитера до Нептуна, имеют большие размеры, но обладают более низкой плотностью, чем четыре меньшие планеты, относящиеся к земной группе (к этой же группе следует присоединить и астероиды). Планеты земной группы и метеориты в основном состоят из нелетучих веществ, главным образом из железа и кремния в разной степени окисления. Планеты-гиганты обладают такой малой плотностью, что должны состоять из легких, летучих веществ, главным образом из водорода и гелия с примесью значительно меньших (пока неизвестных) количеств нелетучих. Если сравнивать спутники по отношениям их размеров к размерам планеты, около которой они обращаются, то Луна окажется намного больше других. Луна настолько велика, что вполне оправданно считать систему Земля - Луна двойной планетой, а не планетой со спутником. При сравнении плотностей и состава планет правильнее рассматривать Землю не отдельно, а вместе с Луной, что и принято в таблице 1. Однако по абсолютным размерам и по плотности Луна близка к внутренним спутникам Юпитера и Сатурна. Например, Ио, спутник Юпитера, очень близок по размерам к Луне, а его средняя плотность составляет около 4,06 г/см3, т. е. даже больше средней плотности Луны, равной 3,33 г/см3. Состав Ио, по-видимому, близок к составу планет земной группы. Сравнение масс и диаметров спутников планет показывает, что спутники Юпитера и Сатурна образуют последовательность, в которой плотность убывает с увеличением расстояния от планеты, подобно тому, как плотности самих планет в среднем убывают с расстоянием от Солнца. Возможно, что в спутниках Юпитера и Сатурна происходил тот же процесс разделения элементов, что и в Солнечной системе в целом.

Законы Кеплера – три эмпирических соотношения, интуитивно подобранных [Иоганном Кеплером](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%9A%D0%B5%D0%BF%D0%BB%D0%B5%D1%80,_%D0%98%D0%BE%D0%B3%D0%B0%D0%BD%D0%BD) на основе анализа астрономических наблюдений [Тихо Браге](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%A2%D0%B8%D1%85%D0%BE_%D0%91%D1%80%D0%B0%D0%B3%D0%B5), изложенные в опубликованных им работах между 1609 и 1619 годами. Описывают идеализированную [гелиоцентрическую орбиту](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%93%D0%B5%D0%BB%D0%B8%D0%BE%D1%86%D0%B5%D0%BD%D1%82%D1%80%D0%B8%D1%87%D0%B5%D1%81%D0%BA%D0%B0%D1%8F_%D0%BE%D1%80%D0%B1%D0%B8%D1%82%D0%B0) планеты. В рамках классической механики выводятся из решения [задачи двух тел](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%97%D0%B0%D0%B4%D0%B0%D1%87%D0%B0_%D0%B4%D0%B2%D1%83%D1%85_%D1%82%D0%B5%D0%BB) в случае пренебрежимо малой массы планеты, то есть предельным переходом m p / m s → 0 {\displaystyle m\_{p}/m\_{s}\rightarrow 0} mp/ms→0 , где mp и ms m p {\displaystyle m\_{p}} m s {\displaystyle m\_{s}} – масса планеты и звезды соответственно.

Первый закон Кеплера: каждая планета обращается вокруг Солнца   по  эллипсу, в одном из фокусов которого находится Солнце.

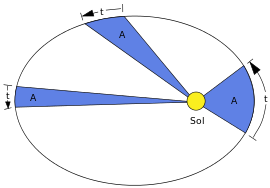
Эллипсом называется плоская замкнутая кривая, имеющая такое свойство, что сумма расстояний каждой ее точки от двух точек, называемых фокусами, остается постоянной.

Степень вытянутости эллипса характеризуется величиной его эксцентриситета. Эксцентриситет равен отношению расстояния фокуса от центра к длине большой полуоси. В пределе при совпадении фокусов и центра эксцентриситет равен нулю и эллипс превращается в окружность. Ближайшая к Солнцу точка орбиты называется перигелием, а самая далекая от него точка называется афелием. Орбиты планет – эллипсы, мало отличающиеся от окружностей, их эксцентриситеты малы. Например, эксцентриситет орбиты Земли е = 0,017. Эксцентриситеты орбит у комет приближаются к единице. При е=1 второй фокус эллипса удаляется (в пределе) в бесконечность, так что эллипс становится разомкнутой кривой, называемой параболой. Ее ветви в бесконечности стремятся стать параллельными. При е>1 орбита является гиперболой. Двигаясь по параболе или гиперболе, тело только однажды огибает Солнце и навсегда удаляется от него.

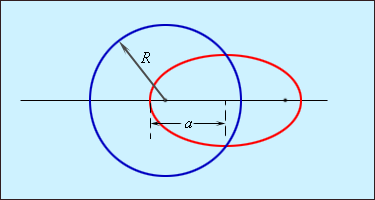
Кеплер открыл свои законы, изучая периодическое обращение планет вокруг Солнца. Ньютон, исходя из законов Кеплера, открыл закон всемирного тяготения. При этом он нашел, что под действием взаимного тяготения тела могут двигаться друг относительно друга по эллипсу, в частности по кругу, по параболе и по гиперболе. Выяснилось, что некоторые кометы огибают Солнце, двигаясь по параболе или по гиперболе. В таком случае они уходят из солнечной системы и уже не являются ее членами.

Ньютон установил, что вид орбиты, которую описывает тело, зависит от его скорости. При некоторой скорости тело описывает окружность около притягивающего центра. Такую скорость, которую называют первой космической скоростью, и придают телам, запускаемым в качестве искусственных спутников Земли (направляя эту скорость горизонтально). Первая космическая скорость составляет около 8 км/сек. Если телу сообщить скорость в корень из двух раз большую, то это будет вторая космическая скорость, около 11 км/сек, при которой тело навсегда удалится от Земли и может стать спутником Солнца. В этом случае движение тела будет происходить по параболе относительно Земли. При еще большей скорости относительно Земли тело полетит по гиперболе.

Средняя скорость движения Земли по орбите 30 км/сек. Орбита Земли близка к окружности, а скорость Земли по орбите близка к круговой на расстоянии Земли от Солнца. Параболическая скорость для Земли будет равна 42 км/сек. При такой скорости относительно Солнца тело покинет солнечную систему.

Второй закон Кеплера ***(закон площадей):*** радиус-вектор планеты за одинаковые промежутки времени описывает равные площади.

Радиусом-вектором планеты называется отрезок прямой, соединяющий планету с Солнцем. Скорость планеты при движении ее по орбите тем больше, чем ближе она к Солнцу. В перигелии скорость планеты наибольшая. Второй закон Кеплера количественно определяет изменение скорости движения планеты по эллипсу.

*****Третий закон Кеплера: квадраты звездных периодов обращения планет относятся как кубы больших полуосей их орбит.***

Третий закон Кеплера связывает средние расстояния планет от Солнца с периодами их звездных обращений и позволяет большие полуоси всех планетных орбит выразить в единицах большой полуоси земной орбиты. Большую полуось земной орбиты называют астрономической единицей расстояний. В астрономических единицах средние расстояния планет от Солнца были определены раньше, чем узнали длину астрономической единицы в километрах.

На последнем рисунке изображены две орбиты, одна из которых – круговая с радиусом R, а другая – эллиптическая с большой полуосью a. Третий закон утверждает, что если R = a, то периоды обращения тел по этим орбитам одинаковы.

**1.2 Расширение Вселенной; межзвездный газ и его состав**

Галактики – это звездные системы. Число звезд в них порядка 109-1012. Если масса звезды порядка 1030 кг (как у Солнца), то масса Галактики по­рядка 1041 кг.

Известная нам часть Вселенной содержит число таких галактик около 1011.

Общее число протонов и нейтронов в известной нам части Вселенной порядка 1080. Астрономические данные показывают, что галактики во Вселенной стреми­тельно «разбегаются» друг от друга. Расширение Вселенной позволяет предполо­жить, что когда-то в прошлом она занимала весьма малый объем. Это, в свою оче­редь, означает, что «дозвездное вещество» было сверхплотным и чрезвычайно горячим (температура порядка 1013К). При таких температурах вещество может состоять в основном из излучения – фотонов и нейтрино.

Чтобы надлежащим образом осветить происхождение Земли, рассмотрим место, которое занимает Земля в истории Вселенной. Среднее расстояние Земли от Солнца равно 149,6⋅106 км (1 а.е.), а средняя скорость ее движения по орбите - 29,8 км/сек.

Солнце с его планетной системой находится во внешней части Галактики – дискообразного скопления звезд и межзвездных пыли и газа, видимых нами как Млечный путь. Солнце удалено от центра Галактики на 27 тыс. световых лет (1 световой год равен 0,946·1013 км) и вращается вокруг него со скоростью 230-250 км/сек. Полный оборот длится 220 млн. лет. Наша Галактика образует только малую часть Вселенной. Существует множество других галактик, которые, как показывают наблюдения, удалены от нас на расстояния до 12 млрд. световых лет. Дошедший до нас свет от самых удаленных галактик начал свой путь раньше, чем начала образовываться солнечная система!

Линии в спектрах далеких галактик смещены к красному концу спектра. Это явление интерпретируется как доплеровское смещение, возникшее при движении источника света от наблюдателя со скоростью, пропорциональной расстоянию. Отсюда возникла гипотеза о расширении Вселенной. Экстраполяция во времени назад позволяет установить, что расширение Вселенной началось свыше 10 млрд. лет назад (согласно гипотезе Дикке, в ней могут сменяться циклы расширения и сжатия). Дальнейшим подтверждением гипотезы происшедшего 10 млрд. лет назад «большого взрыва» является открытие радиоастрономов, обнаруживших микроволновое «реликтовое» радиоизлучение – «потомок» того излучения, которое возникло сразу после этого события.

Сегодня, благодаря достижениям астрофизики, космохимии и ядерной физики, появилась уникальная возможность восста­новить раннюю историю Солнечной системы, начиная с дозвездного (досолнечного) ее состояния и кончая моделирова­нием процессов образования планет. Вместе с тем иногда эволюция Солнечной системы и Земли все еще рассматривается в традиционных представлениях. Планеты формируются при уже существующем Солнце, а их оболочное строение является результатом дифференциации однородного протовещества (*прото – приставка, означающая «первый, первоначальный» (греч.))*. В отрыве от космического окружения и происходящих в нем процессов рассматривается и дальнейшая геологическая жизнь планеты, что неизбежно приводит к утрате огромной информации и, как следствие, к неполноте общем картины эволюции земной коры и среды обитания в целом.

Прежде всего, нам предстоит восстановить картину дозвездного, досолнечного состояния вещества и окружающей среды, чтобы понять начальные условия формирования Солнечной системы. Одновременно нам необходимо решить проблему состава первичного вещества, что, имеет немало важное значение для понимания эволюции протосолнца и протопланет.

Что же может служить сегодня источником информации о ранней истории Солнечной системы и составе первичного вещества досолнечного облака?

Ответ на этот вопрос, как не покажется странным, довольно простой – надо воспользоваться данными наблюдательной астрономии. Необходимо изучить состав межзвездной среды, структуру и динамику межзвездных туманностей, и, наконец, исследовать области, где процесс звездообразования только начинается. Только после этого мы сможем подойти к решению проблемы ранней истории Солнечной системы.

Звезды – это верстовые столбы Вселенной, расставленные на пути в бесконечность. Необозримое пространство между ними не является безжизненным вакуумом. Оно заполнено частицами вещества, межзвездным газом, энергией, магнитными полями, электромагнитным и радиоизлучением, гравитационными полями. Плотность вещества чрезвычайно низка – 0,2-0,02 атомов Н/см3, а плотность энергии – 1 эВ на 1 см3, что составляет 10-12 эрг/см3. Химический состав межзвезд­ного газа оказался близок составу атмосфер Солнца и звезд. В нем преобладают атомы водорода (Н) и гелия (Не) и в качестве примесей – кремний (Si), магний (Мg), железо (Fе), алюминий (Аl), кислород (О), углерод (С), азот (N) и некото­рые простые их соединения. Имеются в ничтожном количестве (в концентрации порядка 10-7) и молекулы СН, СН+, СN, Н2. (Плюс означает ионизованные молекулы.) К настоящему време­ни известно уже около 60 разнообразных молекул в составе межзвездного газа. Все атомы и ионы среды находятся в не­возбужденном состоянии. Это значит, что вследствие чрезвычайно высокого разрежения их взаимные столкновения практически исключены, и все атомы, ионы и молекулы будут находиться на невозбужденном (основном) энергетическом уровне. На этом уровне они могут только поглощать излучение на определенных резонансных частотах. Вот по этим резонансным линиям поглощения в спектре и была получена информация о химическом составе межзвездной среды. Неоценимую роль в этих исследованиях сыграли внеатмосферные наблюдения со спутников и межпланетных станций. Дело в том, что земная атмосфера поглощает все внеземное излучение с длиной волны короче 2900 Å *(ангстрем – единица длины равная 10-10 м)*, соответствующей далекой ультрафиолетовой области спектра.

Кроме газа в межзвездной среде наблюдаются и мельчай­шие частички, размером меньше микрона, межзвездной пыли. Она фиксируется в красной области спектра, так как синие и фиолетовые лучи пылинками поглощаются. Покраснение удаленных объектов служит указанием на наличие между ними и наблюдателем космической пыли.

В состав пылинок входят металлы, силикаты, графит, льдинки застывшего газа и т. д. Форма многих из них вытянутая – они являются как бы элементарными диполями, оси которых ориентированы вдоль магнитных силовых линий межзвездных магнитных полей. Это очень слабые поля, имеющие напряженность всего 10-5 эрстед. Но поскольку межзвездный газ являет­ся преимущественно ионизованным, то он обладает высокой электропроводимостью и, следовательно, магнитные силовые пинии приклеены к газу, следуя причудливым очертаниям межзвездных туманностей. Кинетическая (максвелловые скорости движения атомов и молекул) температура газа и частиц межзвездной среды составляет несколько Кельвинов. Средняя плот­ность пыли в 100 раз меньше плотности газа и составляет 10-26 г/см3.

Таким образом, межзвездная среда – это физический континуум. По нему распространяются даже ударные волны при взрыве сверхновых, в нем происходят сложные движения газа и магнитных полей.

Межзвездная среда не является однородной. В ней различаются области с повышенной концентрацией вещества, превы­шающие несколько тысяч на кубический сантиметр, – так на­зываемые туманности, или облака, и весьма разреженные обла­сти, в которых число частиц на 1 см3 не превышает 0,1.

Как происходит сгущение облаков в протозвездную туманность? Поступление ионизованного газа происходит из центра, вероятно, из ядра Галактики. Двигаясь по спиральным рукавам, он уплотняется, попадая в «ямы» – изгибы магнитных силовых линий, которые сдерживают газ от хаотичного растекания. Под тяжестью газа магнитные силовые линии упруго прогибаются до тех пор, пока сила упругости не уравновесится массой межзвездного газа. Такова «причина» образования пылегазового комплекса. Дальнейшая эволюция облака будет связана с взаимодействием двух сил – гравитации, стремящейся сжать облако, и газового давления, стремящегося его рассеять. Согласно теории (Шкловский, 1984), облака с массой, равной солнечной, и радиусом порядка 1 пс *(парсек – единица длины, равная расстоянию, на котором годичный параллакс составляет 1 сек. 1 пс=206 265 а.е. =3,263 светового года=3,086·1016м)* не будут сжиматься собственной гравитацией. Комплексы с массой более 103М0 с температурой 50 К и радиусом в десятки парсек – будут. При сжатии происходит возрастание давления и температуры. Газовое противодавление не мешает при этом сжатию, так как избытки температуры на первой начальной стадии сжатия отводятся молекулярным водородом, теплоемкость молекулы которого чрезвычайно высока и равна 4,97 кал/град. Обилие молекулярного водорода в таких пылегазовых комплексах под­тверждается наблюдением. Что же касается облаков с солнечной массой, то, как показывают расчеты, сжатие возможно при радиусе облака 0,02 пс и концентрации частиц газа в нем 106см3. При большей массе облака – 10 М0 *–* сжатие его начнется при меньшей концентрации частиц –104 см3. Из этого следует ин­тересный вывод. Реальнее всего сжатие начинается у больших газопылевых комплексов. Когда же средняя плотность значи­тельно увеличится, они распадаются на отдельные неоднород­ные в плотностном отношении и по массе части, которые в дальнейшем конденсируются самостоятельно. Вот почему звез­ды образуются не изолированными одиночками, а скопления­ми. Не является исключением и наше Солнце.

Звезды, имеющие массу, близкую к солнечной, ввиду общ­ности процессов их образования, по всей вероятности, имеют сопутствующие планетные системы. Следовательно, планетных систем только в нашей Галактике – многие миллионы. Ближай­шая к нам – Толиман – находится в созвездии Центавра на расстоянии всего 1,33 пс. Как мы уже знаем, по своим физи­ческим характеристикам и возрасту она подобна Солнцу. Име­ются все основания считать ее дочерним образованием, воз­никшим вместе с Солнцем из одной пылегазовой глобулы.

Звездообразование в Галактике идет непрерывно. Ежегодно прекращают существование три-четыре звезды. Следовательно, за время жизни Галактики – 10 млрд. лет – выродилось до 40 млрд. звезд. Видимо, для поддержания динамического равновесия Галактика автоматически компенсирует их недостаток или убыль воспроизведением новых звездных систем. Это тем более закономерно, что время жизни массивных звезд с М *=* 10М0 менее 100 млн. лет. Сохранение в Галактике массивных звезд является сильным доказательством верности всей теории звездообразования.

**1.3 Метеориты**

Важным источником сведений о составе первичного досолнечного облака являются метеориты, космическая пыль, веще­ство земных и лунных пород, а также химические спектры хвостов комет, звездных и планетных атмосфер.

Поскольку возраст метеоритов оказался таким же, как воз­раст Земли – 4,7 млрд. лет, их можно рассматривать как сви­детелей допланетной истории Солнечной системы. Некоторые из них, как показывают изотопные исследования (Войткевич, 1979), оказываются реликтами протовещества туманности, ко­торое пошло на формирование планетных тел и Солнца. Прав­да, здесь не исключена некоторая переработка части метеор­ного вещества путем соударения, слипания отдельных мелких частиц в более крупные агломераты. Часть метеоритов пред­ставляет собой, как показывают исследования, фрагменты раз­рушившихся более крупных родительских тел – астероидов – диаметром до 500-1000 км. Столь крупные астероиды до сих пор наблюдаются в поясе астероидов между орбитами Марса и Юпитера. Это, например, Церера (диаметр 1003 км). Паллада (608 км), Веста (538 км). Около 110 астероидов, из извест­ных 1600, имеют диаметр более 100 км. Шарообразная форма крупных астероидов свидетельствует о значительной роли в них гравитационных сил сжатия. Отсюда неизбежен разогрев недр и какой-то процесс дифференциации протовещества в нед­рах этих астероидов.

Судя по многочисленным кратерам различного диаметра – от долей метра до десятков километров, наблюдаемых на пла­нетах и их спутниках, в поясе астероидов сохранилась лишь малая часть от их первоначальной гигантской массы.

Все известные метеориты в зависимости от состава разде­ляются на три основных класса: каменные, железокаменные и железные. Наибольшее распространение – 85% из общего чис­ла известных метеоритов – имеют каменные метеориты, под­разделяющиеся на хондриты и ахондриты и состоящие преимущественно из силикатных минералов *(силикаты – минералы, содержащие SiO2 (кремнезем*)). Железные метеориты встречаются значительно реже (6%). Они состоят в основном из никелистого железа. Железокаменные метеориты (1,5%) сложены силикатным материалом и никелистым железом. Они подразделяются на мезосидериты и палласиты. Первые состоят преимущественно из силикатов с рассеянными по всему объему зернами никелистого железа. Вторые – преимущественно из железоникелевого сплава с вкраплением зерен силикатов, в основном оливина.

Большинство из 70 обнаруженных в метеоритах минералов встречаются в земной коре и, как правило, характерны для глубинных магматических пород. Как мы увидим дальше, верхи земной коры представляют сильно измененное и переработанное первичное вещество.

Наиболее примитивны по составу хондриты. Хондры – это сферические образования разного диаметра – от долей милли­метра до нескольких миллиметров, представленные силикатом или стеклом, они имеют высокую плотность – 3,5 г/см3. Подобных образований на Земле нет. Они могли возникнуть в условиях высокотемпературной части прототуманности путем конденсации и последующего слипания тугоплавкой фракции ве­щества.

Особый тип хондритов представляют углистые хондриты. Это черные и серовато-темные камни, представленные мелкозерни­стой массой с вкрапленными хондрами. В них обнаружены ор­ганические соединения. Замечательно, что химический состав углекислых хондритов оказался наиболее близок химическому составу нелетучей части вещества в атмосфере Солнца. Это значит, что в формировании массы протосолнца значительная роль принадлежит углекислым хондритам.

Другая, большая, группа метеоритов – ахондриты – имеет иную природу. Это массивные кристаллические образования, лишенные хондр, подобны земным изверженным магматическим породам. Они представляют собой фрагменты более крупных родительских тел, типа крупных астероидов, испытавших не­которую химическую дифференциацию.

Металлическая фаза железных метеоритов, по современным представлениям, возникла в условиях высоких температур и давлений – до 100 тыс. атм. Такое давление реализуется в пла­нетных телах радиусом порядка 2000 км. Однако возможно формирование железной фазы в высокотемпературной части протосолнечного облака с последующим слипанием конденсата.

Нельзя также исключить и реликтовый характер части же­лезных метеоритов – как фрагментов звездного или планетно­го вещества от прошлых систем, находившихся в межзвездном пылегазовом облаке. В пользу такого заключения свидетельст­вуют изотопные аномалии некоторых элементов (Рудник, Соботович, 1984).

Третья группа факторов, позволяющих приоткрыть завесу над тайной первичного состава досолнечного небулярного об­лака, основывается на данных изучения изотопного состава элементов, слагающих вещество Солнечной системы.

Самым сильным доказательством того, что Солнце – звез­да, по меньшей мере, второго поколения, является широкое рас­пространение на Земле и в Солнечной системе (на метеори­тах), Луне тяжелых элементов трансуранового ряда, а также самого урана, тория и др. Их образование возможно лишь в конце жизни звезды при взрыве так называемой сверхновой. По современным представлениям, сверхновые – это старые звезды, содержащие большое количество тяжелых элементов. Следовательно, протосолнечная газопылевая туманность вклю­чала в себя вещество какой-то разрушившейся звездной систе­мы. Она пребывала в относительно устойчивом равновесии до того, как испытала мощное облучение звездным ветром сверх­новой, взорвавшейся в ее окрестностях.

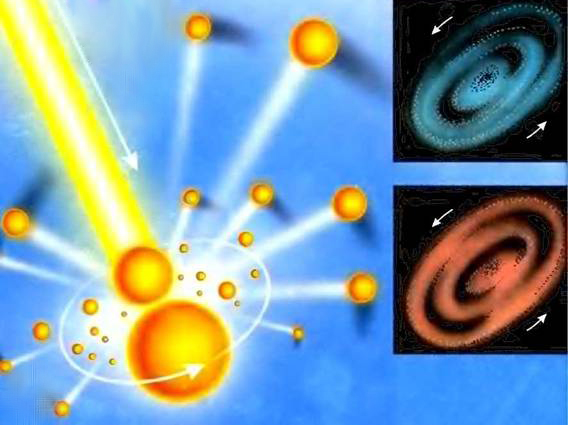
Таким образом, материнское досолнечное облако представ­ляло собой сложную систему из пылевого, газового материала и более крупных фрагментов типа метеоритов древнего возраста и вещества сверхновой, ассимилированной туманностью в более позднее время. Это гетерогенное *(гетеро… (гр. другой) – неоднородный по составу)* разновозрастное ве­щество и явилось исходным материалом для построения Сол­нечной системы.

**1.4 Гипотезы образования солнечной системы**

Человек издавна стремился познать мир, который его окружает, и прежде всего Землю – наш дом. Как возникла Земля? Этот вопрос волновал человечество не одно тысячелетие.

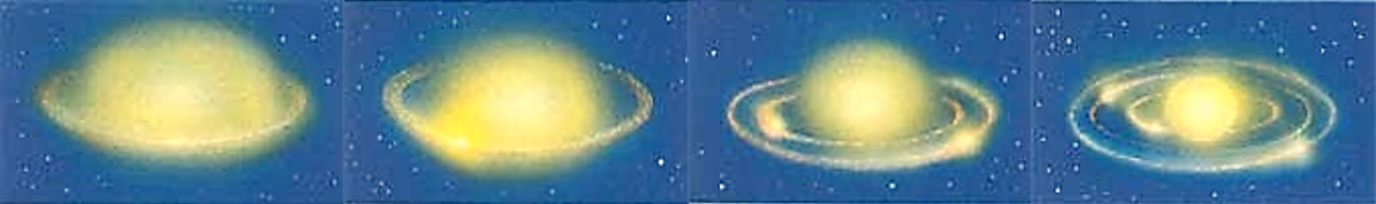
До нас дошли многочисленные сказания и мифы разных народов о происхождении нашей планеты. Их объединяет утверждение, что Земля создана разумной деятельностью мифических героев или богов.

Первые гипотезы, т. е. *научные предположения*, о возникновении Земли стали появляться только в *XVIII* в., когда наука накопила достаточное количество сведений о нашей планете и о Солнечной системе.

Французский учёный Жорж Бюффон предположил, что земной шар возник в результате катастрофы. В очень отдалённое время какое-то небесное тело (Бюффон считал, что это была комета) столкнулось с Солнцем. При столкновении возникло множество «брызг». Наиболее крупные из них, постепенно остывая, дали начало планетам, в том числе и нашей Земле.

**Происхождение планет по гипотезе Ж. Бюффона**

Немецкий учёный Эммануил Кант предположил, что Солнечная система произошла из гигантского холодного пылевого облака. Частицы этого облака находились в постоянном беспорядочном движении, взаимно притягивали друг друга, сталкивались, слипались, образуя сгущения, которые стали расти и со временем дали начало Солнцу и планетам.



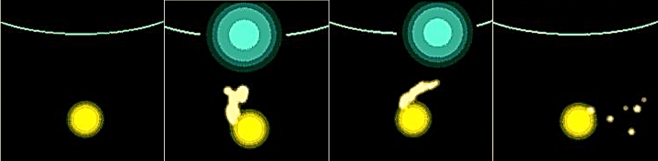
**Возникновение планет по гипотезе И. Канта**

Пьер Лаплас, французский астроном и математик, предложил свою гипотезу, объясняющую образование и развитие Солнечной системы. По его мнению, Солнце и планеты возникли из вращающегося раскалённого газового облака. Постепенно остывая, оно сжималось, образуя многочисленные кольца, которые, уплотняясь, создали планеты, а центральный сгусток превратился в Солнце.



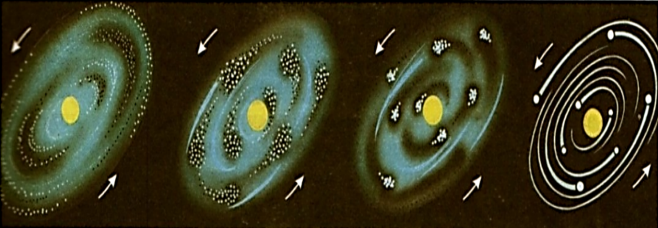
**Возникновение планет по гипотезе П. Лапласа**

В начале прошлого столетия английский учёный Джеймс Джинс выдвинул гипотезу, которая так объясняла образование планетной системы: когда-то вблизи Солнца пролетала другая звезда, которая своим тяготением вырвала из него часть вещества. Сгустившись, оно дало начало планетам.



**Возникновение планет по гипотезе Д. Джинса**

Наш соотечественник, известный учёный Отто Юльевич Шмидт, в 1944 г. предложил свою гипотезу образования планет. Он полагал, что миллиарды лет назад Солнце было окружено гигантским облаком, которое состояло из частичек холодной пыли и замёрзшего газа. Все они обращались вокруг Солнца. Находясь в постоянном движении, сталкиваясь, взаимно притягивая друг друга, они как бы слипались, образуя сгустки. Постепенно газово-пылевое облако сплющивалось, а сгустки стали двигаться по круговым орбитам. Со временем из этих сгустков и образовались планеты нашей Солнечной системы.



**Возникновение планет по гипотезе О. Шмидта**

Гипотезы Канта, Лапласа, Шмидта во многом близки. Мысли этих учёных легли в основу современного представления о происхождении Земли и всей Солнечной системы.

Согласно общепринятой в настоящее время гипотезе, формирование [*Солнечной системы*](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%A1%D0%BE%D0%BB%D0%BD%D0%B5%D1%87%D0%BD%D0%B0%D1%8F_%D1%81%D0%B8%D1%81%D1%82%D0%B5%D0%BC%D0%B0) началось около 4,6 млрд. лет назад с гравитационного коллапса небольшой части гигантского межзвёздного [*газопылевого облака*](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%93%D0%B0%D0%B7%D0%BE%D0%BF%D1%8B%D0%BB%D0%B5%D0%B2%D0%BE%D0%B5_%D0%BE%D0%B1%D0%BB%D0%B0%D0%BA%D0%BE). В общих чертах, этот процесс можно описать следующим образом:

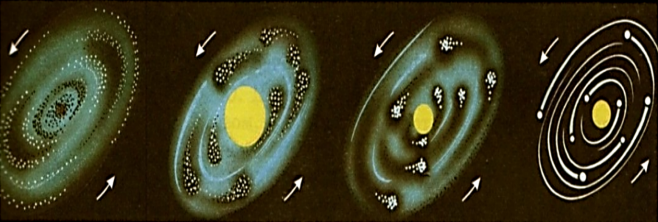
- Спусковым механизмом гравитационного коллапса стало небольшое (спонтанное) уплотнение вещества газопылевого облака (возможными причинами чего могли стать как естественная динамика облака, так и прохождение сквозь вещество облака ударной волны от взрыва сверхновой, и др.), которое стало центром [*гравитационного*](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%93%D1%80%D0%B0%D0%B2%D0%B8%D1%82%D0%B0%D1%86%D0%B8%D1%8F) притяжения для окружающего вещества – центром гравитационного коллапса. Облако уже содержало не только первичные [*водород*](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%92%D0%BE%D0%B4%D0%BE%D1%80%D0%BE%D0%B4) и [*гелий*](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%93%D0%B5%D0%BB%D0%B8%D0%B9), но и многочисленные тяжёлые элементы ([*металличность*](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%9C%D0%B5%D1%82%D0%B0%D0%BB%D0%BB%D0%B8%D1%87%D0%BD%D0%BE%D1%81%D1%82%D1%8C)), оставшиеся после звёзд предыдущих поколений. Кроме того, коллапсирующее облако обладало некоторым начальным [*угловым моментом*](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%A3%D0%B3%D0%BB%D0%BE%D0%B2%D0%BE%D0%B9_%D0%BC%D0%BE%D0%BC%D0%B5%D0%BD%D1%82).

- В процессе гравитационного сжатия размеры газопылевого облака уменьшались и, в силу [*закона сохранения углового момента*](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%97%D0%B0%D0%BA%D0%BE%D0%BD_%D1%81%D0%BE%D1%85%D1%80%D0%B0%D0%BD%D0%B5%D0%BD%D0%B8%D1%8F_%D0%BC%D0%BE%D0%BC%D0%B5%D0%BD%D1%82%D0%B0_%D0%B8%D0%BC%D0%BF%D1%83%D0%BB%D1%8C%D1%81%D0%B0), росла скорость вращения облака. Из-за вращения скорости сжатия облака параллельно и перпендикулярно оси вращения различались, что привело к уплощению облака и формированию характерного диска.

- Как следствие сжатия росла плотность и интенсивность столкновений друг с другом частиц вещества, в результате чего температура вещества непрерывно возрастала по мере сжатия. Наиболее сильно нагревались центральные области диска.

- При достижении температуры в несколько тысяч [*кельвинов*](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%9A%D0%B5%D0%BB%D1%8C%D0%B2%D0%B8%D0%BD), центральная область диска начала светиться – сформировалась [*протозвезда*](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%9F%D1%80%D0%BE%D1%82%D0%BE%D0%B7%D0%B2%D0%B5%D0%B7%D0%B4%D0%B0). Вещество облака продолжало падать на протозвезду, увеличивая [*давление*](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%94%D0%B0%D0%B2%D0%BB%D0%B5%D0%BD%D0%B8%D0%B5) и [*температуру*](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%A2%D0%B5%D0%BC%D0%BF%D0%B5%D1%80%D0%B0%D1%82%D1%83%D1%80%D0%B0) в центре. Внешние же области диска оставались относительно холодными. За счёт [*гидродинамических неустойчивостей*](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%93%D0%B8%D0%B4%D1%80%D0%BE%D0%B4%D0%B8%D0%BD%D0%B0%D0%BC%D0%B8%D1%87%D0%B5%D1%81%D0%BA%D0%B0%D1%8F_%D0%BD%D0%B5%D1%83%D1%81%D1%82%D0%BE%D0%B9%D1%87%D0%B8%D0%B2%D0%BE%D1%81%D1%82%D1%8C), в них стали развиваться отдельные уплотнения, ставшие локальными гравитационными центрами формирования планет из вещества протопланетного диска.

- Когда температура в центре протозвезды достигла миллионов кельвинов, в центральной области началась [*реакция термоядерного синтеза гелия из водорода*](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%A2%D0%B5%D1%80%D0%BC%D0%BE%D1%8F%D0%B4%D0%B5%D1%80%D0%BD%D0%B0%D1%8F_%D1%80%D0%B5%D0%B0%D0%BA%D1%86%D0%B8%D1%8F). Протозвезда превратилась в обычную [*звезду*](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%97%D0%B2%D0%B5%D0%B7%D0%B4%D0%B0) [*главной последовательности*](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%93%D0%BB%D0%B0%D0%B2%D0%BD%D0%B0%D1%8F_%D0%BF%D0%BE%D1%81%D0%BB%D0%B5%D0%B4%D0%BE%D0%B2%D0%B0%D1%82%D0%B5%D0%BB%D1%8C%D0%BD%D0%BE%D1%81%D1%82%D1%8C). Во внешней области диска крупные сгущения образовали планеты, вращающиеся вокруг центрального светила примерно в одной плоскости и в одном направлении.



**Современные представления о возникновении Солнечной системы**

Как видно из вышесказанного, представления учёных о возникновении Земли, других планет и всей Солнечной системы менялись, развивались. Да и сейчас остаётся много неясного, спорного. Учёным предстоит разрешить немало вопросов, прежде чем мы достоверно узнаем, как возникла Земля.

**Раздел 2 Основы сейсмологии**

**Лекция 2 Землетрясения и их характеристики**

2.1 Тектонические, вулканические, денудационные и техногенные землетрясения

2.2 Макросейсмические шкалы (Меркели, Росси-Фореля, MSK-64)

2.3 Магнитуда, шкала Рихтера

**2.1 Тектонические, вулканические, денудационные и техногенные землетрясения**

Сейсмология – это наука, изучающая особенности распределения землетрясений, процессов, протекающих в их очагах, и распространение упругих волн в недрах Земли. В перечне наук о Земле наиболее тесно сейсмология «граничит» с тектоникой и физикой недр Земли.

Под землетрясением или трясением Земли обычно подразумевается трясение земной поверхности. В сейсмологии под землетрясением понимают не только трясение земной поверхности, но и процесс разрушения, нарушения сплошности Земли в некоторой области (*области очага*), при котором потенциальная упругая энергия, запасенная в недрах планеты, переходит в кинетическую энергию колебаний, уносимую из очага сейсмическими волнами.

В развитии мировой сейсмологии наша страна занимает видное место. Одним из основателей сейсмологии был русский физик, академик Императорской Санкт-Петербургской Академии наук князь Борис Борисович Голицын.

Задолго до создания сейсмологии М.В. Ломоносов указывал, что землетрясение есть следствие процессов, происходящих внутри Земли и связанных с горообразованием и изменениями в глубинных горных породах. И.В. Мушкетов и А.П. Орлов составили и опубликовали в 1893 г. «Каталог землетрясений Российской империи», который стимулировал разработку Особой комиссией при Императорском Русском географическом обществе программы наблюдений за землетрясениями и, как следствие, начало создания сети сейсмических станций на территории России (Мушкетов, Орлов, 1893). Всего в России в 1915 г. насчитывалось 15 сейсмических станций, что составляло около ¼ всех сейсмических станций мира (Пурин, 1917). Российские станции были оснащены лучшими в то время сейсмографами, сконструированными Б.Б. Голицыным (Голицын, 1912).

Землетрясения – грозное явление природы. Достаточно сказать, что от землетрясений на планете, в среднем, из каждых 8000 человек один погибает и примерно десять – в большей и меньшей степени страдают.

Землетрясения происходят вследствие движения земной коры (тектонические землетрясения), извержения вулканов (вулканические землетрясения), обвалов и оползней (денудационные землетрясения) и деятельности человека – техногенные землетрясения. Они связаны с быстрым заполнением или разгрузкой водохранилищ, сооружением плотин, изменением давления воды в скважинах (Индия, 1967 г., река Койно, водохранилище; Африка, 1963 г., река Замбези, водохранилище; Греция, Кремста, I966 г., водохранилище; Нурек, 1972 г., водохранилище; США, Колорадо, Денвер, 1962 г., закачка воды в сква­жину), в результате взрывов и разработки месторождений (наведенная сейсмичность). Всем этим типам землетрясений присущи как общие черты – излучение сейсмических волн разной интенсивности, так и отличия. Ниже мы будем касаться только землетрясений, происходящих в земных недрах в результате движения слагающих их блоков.

В зависимости от глубины очага, землетрясения можно разделить на неглубокие (коровые) - до 70 км, промежуточные -70-300 км, глу­бокофокусные - 300-720 км. Выделяются следующие сейсмические зоны земного шара: Тихоокеанский пояс, Средиземноморско-Азиатский, Атлантическо-Арктический, Центральной части Индийского океана, рифтовая зона Восточной Африки. Самой высокой сейсмичностью отличается Тихоокеанский кольцевой пояс. Здесь происходит 75-80% землетрясений, в Средиземноморско-Азиатском – 15-20%. Сейсмическая активность срединно-океанических хребтов – 3-7%. Слабые землетрясения с небольшой магнитудой ощущаются практически во всех районах земной суши, включая равнинные. Одним из таких районов является Белоруссия, где регистрируется до 50 в год слабых местных толчков. Не зарегистрированы землетрясения в Антарктиде.

Смещение пород нa поверхности Земли при слабых землетрясениях может быть всего несколько сантиметров, а при сильных – не­сколько метров. Например, при Сан-Францисском землетрясении 1906г. – 6м. Смещения пород могут быть как горизонтальные, так и вертикальные. Длина трещины, разлома, может достигать сотен километров (Сан-Андреас, 1986г. – 200 км; Чили, I960 г. – 600 км).

Возникающее в горных породах напряжение снимается разрушением, разрывом, смещением блоков Земли. Энергия землетрясения рас­ходуется на разрушение и смещение пород, а также излучается в виде сейсмических волн.

Для характеристики землетрясений используют стандартизиро­ванные параметры.

Гипоцентр – место начала разрыва сплошности пород. Эпи­центр – точка над

гипоцентром на поверхности Земли. Очаг – вся зона разрушения пород, где происходит удар.

**2.2 Макросейсмические шкалы (Меркели, Росси-Фореля, MSK-64)**

Для классификации землетрясений по интенсивности их восприятия были разработаны макросейсмические шкалы. Первые такие шкалы появились в конце XIX – начале XX веков: шкалы Росси-Фореля (10 балльная) в Европе, Меркали (12 балльная) в США и JMA (Japan Meteorological Agency, 10 балльная) в Японии. В России принята 12 балльная шкала MSK – 64, которая является близкой шкале Меркали (Медведев, 1968).

Краткая характеристика интенсивности землетрясений по шкале MSK-64 сводится к следующему.

1 балл – колебания почвы отмечаются только приборами;

2 балла – землетрясение ощущается в отдельных случаях людьми, находящимися в спокойном состоянии;

3 балла – колебания отмечаются немногими людьми;

4 балла – землетрясение отмечается многими людьми; возможно дребезжание стекол;

5 баллов – качание висячих предметов, многие спящие просыпаются;

6 баллов – многие люди пугаются и выбегают из зданий, легкие повреждения в зданиях, тонкие трещины в штукатурке, в немногих случаях в сырых грунтах возможны трещины до 1 см, в горных районах отдельные случаи оползней, наблюдаются изменения дебита источников и уровня воды в колодцах;

7 баллов – большинство людей испуганы и выбегают их помещений, многие люди с трудом удерживаются на ногах, колебания отмечаются лицами, ведущими автомашины, звенят большие колокола, трещины в штукатурке и откалывание отдельных кусков, тонкие трещины в стенах, в немногих случаях возникают новые или пропадают существующие источники воды;

8 баллов – испуг, паника, кое-где обламываются ветви деревьев, сдвигается и иногда опрокидывается тяжелая мебель, часть висячих ламп повреждается, большие трещины в стенах, падение карнизов, дымовых труб, трещины в грунтах достигают нескольких сантиметров, возникают новые водоемы;

9 баллов – всеобщая паника, большие повреждения мебели, животные мечутся и кричат, в некоторых зданиях обвалы, трещины в грунте достигают 10 см, скалы обваливаются;

10 баллов – всеобщее разрушение зданий, трещины в грунте могут достигать 1 м, в прибрежных районах перемещаются большие песчаные и илистые массы, возникают новые озера;

11 баллов – катастрофа, серьезные повреждения даже зданий хорошей постройки, значительные повреждения почвы в виде широких трещин, разрывов, и перемещений в вертикальном и горизонтальном направлениях, многочисленные горные обвалы;

12 баллов – изменения рельефа, сильное повреждение или разрушение практически всех наземных и подземных сооружений, радикальные изменения земной поверхности.

Коротко – 1-4 балла – слабые землетрясения, 5-7 – сильные, приводящие к повреждениям, 8-12 – разрушительные. Наиболее сильное землетрясение – Гоби-Алтайское, 1957 г. – 12 баллов.

Землетрясения одинаковой бальности охватывают различные по площади территории. Чем глубже гипоцентр землетрясения, тем на большей площади бу­дет ощущаться землетрясение. Таким образом, оценка в баллах не дает возможности классифицировать землетрясения по количеству выделенной энергии. С этой целью выработана другая единица из­мерения - магнитуда.

**2.3 Магнитуда, шкала Рихтера**

Магнитуда – величина, пропорциональная выделенной при земле­трясении энергии. Землетрясение имеет одну магнитуду, где бы она не измерялась, в то время как бальность максимальна в эпи­центре и спадает к периферии до неощутимых колебаний. Магнитуда определяется как десятичный логарифм амплитуды наибольшего коле­бания грунта в микронах на стандартном расстоянии 100 км от эпи­центра:

М = lg(A/T)max + f(∆), (3)

где А – максимальное значение амплитуды смещения почвы; Т – соответствующий такой амплитуде период; f(∆) – эмпирическая калибровочная функция, дающая ход изменения А/Т в зависимости от эпицентрального расстояния ∆ для волн разных типов.

Разработал единицу магнитуды Рихтер. Магнитуду землетря­сения можно определить, зная бальность и эпицентральное расстоя­ние. Каждая единица магнитуды показывает, что амплитуда сейсми­ческих волн отличается в 10 раз. Сильнейшие из зарегистрирован­ных землетрясений имели магнитуду 8,9. Взрывы атомных бомб также вызывают землетрясения, магнитуду которых можно определить по формуле M=3,65 + lg Q, где Q – заряд в килотоннах. Так атомная бомба, сброшенная на Хиросиму имела эквивалентный заряд 30 килотонн, отсюда М=5. Самая мощная атомная бомба, которая испытывалась в Советском Союзе, имела эквивалентный заряд 57 мегатонн. Магнитуда землетрясения, соответствующая взрыву такой бомбы будет равна 8,4 балла, что больше мощности Чилийского землетрясения 1960 года.

Для связи энергии и амплитуды используется форму­ла Гутенберга:

Е=9,9+1,9М-0,024М2 (lg E=11+1.6M) (4)

Изменение магнитуды на единицу соответствует изменению выделившейся энергии в 35-46 раз. Энергия землетрясения магнитудой 4,0 и 8,0 отличается в 2 800 000 раз, т.е. энергия одного землетрясе­ния с амплитудой 8,0 эквивалентна энергии 2600000 землетрясений с магнитудой 4.0. Такое соотношение ставит под сомнение возмож­ность снять напряжение блоков пород серией вызванных малых зем­летрясений, чтобы предотвратить разрушительное. Энергия самых сильных землетрясений эквивалентна энергии водородной бомбы. Энергия упругих волн пропорциональна объему очаговой зоны. Разница в энергии сильных и слабых землетрясений происходит за счет различия объемов очаговых зон. На упругие

волны расходует­ся 1-5% энергии землетрясений, остальная часть превращается

в тепловую энергию, выделяющуюся при трении на границах блоков.

На Земле происходит ежегодно землетрясений с магнитудой > 7 около 20, с магнитудой > 5 около 1000, с магнитудой > 3 око­ло 100 тыс. Самое катастрофическое по последствиям землетря­сение произошло в Китае в 1556 г., в результате которого по­гибли более 630 тысяч человек, в 1976 г - около 250 тыс. человек. На Земле ежегодно погибает от землетрясений в среднем 10 тыс. человек. Количество жертв и разрушений при землетрясе­ниях зависит в основном не от силы землетрясения, а от плотнос­ти населенности территории и сейсмостойкости зданий и сооруже­ний.

Сейсмическая активность района проявляется в виде циклического повторения землетрясений разного класса энергий. Чем выше магнитуда землетрясений, тем реже они происходят. Интервал сильных землетрясений может достигать 600-700 лет и более.

Большинство землетрясений (70%) происходит в земной коре, меньшая часть – в пределах мантии (глубокофокусные землетрясения). Основная часть глубокофокусных землетрясений приурочена к Тихоокеанскому кольцу и Альпийскому поясу.

**Лекция 3 Причины землетрясений, сейсмическое районирование и прогноз**

3.1 Причины и модели землетрясений

3.2 Спрединг, рифтовые котловины и трансформные разломы

3.3 Субдукция, глубоководные желоба и островные дуги

**3.1 Причины и модели землетрясений**

Сейсмичность Земли и способ ее реализации – тектонические землетрясения, является общепланетарной особенностью. Сейчас доказано, что аналогичные явления происходят и на Луне. Принято считать, что при помощи землетрясений реализуется “сброс” накопившейся в Земле тектонической энергии. Похоже, что другим способом для Земли “избавиться” от этой энергии можно с помощью вулканизма. В основе этих грандиозных диссипативных процессов лежат два различных элементарных акта: образование трещины и возникновение расплава. И тот, и другой являются реакцией среды на внешнюю нагрузку. Первый ведет к сейсмичности, второй – к вулканизму. Основная причина возникновения подобных явлений на Земле состоит в реализации принципа минимизации её потенциальной гравитационной энергии. Еще Ньютон заметил, что форма Земли соответствует расплавленному состоянию ее недр. По-видимому, присутствие на Земле вулканических процессов определяет это соответствие. Однако, не только вулканизм "отслеживает" соответствие формы Земли принципу минимизации энергии. Совсем недавно авторы (Chao et al., 1995) пришли к заключению, что землетрясения могут приводить к тому, что наша планета становится в большей степени сферической и более компактной, а ее гравитационная энергия уменьшается (не совсем ясным способом), “перекачиваясь” в тепло.

Физика землетрясения изучается в различных научных центрах мира более 80 лет. Начало этим исследованиям было положено Х.Ф. Рейдом (Reid, 1911), когда он выдвинул свою “теорию упругой отдачи”, которая сохранила основную суть и используется сейсмологами до настоящего времени. Эта теория базировалась на хорошо заметной аналогии между разломом, возникшим в момент землетрясения в Сан-Франциско в 1908 г., и разломом Сан-Андреас, на котором построен этот город, оказавшийся практически разрушенным этим землетрясением. Суть модели Рейда состояла в том, что трещина, разрушившая город, распространялась с глубины в несколько десятков километров к поверхности Земли. Идея Рейда практически не нашла такого яркого, как в Сан-Франциско, подтверждения в большинстве других произошедших с того времени землетрясений. Прошло много лет, за эти годы было высказано много идей, однако, физика землетрясения так и осталась неясной.

Основной причиной землетрясе­ний являются тектонические напряжения. Накапливающиеся напря­жения в какой-то момент превосходят предел прочности пород, и под действием упругих касательных напряжений в очаговой зоне происходит разрыв с перемещением блоков относительно друг дру­га в горизонтальной или вертикальной плоскости. Энергия земле­трясения накапливается в результате упругих деформаций горных пород. Такая причина подготовки землетрясения принимается прак­тически всеми исследователями вне зависимости от их привержен­ности к гипотезе "мобилизма" или "фиксизма".

*Модели землетрясений*. Сейсмическая энергия, накопленная в среде, выделяется в очаге землетрясения. Чем больше энергия землетрясения, тем больше очаг, его протяженность (l): lg l (км)=0,5М-1,8. Поэтому протяженности очаговых зон зем­летрясений больших амплитуд составляет сотни километров. После образования главного разрыва возникают вторичные разрывы (пов­торные толчки, афершоки). Часто эти разрывы происходят в пер­пендикулярных плоскостях основному. Выделившаяся в очаге энер­гия изменяет термодинамические параметры среды, что может по­влиять на температуру и вызвать фазовые превращения, изменения объема и прочности.

Лабораторные исследования образцов пород при высоких давле­ниях показывают, что первоначально при постоянном давлении идет изменение объема, происходит резкое сжатие, затем скорость сжа­тия уменьшается и через длительное время прекратится. Такая же зависимость наблюдается и при снятии давления, т.е. освобождение накопленной энергии происходит по логарифмической зависимо­сти. Основной толчок землетрясения сопровождается афершоками. Чем меньше глубина землетрясения, тем выше вероятность афершоков. Неглубокие землетрясения часто приобретают характер роя землетрясений с невозможностью выделить главный толчок.

Спитакское землетрясение характеризуется магнитудой 7,0, бальность в эпицентре 10 баллов, глубиной гипоцентра 10-20 км. Процесс высвобождения энергии происходил ступенчато. Выявлено 4 основные фазы с интервалами 5-15 c, последняя – 4 мин. 20 c. В каждой фазе вспарывался новый участок глубинного разлома земной коры. Предполагается, что в первой фазе разрыв составил 12 км, образовав ступень высотой 1 м и почти метровый сдвиг.

Тектонический разрыв любого землетрясения формируется не­сколькими стадиями: I) появление и разрастание множества изо­лированных трещин; 2) лавинообразное расширение перемычек тре­щин, развитие общего разрыва: 3) возникновение напряжений кра­ев разрыва, образование трещин; 4) продолжение смещения бортов разрыва; 5) залечивание полости разрыва.

Разработаны две модели развития землетрясений.

1. *Модель лавинно-неустойчивого трещинообразования* *(ЛHT)*. На разной стадии под­готовки землетрясения происходит изменение количества, размеров и ориентации трещин, которые сливаются, образуя крупные разрывы, сливающиеся в основной, приводящий к землетрясению. В зоне раз­рыва развиваются неупругие деформации, в периферийной – упругие деформации уменьшаются по мере ослабления напряжения.

2. *Дилатантно-диффузионная модель (ДДМ)*. На первой стадии под­готовки землетрясения напряжение возрастает до определенного уровня, когда появляются открытые трещины – дилатансии. Давление воды в трещинах падает, часть их осушается, что вызывает упрочне­ние пород. В зону устремляется вода из соседних участков, проч­ность пород падает, происходит разрыв, вызывающий землетрясение.

*Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений.* Для выработки определенных норм и критериев, предъявляемых к строительству сооружений, проводят сейсмическое районирование. Оно заключается в построении карт возможных максимальных земле­трясений на данной территории. Построение таких карт – сложная задача. Надо предусмотреть возможные землетрясения максимальной бальности для данного района. С этой целью определяют максималь­ные землетрясения, которые когда-нибудь здесь происходили, дело осложняется тем, что наиболее сильные землетрясения могли проис­ходить в изучаемой местности слишком давно, и не зафиксированы в памяти людей, а сеть сейсмостанций развернута сравнительно не­давно. Повторяемость сильных землетрясений может составлять сот­ни, а то и тысячи лет. Примером досадных ошибок может служить Ленинаканское землетрясение в Армении в 1988 г.

При составлении карты сейсмического районирования учитыва­ются и изучаются следующие факторы: геологическое строение рай­она, тектоническая активность, глубины очагов землетрясений, повторяемость землетрясений, зафиксированные исторические землетрясения, проводится исследование ландшафта с целью обнаруже­ния последствий исторических землетрясений.

На территории стран СНГ работает единая система сейсмических наблюдений. Задача системы – регистра­ция землетрясений, определение их параметров, сейсмическое райо­нирование. В эту же систему входят специальные отряды; занимающиеся изучением вопросов прогнозирования землетрясений. Разра­боткой этих вопросов заняты многие институты сейсмологии, отде­лы других исследовательских институтов и вузов.

Анализ различных изменений геолого-гидрогеологических параметров, изменения геофизических полей, связанных с землетрясе­ниями, отмечает изменение уровня подземных вод, их химического состава, концентрации растворенных газов; изменение наклона дневной поверхности, расстояния между реперами, уровня дневной поверхности; изменение скоростей сейсмических волн; электропро­водности, геомагнетизма, земного электричества; повышенное вы­деление газов, в том числе радона и гелия. Казалось бы, пробле­ма достаточно хорошо решается. Но проблема не решена до сих пор. Есть только единичные удачные прогнозы.

Критерии прогнозирования землетрясений можно подразделить на геохимические, геофизические, деформационные, геодинамические, биофизические. Прогноз заключается в определении места, мощности и времени землетрясения. Первые две задачи решаются удовлетворительно, а удовлетворительное решение третьей не най­дено. Состояние прогноза можно охарактеризовать следующим об­разом: каждому землетрясению предшествуют определенные или мно­гие признаки, но не каждому сочетанию признаков следует земле­трясение. Решение прогноза неоднозначно. Наблюдаемые признаки находятся в пределах слабого изменения соответствующих полей на фоне значительных помех, соизмеримых с амплитудой соответствую­щего признака.

**3.2 Спрединг, рифтовые котловины и трансформные разломы**

Каковы же причины землетрясений?

Наиболее согласованной с научными данными оказывается гипо­теза движения литосферных плит. По современным представлениям вся земная кора разбита на отдельные блоки – подвижные геотектонические плиты, по площади сопоставимые с континентами. Эти плиты могут расходиться, тогда между ними образуется рифтовая зона – узкий протяженный провал в земной коре, ограниченный глубинными разломами), как правило, отмеченная на поверхности цепью горных хребтов и впадин. Особенно четко это видно на примере Срединного Атлантического хребта, проходящего по дну Атлантического океана.

Предполагают, при расхождении блоков (*спрединге*) из глубин поднимаются породы и образуют дно рифтовой котловины. Позже эти породы оказываются вытесненными другими породами, поступившими из недр Земли. Магнитные исследования обнаруживают вдоль рифтовых зон линейные магнитные аномалии, чередующиеся по знаку. Знак и интенсивность магнитных аномалий определяется глобальным магнитным полем, которое имело место в эпоху образования этих пород.

Другая характерная особенность рифтовых зон – наличие трансформных разломов (по обе стороны безамплитудного разлома прослеживаются породы разного возраста.), которые пересекают рифтовую котловину. Хребты, впадины и трансформные разломы делают зону спрединга тектонически активной, интересной для изучения эволюции планеты геофизическими средствами.

**3.3 Субдукция, глубоководные желоба и островные дуги**

Раздвижение плит невозможно без предположения существования и обратного процесса – сталкивания плит одной с другой. При сталкивании плит одна плита надвигается на другую подобно льдинам при торошении, а другая – уходит под плиту. Такое явление геофизики называют *субдукцией*, При этом на границе сталкивающихся плит возникают огромные механические напряжения, которые приводят к землетрясениям или цунами. Субдукция обычно сопровождается возникновением глубоководным впадин и островных дуг на океане. Особенно ясно видно результаты субдукции в юго-восточной Азии. На карте видно, что островные дуги соседствуют с глубоководными впадинами. Именно там (Камчатка, Сахалин, Курильские острова, Япония) часто наблюдается землетрясения и цунами. Во время Чилийского землетрясения в 1960 году цунами возникли на всем Тихоокеанском побережье. Высота волны достигала несколько метров.

**Лекция 4 Сейсмологическая модель Земли**

4.1 Годографы Джеффриса-Буллена

4.2 Обнаружение внешнего и внутреннего ядер, их агрегатное состояние

4.3 Основные оболочки мантии, их сейсмические особенности

**4.1 Годографы Джеффриса-Буллена**

Сильное землетрясение порождает объемные волны, которые пронизывают тело планеты, как бы освещая его изнутри. Подобно лучу света сейсмический луч подчиняется законам геометрической оптики, законам отражения и преломления. Этот закон, прежде всего, говорит о том, что сейсмические лучи в теле планеты не прямые линии, а искривляются в зависимости от скорости распространения, то есть от упругих свойств пород, из которых сложена Земля.

Для идентификации траекторий сейсмических лучей применяются следующие обозначения:

Р – продольная волна,

S – поперечная волна,

c – волна, отраженная от внешнего ядра,

K – волна, прошедшая через внешнее ядро,

i – волна, отраженная от внутреннего ядра,

I – продольная волна, прошедшая через внутреннее ядро,

J – поперечная волна, прошедшая через внутреннее ядро.

Например, обозначение волны *PКiKP* говорит о том, что данная продольная волна прошла через внешнее, жидкое ядро, отразилась от внутреннего ядра, затем снова прошла через жидкое ядро и вышла как продольная волна. При пересечении поверхности раздела или отражении от нее тип волны может поменяться: из продольной она может стать поперечной и наоборот. Возможны варианты: *SS, SP, PcS* и т.д.

Длительный опыт регистрации волн землетрясений позволил по­строить годографы Джеффриса-Буллена (рис.1). Годографом сейсмической волны называется график зависимости времени пробега волны от источника до приемника волны (регистрирующего устройства) от эпицентрального расстояния. Эпицентральное расстояние – это угол с вершиной в центре шара, которым изображается Земля, а сторонами этого угла являются радиус-векторы источника и приемника.

Существует принципиальная возможность определения глубины до отражающих и преломляющих границ с использование годографов, известных расстояний и скоростей движения волн.

**4.2 Обнаружение внешнего и внутреннего ядер, их агрегатное состояние**

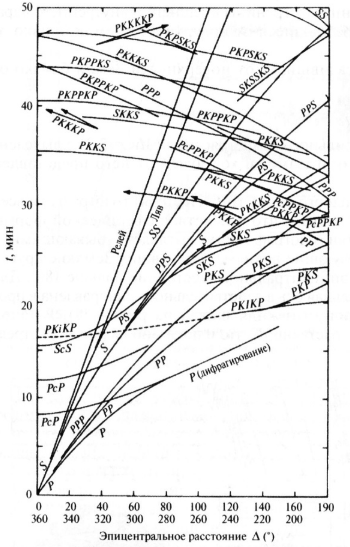
Ядро Земли впервые сейсмологи обнаружили в 1906 году, а Гутенбергу в 1914 году удалось определить глубину его залегания (2885 *км*). Граница раздела внешнего ядра характерна тем, что на ней резко падает скорость продольной волны от 13,6 *км/с* до 8,1 *км/с*. Поперечная волна вообще через внешнее ядро не проходит, что говорит о том, что оно жидкое. Твердое, внутреннее ядро обнаружила Леман (Дания) в 1936 году. Она показала, что оно расположено на глубине приблизительно равной 5000 *км* (рис.2).

Наконец, в 1909 году югославский ученый Мохоровичич обнаружил резкое возрастание скоростей сейсмических волн на глубине около 35 *км*. Эту границу стали считать границей земной коры или границей *Мохо*. В океане она расположена ближе к поверхности земли на глубине 10-15 *км* и даже ближе, в горных районах, наоборот, уходит вглубь до 50-80 *км*.

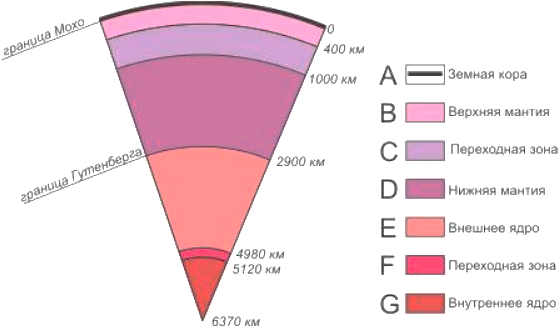
В современном представлении Земля – это сложный многослоевой объект. Каждый из слоев имеет также достаточно сложную структуру, которая изучается различными геофизическими методами (сейсмическими, магнитными, гравитационными и др.). Остановимся на одной, наиболее распространенной модели Земли. Это – модель Буллена (таблица 2).

**Таблица 2 – Модель Буллена строения Земли**

|  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- |
| Зона | наименование слоя | глубина (*км*) | плотность (*г/см*3) |
| А | кора | 35 | 3,2 |
| В | силикаты | 400 | 3,5 |
| С | фазовые переходы | 900 | 4,0 |
| D | нижняя мантия | 2700 | 5,0 |
| D' | переходная зона | 2883 | - |
| E | внешнее ядро | 4980 | 10-11 |
| F | переходная зона | 5120 | - |
| G | внутреннее ядро | 6371 | 12 |



**Рисунок 1 - Годографы Джеффриса-Буллена:** P, S – продольные и поперечные волны, Surface Waves – поверхностные волны, РР (РРР) – дважды (трижды) отраженные от поверхности Земли волны, с – волна, отраженная от ядра, К – волна, прошедшая через ядро. Например, PKPPКS – продольная волна прошла через ядро, дважды отразилась от поверхности Земли, еще раз прошла через ядро и вышла на поверхность Земли как поперечная волна. Pdiff (Δ > 900) и Sdiff(Δ > 800) – “диффрагированные” поверхностная и поперечная волны, соответственно. Сейсмограммы землетрясений с вступлениями PP, PPP, SS, SSSиРсР, полученные на сейсмической станции Москва



**Рисунок 2 – Схема глубинного строения Земли (по К.Е. Буллену)**

**4.3 Основные оболочки мантии, их сейсмические особенности**

Мантия состоит из трёх слоев (В, С и D) и простирается от поверхности Мохоровичича до глубины 2900 км, где она граничит с ядром Земли. Слои В и С образуют верхнюю мантию (толщиной 850-900 км), слой D – нижнюю мантию (около 2000 км). Верхная часть слоя В, залегающая непосредственно под корой, называется субстратом; кора вместе с субстратом составляет литосферу. Нижнюю часть верхней мантии называют именем открывшего её свойства сейсмолога Б. Гуттенберга. Скорость распространения сейсмических волн в пределах слоя Гуттенберга несколько меньше, чем в выше- и нижележащих слоях, что связывают с повышенной текучестью его вещества. Отсюда – второе название слоя Гуттенберга – астеносфера (слабая сфера). Этот слой является сейсмическим волноводом, поскольку сейсмический «луч» (путь волны) долгое время идёт вдоль него. Лежащий ниже слой С (слой Голицына) выделен как зона быстрого нарастания с глубиной скоростей сейсмических волн (продольных от 8 до 11,3 км/сек, поперечных от 4,9 до 6,3 км/сек). Предполагается также увеличение плотности вещества с глубиной от 3,6 г/см3 до 4,5 г/см3. В нижней мантии плотность вещества постепенно возрастает с 4,5 г/см3 до 5,6 г/см3, а на границе ядра скачкообразно меняется в переходной зоне до 10 г/см3.

Нижняя часть мантии (зона D), как уже отмечалось, К. Булленом была разделена на две подзоны – D' и D". Подзона D' находится в интервале глубин от 1000 до 2700 км. Подзона D" непосредственно граничит с ядром. Сейсмическая характеристика подзон различна. В подзоне D" скорости сейсмических волн плавно возрастают от ее кровли к подошве, в подзоне D' они практически не изменяются.

Мантия Земли состоит из силикатных пород. По мере увеличения давления и температуры в веществе происходят фазовые переходы: определенные виды пород из твердой фазы переходят в жидкую. Такие фазовые переходы отмечены в зоне С и в зоне D'. Причем в последнем случае весь металл выплавляется и внешнее ядро (зона Е) целиком состоит из расплавленного металла. Через эту зону поперечные волны не проходят, так как модуль сдвига равен нулю. В переходной зоне F жидкая фаза металла переход в твердую фазу и внутреннее ядро состоит из твердого металла с плотностью 12 г/см3.

В земной коре и верхней мантии температура повышается с глубиной. Из мантии к поверхности «твёрдой» Земли идёт тепловой поток, в несколько тысяч раз меньший поступающего от Солнца (в среднем около 0,06 Вт/м2 или около 2,5·1013 Вт на всю поверхность Земли). В мантии температура везде ниже температуры полного расплавления слагающего её материала. Под материковой корой она предполагается близкой к 600-700 °С. В слое Гуттенберга температура, по-видимому, близка к точке плавления (1500-1800 °С). Оценка температур для более глубоких слоев мантии и ядра Земли носит весьма предположительный характер. По-видимому, в ядре она не превышает 4000-5000 °С.

Вязкость материала мантии выше и ниже границ астеносферы, видимо, не менее 1023 Пз *(пуаз – единица динамической вязкости, равная 1 дин∙с/см2)*; вязкость астеносферы сильно понижена (1019-1021 Пз). Считается, что благодаря этому в астеносфере происходит медленное перетекание масс в горизонтальном направлении под влиянием неравномерной нагрузки со стороны земной коры (восстановление изостатического равновесия). Вязкость внешнего ядра намного порядков меньше вязкости мантии. В верхней мантии до глубины 700 км отмечаются очаги землетрясений, что указывает на значительную прочность слагающего её материала; отсутствие более глубоких сейсмических очагов объясняется либо малой прочностью вещества, либо отсутствием достаточно сильных механических напряжений.

Электропроводность в верхней части слоя В очень низка (порядка 10-2  См/м); в слое Гуттенберга она повышена, что связывают с ростом температуры. В слое Голицына она постепенно увеличивается приблизительно до 10-100 См/м, а в нижней мантии, по-видимому, возрастает ещё на порядок. В ядре Земли электропроводность очень высока, что указывает на металлические свойства его вещества.

**Раздел 3 Строение Земли**

**Лекция 5** **Физика ядра и мантии**

5.1 Гипотезы состава ядра

5.2 Состав слоя В мантии

5.3 Зона фазовых переходов

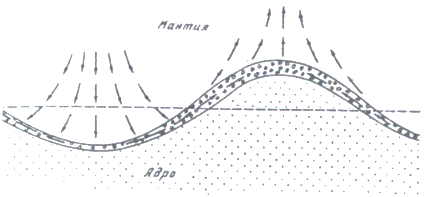
5.4 Нижняя мантия

**5.1 Гипотезы состава ядра**

Установив в 1914 г. границу мантия-ядро, Б. Гуттенберг открыл, таким образом, ядро Земли. Более поздними сейсмическими исследованиями было доказано, что оно имеет сложное строение и состоит из внешнего жидкого ядра (слой Е), подошва которого находится на глубине 4980 км (по другим данным, – на глубинах 5100 и 5150 км), и внутреннего твердого ядра (слой G) радиусом 1200-1250 км, разделенных переходным слоем F мощностью 300-400 км.

Плотность вещества внешнего ядра постепенно возрастает от кровли к подошве с 9,5-10,1 до 11,4-12,3 г/см3. В центре внутреннего ядра, т. е. в центре Земли, плотность вещества оценивается в 13-14 г/см3. Но это не единственные гипотетические данные о плотности ядерного вещества.

Сейсмические томографические исследования, проведенные в конце 80-х годов прошлого века, позволили установить, что поверхность внешнего ядра отличается от равновесной поверхности эллипсоида вращения. На поверхности ядра были установлены выступы и впадины амплитудой ± (6-10) км. Предполагается, что выступы являются корнями восходящих конвективных потоков мантийного вещества, а впадины - нисходящих (рис. 3).



**Рисунок 3 – Схема конвективных потоков на границе мантия-ядро**

Вязкость вещества в ядре предположительно не превышает 102 ГПа∙с, что, по мнению исследователей, указывает на его низкую температуру плавления. Оценки химического состава вещества, которым сложено ядро, еще более гипотетичны, чем мантийного. Исходя из различных теоретико-экспериментальных допущений, вещество внешнего ядра, вероятнее всего, состоит из окиси одновалентного железа Fе2О, вещество внутреннего ядра – из железо-никелевого сплава Fe0,9Ni0,1, а переходный слой считается состоящим из сульфидов железа FeS.

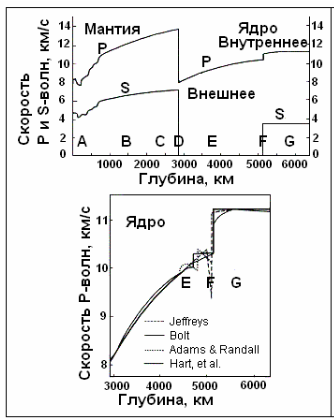
Важным моментом в распределении химических элементов является наличие в ядре свободного кремния. Во-первых, это позволяет согласовать данные плотности ядра с сейсмологическими данными. Во-вторых, тот факт, что свободный кремний был найден в металлических фазах энстатитовых (сильно восстановленных) хондритов, показывает, что свободный кремний может войти в металлическую фазу при существенно восстановительных условиях формирования планет. Если предположить, что свободный кремний входит в состав ядра Земли, то это накладывает два важных условия на раннюю стадию химической эволюции Земли. Во-первых, в восстановительных процессах существенную роль должен играть углерод, так как водород не может восстанавливать кремний. Во-вторых, мантия, содержащая некоторое количество магнетита, не находится в химическом равновесии с ядром, так как окись железа взаимодействует с кремнием, в результате чего выделяются металлическое железо и кремнезем. Следовательно, ни на какой стадии эволюции Земли вещество мантии и вещество ядра не могли образовывать смесь. Поэтому отделение, по крайней мере, большей части ядра должно было происходить одновременно с восстановительным процессом, в котором выделялся металл. А поскольку должен был существовать некоторый механизм удаления окиси углерода, то процесс восстановления, вероятно, был частью процесса формирования Земли из пылевого облака. Наличие кремния в ядре и магнетита в мантии показывает, что в процессе образования Земли восстановительные условия изменялись. Возможно, позже на границе ядра и мантии протекала реакция

Fe304+ 2Si →3Fe+2 Si02, (5)

причем железо отлагалось в ядре, а в нижней части мантии создавался обо-гащенный кремнеземом слой, из-за которого характер изменения скоростей сейсмических волн в этой области очень сложный. Другое объяснение плотности ядра дал Б. Алдер. Он привел доводы в пользу того, что при температурах и давлениях, существующих на границе ядра и мантии, MgO может раствориться в железе вплоть до концентрации 10 %, и, следовательно, в состав ядра скорее входит MgO, а не Si. Если аргументы Б. Алдера правильны, то мантия и ядро, может быть, не так отклоняются от состояния равновесия, как считает А. Рингвуд. Тогда осложнения в распределении скоростей сейсмических волн в нижней мантии могут возникать из-за малого содержания MgO по сравнению с Si02. Возможно еще, что в состав ядра входит сера, которая также содержится в металлической фазе (в виде троилита FeS) железных метеоритов и хондритов. Все важнейшие долгоживущие радиоактивные элементы (уран, торий, рубидий и калий) имеют высокий окислительный потенциал и остаются с силикатами в процессах восстановления и плавления. Эти процессы приводят к образованию железных метеоритов и металлической фазы хондритов. Поэтому в железном ядре Земли не может содержаться заметного количества радиоактивных веществ, и радиоактивный разогрев нельзя привлекать в качестве источника энергии для поддержания геомагнитного динамо. В Земле фракционирование этих радиоактивных элементов сильнее, чем в метеоритах, так как из-за своих больших ионных радиусов они вытесняются из плотноупакованных структур типа шпинели, в которые переходят силикаты при давлениях, соответствующих нижней мантии.

Накопление радиоактивных элементов в горных породах материков дает наиболее веское доказательство химической дифференциации вещества мантии, в результате которой образовались материки. Существование на материках зон разного возраста показывает, что дифференциация не была кратковременным процессом на начальной стадии эволюции Земли, а развивалась постепенно или, быть может, протекала отдельными циклами. Основные характеристики геосфер Земли приведены в табл. 1.2, из данных которой следует, что кора составляет 0,5 % массы Земли, мантия -67,2 %, ядро - 32,3 %. На рис. 1.5 показана схематическая модель нашей планеты.

**5.2 Состав слоя В мантии**

Между подошвой коры и поверхностью ядра заключена силикатная оболочка Земли, которую называют мантией. При переходе через поверхность «мантия - ядро» скорость распространения продольных волн уменьшается с 13,6 до 8,1 км/с, поперечных - с 7,3 км/с до нуля. В мантии до глубины 400 км выделяется подкоровый слой В, в пределах которого под океанами установлена область пониженных скоростей распространения сейсмических волн (зона пониженных скоростей - ЗПС) (рис. 4).

**Рисунок 4 – Распределение скоростей распространения продольных Р и поперечных S волн внутри Земли по данным сейсмологии**

Эту область называют слоем Гуттенберга, или астеносферным слоем. Астеносфера расположена на глубине около 100 км под континентами и на глубине около 50 км под океанами. Нижняя граница астеносферы находится на глубине 250-350 км. Вязкость вещества в астеносфере резко уменьшается до 1019-1021Па⋅с – по сравнению с окружающими астеносферу слоями (1023Па⋅с), а температура вещества – наоборот, повышается до 15000 - 18000С и близка к температуре плавления. В астеносфере обычно лежат очаги, подпитывающие вулканы. Также установлено, что мантийное вещество в астеносфере находится частично в расплавленном состоянии и характеризуется пониженной вязкостью и малым пределом текучести. Благодаря этому оно может медленно перетекать в горизонтальном направлении под действием вертикальных нагрузок. В верхней части зоны В находится поверхность фазового перехода в состоянии мантийного вещества. Выше этой поверхности оно полностью раскристаллизовано, ниже – находится в аморфном, пластическом состоянии. В структурном отношении поверхность фазового перехода отождествляется с подошвой литосферы.

**5.3 Зона фазовых переходов**

Зона С, называемая также переходным слоем, или слоем Голицына, на-ходится в интервале глубин от 400 до 1000 км. Ее вещество характеризуется аномально большим увеличением скоростей распространения сейсмических волн от кровли зоны к подошве. Так, скорости поперечных волн возрастают с глубиной от 8 до 11,3 км/с, а продольных волн – от 4,9 до 6,3 км/с. Предполагается также увеличение плотности вещества с глубиной от 3,6 г/см3 до 4,55-4,65 г/см3 на глубине около 1000 км.

Увеличение плотности мантии с глубиной объясняется уплотнением ее вещества под влиянием все возрастающего давления вышележащих мантийных слоёв, достигающего на подошве мантии значений 1,35-1,40 Мбар. Особенно заметное уплотнение силикатов мантийного вещества происходит в интервале глубин 400-1000 км. Как показал А. Рингвуд, именно на этих глубинах многие минералы испытывают полиморфные превращения.

Признание существования в мантии конвективных движений позволяет определить и ее температурный режим, поскольку при конвекции распределение температуры в мантии должно быть близким к адиабатическому, т.е. такому, при котором между смежными объемами мантии не происходит теплообмена, связанного с теплопроводностью вещества. В таком случае теплопотери мантии происходят только в её верхнем слое – через литосферу Земли, распределение температуры в которой уже резко отличается от адиабатического.

**5.4 Нижняя мантия**

Нижняя часть мантии (зона D), как уже отмечалось, К. Булленом была разделена на две подзоны – D' и D". Подзона D' находится в интервале глубин от 1000 до 2700 км. Подзона D" непосредственно граничит с ядром. Сейсмическая характеристика подзон различна. В подзоне D" скорости сейсмических волн плавно возрастают от ее кровли к подошве, в подзоне D' они практически не изменяются. С глубиной в мантии по мере увеличения давления, а на ее подошве оно оценивается в 135-140 ГПа, происходит уплотнение вещества. Если в верхней мантии его плотность составляет около 3,3 г/см3, то на глубине 2900 км, возрастает до 5,5-5,7 г/см3. В интервалах глубин 400-450 и 600-700 км наблюдается фазовая перестройка мантийного вещества и его переход в более плотные модификации: оливин приобретает кристаллическую структуру шпинели, а пироксены - ильменитовую и перовскитовую структуру. Предполагается, что на больших глубинах подавляющая часть силикатов распадается на простые окислы, которые образуют кристаллы с плотнейшей упаковкой атомов. Опенка химического состава мантийного вещества в значительной мере гипотетична. Исходя из допущения о наличии в мантии конвективных процессов делается вывод о том, что за время существования Земли все мантийное вещество было многократно перемешано. Поэтому химический состав мантии в среднем одинаков в любой ее части. В 1962 г. А. Рингвуд теоретически и экспериментально обосновал возможный состав верхней мантии, назвав вещество, которым она сложена, пиролизом. Пиролит, по его мнению, представляет собой смесь базальта (25 %) и перидотита (75 %). В 1973 г. Л. Дмитриев показал, что мантийное вещество должно быть близким по составу к океаническим лерцолитам, которые поднимаются из мантии и изливаются на дно океанов в рифтовых зонах. Данные о химическом составе пиролита и лерцолита приведены в таблице 3.

**Таблица 3 – Химический состав мантийного вещества**

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| Окислы | Пнролитовая модель  А. Рингвуда | Лерцолитовая модель  Л. Дмитриева |
| SiO2 | 45,16 | 45,7 |
| ТiО2 | 0,71 | 0,2 |
| A12O3 | 3,54 | 3,7 |
| Fe2O3 | 0,46 | 8,2 |
| FeO | 8,04 | 8,2 |
| MnO | 0,14 | 0,1 |
| MgO | 37,49 | 38,04 |
| CaO | 3,08 | 2,3 |
| Na2O | 0,57 | 0,3 |
| K2O | 0,13 | 0,1 |
| Cz2O3 | 0,43 | 0,4 |
| NiO | 0,20 | 0,1 |

Они показывают, что обе породы близки по составу. Реологические свойства мантийного вещества отличаются своеобразием. При длительных механических нагрузках оно ведет себя как вязкая жидкость; при кратковременных нагрузках, какими являются воздействия проходящих через него сейсмических волн, его можно считать твердым. Средняя величина вязкости мантии лежит в интервале от 1023 до 1024 Па∙с; в подкоровом слое В под океанами (в астеносфере) вязкость понижается до 1018-1019 Па∙с; под континентальными литосферными плитами – возрастает до 1020-1021 Па∙с.

**Лекция 6 Земная кора**

6.1 Происхождение земной коры

6.2 Характеристика основных слоев континентальной коры

6.3 Строение океанической земной коры

**6.1 Происхождение земной коры**

То, что земная кора выделилась из мантии Земли в процессе ее исторического развития, не вызывает сомнений. Однако способ выделения вещества коры, пути развития коры еще не изучены, механизм и причины этого процесса и других, ему сопутствующих, представляют особый предмет дискуссии. Дискуссионными также являются и причины возникновения разных типов земной коры и общая направленность ее развития. В свете имеющихся в настоящее время данных трудно согласиться с гипотезой о происхождении Земли в прошлом через стадию общего расплавления и с процессом выделения коры путем дифференциации по плотности вещества мантии в эту стадию. При такой схеме земная кора выделилась бы по всей Земле примерно одинакового состава и мощности. Для объяснения различий между разными типами коры, в первую очередь континентального и океанического, приходится в этом случае прибегать к дополнительным, малообоснованным гипотезам. Кроме того, при среднем составе мантии, близком к хондритам, при такой схеме развития образовалась бы кора гораздо большей мощности, чем это наблюдается. Даже при выделении вещества коры в количестве 7-8% мощность коры была бы около 200 км. Наконец, эта гипотеза не согласуется с тепловым режимом Земли и с составом коры. В настоящее время более обоснованной гипотезой формирования коры является гипотеза выделения ее вещества в процессе зонной плавки, что подтверждено экспериментально зонной плавкой хондритового вещества. Сопоставление и анализ большого количества материала показывает, что вещество хондритов или очень близкое к нему, теряя около 10% своей массы, способно создать земную кору и в остатке дать перидотитовую оболочку. С точки зрения рассмотренного процесса земную кору океанов, по-видимому, следует считать как еще недоразвившуюся. В этих частях Земли процесс зонной плавки оказался замедленным. Причиной такого отставания могло быть несколько пониженное содержание радиоактивных элементов, что привело к замедлению разогрева таких областей. Постепенное разрастание континентальной коры от ряда наиболее древних центров можно теперь объяснить следующим образом. Первоначальное содержание радиоактивных элементов несколько варьировало от одного места к другому. Места с наибольшим содержанием источников тепла или со сравнительно более глубоким их расположением первыми достигли условий зонной плавки, в процессе которой выделились ядра будущих континентов. При этом источники тепла были перенесены, в основном, в кору, что вместе с выносом тепла магмами привело к относительному охлаждению таких областей. Зонная плавка переместилась в соседние участки. Таким образом, шел процесс как бы концентрического разрастания континентов. Не следует думать, что следующая область активизации всегда примыкала к предыдущей. Нужные условия могли возникнуть и в некотором удалении, так что в тылу могли остаться еще не переработанные области (например, Новая Зеландия выброшена значительно вперед от Австралии). Области, оставшиеся в тылу, охватывались переработкой позже, это вместе с захватом новым циклом старых областей и создавало сложную мозаичную структуру континентов (при все же заметной общей схеме разрастания). Именно период активной зонной плавки и соответствует геосинклинальному этапу развития коры, когда за счет недр осуществляется процесс прироста коры. Завершение геосинклинального процесса при этом объясняется исчерпанием первичного, глубинного процесса. То обстоятельство, что в настоящее время температура под океанами выше, чем под континентами, не противоречит сказанному. В прежние эпохи картина была обратной, но вынос радиоактивных элементов в кору и потеря тепла при подъеме магм привели к охлаждению континентальных частей. В океанических же областях хотя и имеется меньшее количество источников тепла, но они рассредоточены на большую глубину. Благодаря этому к настоящему времени в рассматриваемых областях образовались условия, близкие в термическом отношении к континентальным и в ряде мест приближающиеся к условиям начала зонной плавки. Однако наряду с объяснением процесса формирования континентальной коры возникает и проблема объяснения процесса океанизации этой коры. Такой обратный процесс, по мнению ряда исследователей, приводит к образованию океанов на месте ранее существовавших континентов. Как отмечалось, слой D можно считать с большой степенью достоверности однородным. В слое В однородность если и нарушена, то незначительно. Слой А резко неоднороден.

**6.2 Характеристика основных слоев континентальной коры**

Земная кора – многослойное образование. Верхнюю ее часть – осадочный чехол, или первый слой, – образуют осадочные породы и не уплотненные до состояния пород осадки. Ниже как на континентах, так и в океанах залегает кристаллический фундамент. В его строении и кроются основные различия между континентальным и океаническим типами земной коры. На континентах в составе фундамента выделяются два мощных слоя – «гранитный» и «базальтовый». Под абиссальным ложем океанов «гранитный» слой отсутствует. Однако «базальтовый» фундамент океана отнюдь не однороден в разрезе, он разделяется на второй и третий слои.

До сверхглубокого и глубоководного бурения о структуре земной коры судили главным образом по геофизическим данным, а именно по скоростям продольных и поперечных сейсмических волн. В зависимости от состава и плотности пород, слагающих те или иные слои земной коры, скорости прохождения сейсмических волн значительно изменяются. В верхних горизонтах, где преобладают слабо уплотненные осадочные образования, они относительно невелики, в кристаллических же породах резко возрастают по мере увеличения их плотности.

После того как в 1949 г. впервые были измерены скорости распространения сейсмических волн в породах ложа океана, стало ясно, что скоростные разрезы коры континентов и океанов весьма различны. На небольшой глубине от дна, в фундаменте под абиссальной котловиной, эти скорости достигали величин, которые на материках фиксировались в самых глубоких слоях земной коры. Вскоре выяснилась причина подобного несоответствия. Дело в том, что кора океанов оказалась поразительно тонкой. Если на континентах толщина земной коры составляет в среднем 35 км, а под горно-складчатыми системами даже 60 и 70 км, то в океане она не превышает 5-10, редко 15 км, а в отдельных районах мантия находится почти у самого дна.

Стандартный скоростной разрез континентальной коры включает верхний, осадочный слой со скоростью продольных волн 1- 4 км/с, промежуточный, «гранитный» – 5,5- 6,2 км/с и нижний, «базальтовый» – 6,1-7,4 км/с. Ниже, как полагают, залегает так называемый перидотитовый слой, входящий уже в состав астеносферы, со скоростями 7,8-8,2 км/с. Названия слоев носят условный характер, так как реальные сплошные разрезы континентальной коры никто до сих пор не видел, хотя Кольская сверхглубокая скважина проникла в глубь Балтийского щита уже на 12 км.

Мощность осадочного слоя изменяется в широких пределах. На древних кристаллических щитах он может отсутствовать, а в районах пассивных в тектоническом отношении окраин континентов и в краевых прогибах платформ – достигает 10-12 и даже 20 км. На платформах протерозойского возраста средняя мощность осадков составляет 2-3 км. Осадочный слой подстилают древние, в основном докембрийского возраста, породы гранито-гнейсового состава, образующие так называемый «гранитный» слой мощностью от 10 до 40 км. Кровлей этого слоя является денудационная поверхность, на которой и залегают со структурными и возрастными несогласиями осадочные образования. Завершается разрез континентальной части коры «базальтовым» слоем, сложенным предположительно сильно метаморфизованными породами среднего и основного составов. Мощность базальтового слоя изменяется от 10 до 20 км. Гранитный и базальтовый слои разделены поверхностью Конрада. При переходе через эту поверхность, как и через поверхность Мохо, происходит резкое увеличение скоростей распространения сейсмических волн. В отличие от поверхности Мохо, поверхность Конрада не везде картируется уверенно, и это обстоятельство дает право некоторым исследователям сомневаться в реальности ее существования.

Рельефу континентальной коры присущи и максимальные перепады высот, достигающие 16-17 км от подножий континентальных склонов в глубоководных желобах до высочайших горных вершин.

**6.3 Строение океанической земной коры**

В абиссальных котловинах океана под тонким осадочным плащом (0,5-1,5 км), где скорости сейсмических волн не превышают 2,5 км/с, находится второй слой океанической коры. По данным американского геофизика Дж. Уорзела и других ученых, он отличается удивительно близкими значениями скорости – 4,93-5,23 км/с, в среднем 5,12 км/с, а средняя мощность под ложем океанов равна 1,68 км (в Атлантическом – 2,28, в Тихом – 1,26 км). Впрочем, в периферийных частях абиссали, ближе к окраинам континентов, мощности второго слоя довольно резко увеличиваются. Под этим слоем выделяется третий слой коры с не менее однородными скоростями распространения продольных сейсмических волн, равными 6,7 км/с. Его толщина колеблется от 4,5 до 5,5 км.

В последние годы выяснилось, что для скоростных разрезов океанической коры характерен больший разброс значений, чем это предполагалось ранее, что, по-видимому, связано с глубинными неоднородностями, существующими в ней.

Как видим, скорости прохождения продольных сейсмических волн в верхних (первом и втором) слоях континентальной и океанической коры существенно различны.

Что касается осадочного чехла, то это обусловлено преобладанием в его составе на континентах древних образований мезозойского, палеозойского и докембрийского возраста, претерпевших довольно сложные преобразования в недрах. Дно же океана, как говорилось выше, относительно молодо, и осадки, лежащие над базальтами фундамента, слабо уплотнены. Это связано с действием целого ряда факторов, определяющих эффект недоуплотнения, который известен как парадокс глубоководного диагенеза.

Сложнее объяснить разницу в скоростях сейсмических волн при их распространении через второй («гранитный») слой континентальной и второй («базальтовый») слой океанической коры. Как ни странно, в «базальтовом» слое океана эти скорости оказались ниже (4,82-5,23 км/с), чем в «гранитном» (5,5-6,2 км/с). Дело тут в том, что скорости продольных сейсмических волн в кристаллических породах с плотностью 2,9 г/см3 приближаются к 5,5 км/с. Отсюда вытекает, что если «гранитный» слой на континентах действительно сложен кристаллическими породами, среди которых преобладают метаморфические образования нижних ступеней трансформации (по данным сверхглубокого бурения на Кольском полуострове), то в составе второго слоя океанической коры, помимо базальтов, должны участвовать образования с плотностью меньшей, чем у кристаллических пород (2-2,55 г/см3).

Действительно, в 37-м рейсе бурового судна «Гломар Челленджер» были вскрыты породы океанического фундамента. Бур проник сквозь несколько базальтовых покровов, между которыми находились горизонты карбонатных пелагических осадков. В одной из скважин была пройдена 80-метровая толща базальтов с прослоями известняков, в другой – 300-метровая серия пород вулкано-генно-осадочного происхождения. Бурение первой из перечисленных скважин было остановлено в ультраосновных породах – габбро и гипербазитах, которые, вероятно, уже относятся к третьему слою океанической коры.

Глубоководное бурение и исследование рифтовых зон с подводных обитаемых аппаратов (ПОА) позволили выяснить в общих чертах структуру океанической коры. Правда, нельзя с уверенностью утверждать, что нам известен полный и непрерывный ее разрез, не искаженный последующими наложенными процессами. Наиболее детально изучен в настоящее время верхний, осадочный слой, вскрытый частично или полностью почти в 1000 точках дна буром «Гломара Челленджера» и «Джойдес Резолюшн». Гораздо менее исследован второй слой океанической коры, который вскрыт на ту или иную глубину гораздо меньшим числом скважин (несколькими десятками). Однако сейчас очевидно, что этот слой сформирован, в основном лавовыми покровами базальтов, между которыми заключены разнообразные осадочные образования небольшой мощности. Базальты относятся к толеитовым разностям, возникшим в подводных условиях. Это подушечные лавы, сложенные зачастую пустотелыми лавовыми трубами и подушками. Находящиеся между базальтами осадки в центральных частях океана состоят из остатков мельчайших планктонных организмов с карбонатной или кремнистой функцией.

Наконец, третий слой океанической коры отождествляют с так называемым дайковым поясом – сериями небольших магматических тел (интрузий), тесно пригнанных одно к другому. Состав этих интрузий основной в ультраосновной. Это габбро и гипербазиты, формировавшиеся не при излиянии магм на поверхности дна, как базальты второго слоя, а в недрах самой коры. Иначе говоря, речь идет о магматических расплавах, которые застыли вблизи магматического очага, так и не достигнув поверхности дна. Их более «тяжелый» ультраосновной состав свидетельствует об остаточном характере этих магматических расплавов. Если же вспомнить, что толщина третьего слоя обычно в 3 раза превышает мощность второго слоя океанической коры, то определение ее как базальтовой может показаться большим преувеличением.

Подобно этому и гранитный слой континентальной коры, как выяснилось в процессе бурения Кольской сверхглубокой скважины, оказался вовсе не гранитным, по крайней мере, в верхней его половине. Как уже говорилось выше, в пройденном здесь разрезе преобладали метаморфические породы низших и средних ступеней преобразования. В большинстве своем они являются измененными при высоких температурах и давлении, существующих в недрах Земли, древними осадочными породами. В этой связи сложилась парадоксальная ситуация, заключающаяся в том, что мы теперь больше знаем о коре океанической, чем о континентальной. И это при том, что первая изучается интенсивно от силы два десятилетия, тогда как вторая – объект исследований по крайней мере полутора столетий.

Обе разновидности земной коры не являются антагонистами. В краевых частях молодых океанов, Атлантического и Индийского, граница между континентальной и океанической корой несколько «размыта» за счет постепенного утонения первой из них в области перехода от континента к океану. Эта граница в целом тектонически спокойна, т. е. не проявляет себя ни мощными сейсмическими толчками, которые случаются здесь крайне редко, ни вулканическими извержениями.

Однако такое положение сохраняется не везде. В Тихом океане граница между континентальной и океанической корой относится, пожалуй, к самым драматическим рубежам раздела на нашей планете. Так что же все-таки, эти две разновидности земной коры – антиподы или нет? Думается, что мы можем с полным основанием считать их таковыми. Ведь, несмотря на существование целого ряда гипотез, предполагающих океанизацию континентальной коры или, напротив, превращение океанического субстрата в континентальный за счет целого ряда минеральных трансформаций базальтов, на самом деле доказательств непосредственного перехода одного типа коры в другой нет. Как будет показано ниже, континентальная кора формируется в специфических тектонических обстановках в активных зонах перехода между материком и океаном и в основном в результате преобразования другой разновидности земной коры, называемой субокеанической. Океанический субстрат исчезает в зонах Беньофа, либо выдавливается как паста из тюбика, на край континента, либо превращается в тектонический меланж (крошево из перетертых пород) в областях «захлопывания» океанов.

**Раздел 4 Геофизические поля**

**Лекция 7 Учение о фигуре Земли**

7.1 Понятие об истиной фигуре Земли – геоиде

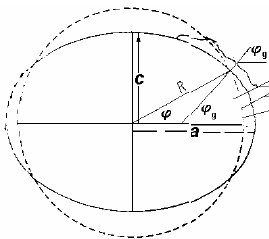
7.2 Геоид и эллипсоид вращения

7.3 Форма Земли и новейшая геодинамика

**7.1** **Понятие об истиной фигуре Земли – геоиде**

Под формой Земли естественно понимать форму физической поверхности твердой планеты. Однако в силу большой сложности этой твердой поверхности из нее давно стали выделять более простую (более гладкую часть), в качестве которой принимают невозмущенную приливами, ветрами и т.д. поверхность океана, продолженную некоторым образом под континенты. Для такого приближения имеются достаточно веские основания, так как на долю поверхности океана приходится большая (3/4) часть поверхности всей планеты. От этой поверхности "уровня моря" и ведется отсчет высот при изучении формы реальной поверхности Земли или ее рельефа.

Вращение Земли создает центробежные силы, которые приводят к образованию экваториального вздутия, из-за которого форма Земли существенно отличается от сферической (рис.5).



**Рисунок 5 – Сравнение геоида (сплошная линия) с шаром того же объема пунк5р5ая линия). Сжатие геоида преувеличено примерно в 50 раз. Радиус шара R=(a2c)1/3, где а и с – большая (экваториальная) и малая (полярная) полуоси. Координата φ – географическая широта точки; φq – угол между нормалью к поверхности геоида в точке наблюдения и экваториальной плоскостью**

Если бы весь земной шар был покрыт морем, то форма поверхности (без учета несущественных возмущений, вызванных ветром, приливами и т.д.) полностью определялась бы гидростатическим равновесием воды под действием силы тяжести и сил, возникающих из-за вращения Земли. Получающаяся соответствующая невозмущенному уровню моря эквипотенциальная поверхность – поверхность, вдоль которой гравитационный потенциал остается постоянным, называется геоидом, который и определяет фигуру Земли.

Под материками поверхность геоида криволинейна, т.е. проекция его поверхности по любому азимуту переменная кривая.

Геоид не является правильной геометрической фигурой, за поверхность геоида принимается некая поверхность, которая перпендикулярна к линии отвеса во всех точках. Чтобы понять геометрический смысл понятия геоида для суши, нужно представить себе достаточно узкие каналы, прорытые через материки и соединенные с океанами. Уровень воды в таких каналах примерно соответствовал бы поверхности геоида.

Фигура Земли – обобщенная форма поверхности Земли, обычно совпадающая с уровенной поверхностью потенциала силы тяжести. Фигуру Земли традиционно определяют фигурой геоида, однако неопределённость его поверхности в районах суши, при более строгой постановке задачи, заставила специалистов перейти к понятию квазигеоида. Форма геоида была установлена астрономо-геодезической съемкой, проведенной по нескольким дугам на материках. В каждом пункте наблюдения определяется вертикаль, или направление локального вектора силы тяжести относительно звезд. По результатам съемок, произведенных с 1900 по 1960 гг., и по результатам спутниковых наблюдений были определены следующие параметры геоида: экваториальный радиус *а* = 6378245 м, полярный радиус *с* = 6356863 м, средний радиус (радиус равновеликого шара)

 (5)

площадь поверхности Земли 5,1∙108 км (из них на долю суши приходится 29,2о/о, на долю океана 70,8 о/о), ее объем

 (6)

масса *М* = 6∙1027 г и средняя плотность

. (7)

Разность между экваториальным *а* и полярным *с* радиусами составляет малую величину *а - с* =21,4 км, что и определяет *сжатие геоида ɛ*, равное

 (8)

Как видно, поверхность реальной Земли отклоняется от сферы на небольшую величину, примерно равную 1/300.

На средний геоид накладываются приливные эффекты, вызванные градиентами гравитационных полей Луны и Солнца. Но эти эффекты очень малы по сравнению со сжатием Земли, вызванным ее вращением. Детали рельефа земной коры (материки, горные хребты) создают заметное отклонение реальной земной поверхности от геоида. Однако компенсация масс на некоторой глубине (принцип изостазии) ослабляет влияние рельефа земной поверхности на форму геоида.

**7.2 Геоид и эллипсоид вращения**

Первоначальная Земля сформировалась из протопланетного облака и имела достаточно однородный состав. В дальнейшем эволюция Земли проходила согласно законам физики, в соответствии с которыми ее внутренняя энергия уменьшилась. Главным планетарным процессом, определяющим ее развитие, явился процесс гравитационной дифференциации вещества. Этот процесс привел к тому, что в настоящее время в Земле существует несколько оболочек, плотность которых возрастает с увеличением глубины. Процесс гравитационной дифференциации играет существенную роль в тепловом балансе Земли. Расчеты показывают, что при формировании земной коры выделилось столько энергии, что ее достаточно для нагревания слоя той же мощности до 1000°С.

Согласно современным представлениям о реологии земных недр, Земля должна приобрести форму одной из фигур, которые принимает вращающаяся вокруг своей оси жидкая масса, частицы которой притягиваются друг к другу. Задачу устойчивости вращающейся жидкой массы впервые рассмотрел И. Ньютон, который показал, что под влиянием сил притяжения и центробежных сил вращающаяся жидкая масса должна принять форму эллипсоида вращения.

Почти через 100 лет К. Якоби (1847-1851) показал, что фигурой равновесия жидкой вращающейся массы может быть трехосный эллипсоид. В конце XIX века А. Ляпунов (1857-1918) установил фигуры равновесия, отличные от эллипсоидальных, в частности грушевидные. Полученные им формулы так же, как и формулы А. Клеро, позволяют вычислить сжатие фигуры по наблюденным данным. А. Клеро установил его предельные значения 1/578 и 1/231. По формулам А. Ляпунова, *ɛ* = 1/297,6. Из сопоставления с геодезическими данными следует, что Земля в целом находится в состоянии гидростатического равновесия, откуда вытекает, что она должна иметь слоистое строение.

Как ранее упоминалось, эквипотенциальная поверхность, совпадающая с уровнем моря, называется геоидом. Аномалией геоида называют высоту, измеряемую относительно эллипсоида. Максимальные аномалии геоида не превышают 100 м.

**7.3 Форма Земли и новейшая геодинамика**

Термин “геодинамика” приобрел в течение последних 40 лет особую популярность в науках о Земле в связи с созданием и интенсивным внедрением в эти науки плитной тектоники. В более широком плане, под геодинамикой подчас понимают движения в коре, мантии и ядре Земли. Иногда сюда же относят и ту область науки, которую Дж. Педлоски (1984) выделил в геофизическую гидродинамику. Реже, к геодинамике относят динамику ионосферы и магнитосферы.

В современной геодинамике рассматриваются некоторые вопросы, имеющие отношение к модели горячей, расширяющейся и пульсирующей Земли. Геологические и, естественно, геодинамические аспекты расширяющейся Земли изучены и подробно описаны в ряде статей и монографий. Следует выделить фундаментальные труды австралийского геолога профессора С.У. Кэри (Carey, 1976; Кэри, 1991).

Развиваемые в его трудах идеи относятся к области науки, называемой геофизической гидродинамикой, так как они, по сути, являются разделом физики – «Гидродинамика». По-видимому, правильно было бы включить сюда и физику землетрясения, как раздел гидродинамики, изучающий физику ударных волн, в том числе и в твердом теле. Однако это нарушило бы целостность одного из крупнейших разделов физики Земли – сейсмичности.

Геодинамика (тектоника плит) занимает "ключевую" позицию в современной геологии, однако, именно здесь скопилось наибольшее количество неразрешенных вопросов, противоречий и парадоксов. Перечислим некоторые из них:

- Несоответствие степени сжатия современной Земли и скорости её вращения (показывающее отсутствие глобальной конвекции в мантии);

- Несоответствие между незначительным увеличением периметра Тихого океана и идей распада Пангеи-Гондваны, парадокс Мезервея, показывающий невозможность расположения Гондваны на Земле современного радиуса;

- Нестыковка палеомагнитных оценок положений полюсов, направлению дрейфа материков (отрицающая общепринятый в палеомагнитологии подход);

- Несоответствие фактических данных о Земле, её ядре, мантии, форме геоида и гравитационным аномалиям, идее конвекции в мантии и роли субдукции в этой конвекции и т.п.

**Лекция 8 Гравитационное поле**

8.1 Сила тяжести и ее потенциал

8.2 Нормальное гравитационное поле

8.3 Редукции силы тяжести

8.4 Изостатическое равновесие земной коры

**8.1 Сила тяжести и ее потенциал**

Всякая масса m, находящаяся на поверхности Земли, притягивается всей массой Земли M по закону всемирного тяготения Ньютона:

 (9)

где G – гравитационная постоянная, R – радиус Земли.

На ту же массу действует центробежная сила, обусловленная суточным вращением Земли вокруг своей оси (рис.1):

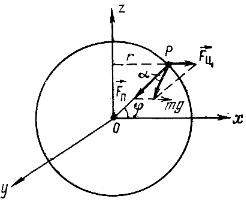
*Fц = mω2r = mυ2/r*, (10)

где *r* – расстояние от точки *Р* до оси вращения, *ω* и *υ* – угловая и линейная скорости вращения Земли.

Результирующую этих двух сил называют силой тяжести:

*Р = Fп + Fц = mg*. (11)

Напряженность поля силы тяжести – это сила, действующая на единичную массу. Численное значение силы, действующей на единичную массу, равно ускорению, поэтому в гравиметрии термин "сила тяжести" используется для обозначения ускорения *g: |Р| = |g*|. В общем случае направление силы тяжести отклоняется от направления к центру Земли на некоторый угол α (см. рис.6). Это обусловлено двумя причинами: влиянием центробежной силы и отличием истинной фигуры Земли от формы шара.

**Рисунок 6 – Сила тяжести и её составляющие**

Единицей измерения поля силы тяжести, используемой в гравиметрии, является миллигалл, равный тысячной доле гала, названной в честь Г. Галилея:

1 Гал = 1 см/с2 = 1000 мГал = 1000000 мкГал = 0,01 м/с2. Потенциалом поля силы тяжести называют функцию пространственных координат W(x, y, z), такую, что ее частная производная по произвольному направлению s является составляющей вектора g по этому направлению. Потенциал силы тяжести *W* равен сумме потенциалов силы притяжения *U* и центробежной силы *V*:

 (12)

По определению потенциала сила тяжести: *g = - gradW*.

Без существенной потери точности можно принять:

*g = - ∂W/∂r* (13)

Уровенной поверхностью потенциала называется поверхность, во всех точках которой потенциал имеет постоянное значение:

*W (х, у, z) = const*. (14)

Физический смысл потенциала – работа по перемещению единицы массы из бесконечно удаленной точки на уровенную поверхность. Для поверхности моря она равна 62,5 кДж.

На уровенной поверхности неизменным остается потенциал *W*. Вектор *g* ортогонален уровенной поверхности, а его величина меняется. Если выбрать константу в последнем равенстве так, чтобы уровенная поверхность совпадала с поверхностью океана, то такую поверхность называют поверхностью геоида. Геоид обычно принимают за фигуру Земли. Геоид является удобной поверхностью относимости для измеренных значений *g*.

**8.2 Нормальное гравитационное поле**

Нормальным значением силы тяжести *(γ0)* называется сила тяжести, обусловленная суточным вращением и притяжением Земли, в предположении, что она состоит из однородных по плотности концентрических слоев.

Принимая Землю за сфероид, Клеро получил следующую приближенную формулу:

*γ0 = gэ (1 + βsin2φ)*, (15)

где *gэ*– сила тяжести на экваторе; *φ* – географическая широта пункта наблюдения; *β* – коэффициент, зависящий от угловой скорости вращения и сжатия сфероида.

Однако Земля соответствует по форме в большей степени геоиду, тогда нормальные значения силы тяжести для его поверхности рассчитываются по формуле:

*γ0 = gэ (1 + βsin2φ - β1sin22φ - β2 cos2φ cos2λ)*, (16)

где *λ* – географическая долгота пункта наблюдения.

Коэффициенты *β*, *β1* и *β2* зависят от формы Земли, ее угловой скорости вращения, распределения масс. Наиболее широко используется нормальная формула Гельмерта:

*γ0 = 978030(1 + 0,005302sin2φ - 0,000007sin22φ)*, (17)

где *φ* – широта гравиметрического пункта. Имеются и другие формулы, полученные исследователями в разных странах и в разные годы.

При наличии координат пунктов нормальные значения могут быть найдены по таблицам Бурдюкова.

Таким образом, геоид является поверхностью относимости, по отношению к которой рассчитываются аномалии.

**8.3 Редукции силы тяжести**

В наблюденные значения силы тяжести вводятся поправки (редукции). Введение поправок необходимо потому, что нормальные значения относятся к поверхности геоида, которая совпадает с уровнем океана, а измеренные значения относятся к действительной (реальной) земной поверхности. Для того чтобы все наблюдения силы тяжести были сопоставимы, их приводят к одной поверхности – уровню геоида, т.е. как бы опускают точку наблюдения на этот уровень. Это осуществляется путем введения поправок за высоту, за притяжение промежуточного слоя и окружающий рельеф. Иногда поправки называют еще редукциями.

Основными являются поправки:

1) за высоту,

2) за притяжение промежуточного слоя,

3) за влияние рельефа.

1. Определение поправки за высоту (или за свободный воздух, или Фая) сводится к учету изменения силы тяжести в связи с перемещением точки наблюдения на высоту *Н*. Значение поправки в миллигалах получим по формуле

*δgв = 0,3086H*,

где *Н* – превышение точки наблюдения относительно уровня приведения в метрах, а 0,3086 – значение нормального вертикального градиента. При введении данной редукции в наблюденные значения *gнабл* считается, что между точкой измерения и уровнем приведения отсутствуют притягивающие массы.

2. Вторая редукция носит название поправки за промежуточный слой *gпр.сл*., и ее значение в миллигалах для каждой точки наблюдения можно получить по формуле притяжения плоскопараллельного слоя:

*δgпр.сл. = 2πGσH = 0,0419σH*,

где *G* = 2/3·10-7 см3/г·с2 – значение гравитационной постоянной в системе СГС; плотность пород *σ* берется в г/см3, а превышение *Н* – в метрах. Смысл данной редукции сводится к учету влияния масс между уровнем приведения и точкой наблюдения. Поправка имеет знак, противоположный знаку поправки за свободный воздух.

Разность поправок за высоту и промежуточный слой дает поправку Буге:

*ΔgБ = 0,3086H - 0,0419σH*. (18)

3. Смысл поправки за рельеф *δgp* состоит в том, чтобы скоррек­тировать наблюденные значения *gн* за влияние вызванных релье­фом масс, расположенных как выше, так и ниже верхней гори­зонтальной поверхности промежуточного слоя. Если около пунк­та наблюдений находится впадина рельефа, то учитывается не­достаток масс, если возвышенность - то избыток масс. При вводе поправки за промежуточный слой автоматически вычитается влияние отсутствующих во впадине масс, что приводит к умень­шению силы тяжести. При наличии возвышенности ее массы также уменьшают наблюденное значение силы тяжести, посколь­ку сила их притяжения направлена вверх. Поэтому поправку за рельеф *δgp* вводят в *gн* всегда со знаком «плюс».

Поправки за рельеф представляются в виде суммы грави­тационных влияний кольцевых или прямоугольных зон, окру­жающих каждую из точек наблюдения. Для этого существуют специальные методики расчета поправок и соответствующее про­граммное обеспечение. Эти поправки должны определяться осо­бенно тщательно при измерениях на сильно пересеченной мест­ности.

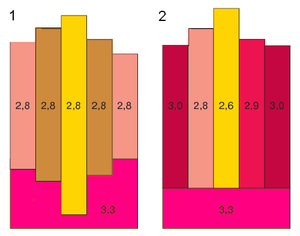
**8.4 Изостатическое равновесие земной коры**

Изостазия (изостатическое равновесие) – [гидростатически](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%93%D0%B8%D0%B4%D1%80%D0%BE%D1%81%D1%82%D0%B0%D1%82%D0%B8%D0%BA%D0%B0) равновесное состояние [земной коры](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%97%D0%B5%D0%BC%D0%BD%D0%B0%D1%8F_%D0%BA%D0%BE%D1%80%D0%B0), при котором менее плотная земная кора (средняя плотность 2,8 г/см³) «плавает» в более плотном слое верхней [мантии](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%9C%D0%B0%D0%BD%D1%82%D0%B8%D1%8F_%D0%97%D0%B5%D0%BC%D0%BB%D0%B8) – [астеносфере](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%90%D1%81%D1%82%D0%B5%D0%BD%D0%BE%D1%81%D1%84%D0%B5%D1%80%D0%B0) (средняя плотность 3,3 г/см³), подчиняясь [закону Архимеда](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%97%D0%B0%D0%BA%D0%BE%D0%BD_%D0%90%D1%80%D1%85%D0%B8%D0%BC%D0%B5%D0%B4%D0%B0). Изостазия не является локальной, то есть в изостатическом равновесии находятся достаточно крупные (100-200 км) блоки.

Теория изостазии возникла в результате первых геофизических наблюдений. После создания [Ньютоном](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%9D%D1%8C%D1%8E%D1%82%D0%BE%D0%BD,_%D0%98%D1%81%D0%B0%D0%B0%D0%BA) теории гравитации начались исследования поля [силы тяжести](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%A1%D0%B8%D0%BB%D0%B0_%D1%82%D1%8F%D0%B6%D0%B5%D1%81%D1%82%D0%B8) Земли. Возникло предположение, что над горами сила тяжести должна быть больше чем на равнинах или в океане, так как сами горы имеют массу. Однако измерения показали, что в районах с разным рельефом сила тяжести очень близка и горы «ничего не весят». Для объяснения этого противоречия возникло предположение, что под горами расположены огромные пещеры, которые и компенсируют лишнюю массу гор. Однако затем была предложена гипотеза изостазии, ставшая краеугольным камнем всех крупных геодинамических гипотез. Она играла важную роль в теориях [геосинклиналей](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%A2%D0%B5%D0%BE%D1%80%D0%B8%D1%8F_%D0%B3%D0%B5%D0%BE%D1%81%D0%B8%D0%BD%D0%BA%D0%BB%D0%B8%D0%BD%D0%B0%D0%BB%D0%B5%D0%B9), [дрейфа континентов](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%94%D1%80%D0%B5%D0%B9%D1%84_%D0%BA%D0%BE%D0%BD%D1%82%D0%B8%D0%BD%D0%B5%D0%BD%D1%82%D0%BE%D0%B2) и [тектоники плит](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%A2%D0%B5%D0%BA%D1%82%D0%BE%D0%BD%D0%B8%D0%BA%D0%B0_%D0%BF%D0%BB%D0%B8%D1%82).

Изостатические модели были предложены в [1855 году](https://ru.wikipedia.org/wiki/1855_%D0%B3%D0%BE%D0%B4) [Дж. Эри](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%AD%D0%B9%D1%80%D0%B8,_%D0%94%D0%B6%D0%BE%D1%80%D0%B4%D0%B6_%D0%91%D0%B8%D0%B4%D0%B4%D0%B5%D0%BB%D1%8C) и [Д. Праттом](https://en.wikipedia.org/wiki/John_Henry_Pratt), а сам термин изостазия был введён в литературу [К. Даттоном](https://en.wikipedia.org/wiki/Clarence_Dutton) в [1889](https://ru.wikipedia.org/wiki/1889) г.

*Модель Эри*. Эри исходил из предположения об однородной плотности коры, что для компенсации возвышений рельефа земной коры, например, горных хребтов высотой 5-7 км, подошва земной коры под возвышениями должна погрузиться в мантию на глубину, пропорциональную величине возвышения. Следствием такой модели является появление «корней» гор (компенсационной массы). Чем выше горы, тем «корень» больше, и его величина должна в несколько раз превосходить высоту горного хребта над уровнем моря (рис. 7).

[](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Isostasy.Airy&Pratt.Scheme.png?uselang=ru)

**Рисунок 7 – Изостатические модели по Дж. Эри (1) и Ф. Пратту (2).**

Изостатическая (компенсационная) поверхность в данной модели представляет собой поверхность, прилегающую снизу к компенсационной массе, то есть поверхность, на которой давление в мантии равно весу вышележащей коры.

*Модель Пратта*. В модели Пратта подошва земной коры является плоской и компенсация осуществляется за счёт различной плотности блоков земной коры, то есть в блоках, образующих горные хребты плотность коры должна быть ниже, чем в блоках впадин (см. рис. 7).

*Модель Венинг-Мейнеса* предполагает, что земная кора представляет собой упругую пластину, которая прогибается от своего веса. То есть она не разбита на отдельные части, а является единым целым.

Современные экспериментальные данные показывают как наличие вариаций плотности коры в горизонтальном направлении, так и прогибов [поверхности Мохоровичича](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%9F%D0%BE%D0%B2%D0%B5%D1%80%D1%85%D0%BD%D0%BE%D1%81%D1%82%D1%8C_%D0%9C%D0%BE%D1%85%D0%BE%D1%80%D0%BE%D0%B2%D0%B8%D1%87%D0%B8%D1%87%D0%B0), коррелирующих с рельефом, то есть изостатическое равновесие обеспечивается сочетанием моделей Эри и Пратта.

Важнейшим доказательством изостазии является отсутствие связи между рельефом и силой тяжести.

Однако в некоторых районах Земли наблюдаются значительные отклонения от принципа изостазии. Так над [зонами субдукции](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%97%D0%BE%D0%BD%D0%B0_%D1%81%D1%83%D0%B1%D0%B4%D1%83%D0%BA%D1%86%D0%B8%D0%B8) всегда наблюдаются отрицательные гравитационные аномалии. Причина этого в том, что при погружении движущейся океанической коры под континент или островную дугу равновесное положение блоков не устанавливается. Аналогичные явления наблюдаются в зоне коллизии континентов.

Другой интересный пример действия изостазии показывают крупные вулканические острова в океанах. Такие [вулканы](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%92%D1%83%D0%BB%D0%BA%D0%B0%D0%BD%D1%8B) за относительно короткий промежуток времени могут извергать огромный объем [магмы](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%9C%D0%B0%D0%B3%D0%BC%D0%B0), который значительно нагружает океаническую кору, вследствие чего она начинает пригибаться. Поэтому древние неактивные вулканы типа гавайских постепенно погружаются под воду и, по мере роста коралловых рифов на подводных склонах превращаются в кольцевые [коралловые](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%9A%D0%BE%D1%80%D0%B0%D0%BB%D0%BB) [атоллы](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%90%D1%82%D0%BE%D0%BB%D0%BB).

Другие отклонения связаны с покровными [ледниками](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%9B%D0%B5%D0%B4%D0%BD%D0%B8%D0%BA), которые появляются и исчезают быстрее, чем устанавливается изостатическое равновесие.

Примером восстановления изостатического равновесия в последнем случае являются [гляциоизостатические явления](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%93%D0%BB%D1%8F%D1%86%D0%B8%D0%BE%D0%B8%D0%B7%D0%BE%D1%81%D1%82%D0%B0%D0%B7%D0%B8%D1%8F), то есть быстрые поднятия обширных участков земной коры при таянии континентальных ледников после окончания [ледниковых периодов](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%9B%D0%B5%D0%B4%D0%BD%D0%B8%D0%BA%D0%BE%D0%B2%D1%8B%D0%B9_%D0%BF%D0%B5%D1%80%D0%B8%D0%BE%D0%B4). Наиболее известными примерами гляциоизостатические явлении являются сводообразное поднятие территории Фенноскандии, [Карелии](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%9A%D0%B0%D1%80%D0%B5%D0%BB%D0%B8%D1%8F) и [Кольского полуострова](https://ru.wikipedia.org/wiki/%D0%9A%D0%BE%D0%BB%D1%8C%D1%81%D0%BA%D0%B8%D0%B9_%D0%BF%D0%BE%D0%BB%D1%83%D0%BE%D1%81%D1%82%D1%80%D0%BE%D0%B2) после отступления ледников. Величина поднятия в центре составила 250 м, убывая к периферии до нуля. Скорость поднятия непосредственно после разгрузки составила 10-13 см/год, упав к настоящему времени до ~1 см/год. Аналогичная картина наблюдается и на американском континенте, где послеледниковое поднятие Канады оценивается в ~300 м, а современная скорость поднятия составляет ~1 см/год.

В настоящее время внутреннее строение Земли благодаря геофизическим методам, и в первую очередь сейсмическому, известно довольно хорошо. Особенно это касается верхних оболочек Земли до глубины в 670 км, охватывающих верхнюю мантию и земную кору. В основании коры повсеместно прослеживается раздел или поверхность Мохоровичича. В среднем мощность земной коры составляет 35-40 км.

Ниже поверхности Мохоровичича повсеместно располагается верхняя мантия, обладающая высокой вязкостью. На разной глубине, под континентами ниже, а под океанами выше, но также в верхней мантии повсеместно располагается астеносфера – слой менее вязкий, а следовательно, более пластичный, чем перекрывающая и подстилающая его верхняя мантия. Все, что располагается выше астеносферы, то есть верхняя часть мантии и земная кора, называется литосферой.

И, наконец, очень резкая и тонкая (не более 6 км в мощности) граница прослеживается на уровне в 660-670 км, ниже которого плотность пород и скорости прохождения сейсмических волн снова скачкообразно возрастают.

Эта граница разделяет верхнюю и нижнюю мантию, причем в последней вязкость возрастает. Подобная картина глубинного строения верхней части земного шара, характеризующаяся наличием нескольких слоев и объясняемая фазовыми переходами минералов во все более и более плотные структуры, конечно, не была известна в конце XIX века. В прошлом веке было установлено, что земная кора и часть верхней мантии, то есть литосфера, оказываются гораздо более вязкими, несмотря на местные различия, чем подстилающая ее астеносфера. Поэтому, когда мы говорим о перетекании материала в мантии для выравнивания нарушенного изостатического равновесия, следует иметь ввиду, что речь идет о литосфере, которая как бы плавает на астеносфере с вязкостью на два-три порядка ниже. В этом заключается выдающееся значение астеносферы в качестве компенсационного слоя, когда речь идет о процессах изостазии. Таким образом, сейчас достоверно установлено, что процессы изостазии или изостатического равновесия осуществляются не в основании земной коры, как предполагали Дж. Эри и Ф. Пратт, а в основании литосферы – в астеносфере, то есть охватывают значительную часть верхней мантии.

**Лекция 9 Земные приливы**

9.1 Свободная нутация, периоды Эйлера и Чандлера

9.2 Земные приливы

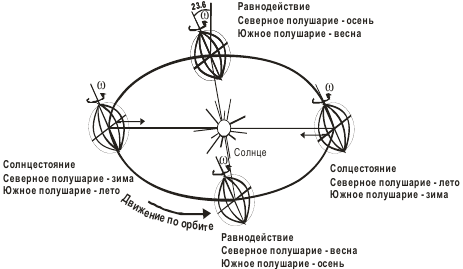
9.3 Приливные колебания земной поверхности и их влияние на значение силы тяжести

**9.1 Свободная нутация, периоды Эйлера и Чандлера**

Известно, что на массу m, расположенную в точке с координатами *(r, φ)*, кроме центральной силы тяготения – *m(əV/ər)*, действует момент сил – *m(əV/əφ)*. Поэтому на массу Земли в свою очередь действует момент сил, равный по величине и противоположный по направлению. Моменты, возникающие из-за действия Луны и Солнца на экваториальное вздутие, вызывают прецессию земной оси (рис. 8). Период прецессии составляет 25800 лет.

Полное исследование показывает, что на прецессию накладывается малая нутация, или качания полюса мира вокруг полюса эклиптики. На самом деле имеется несколько нутаций, возникающих из-за эллиптичности орбит Земли и Луны, расположенных в разных плоскостях, а также от слабого воздействия других планет.

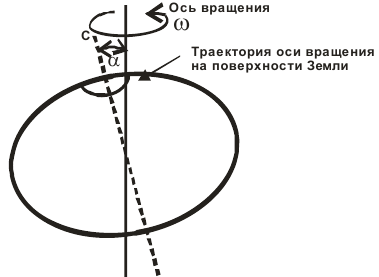
Независимо от гравитационного взаимодействия с другими телами Земля испытывает свободную, эйлерову прецессию. В геофизической литературе ее обычно называют свободной нутацией или чандлеровскими колебаниями по имени первооткрывателя. Колебания возникают из-за того, что ось вращения Земли слегка наклонена к оси наибольшего момента инерции.



**Рисунок 8 – Причина прецессии земной оси. Гравитационное воздействие Солнца на экваториальное вздутие создает момент одного и того же направления во время обоих солнцестояний и не создает никакого момента во время равноденствий**

Полный момент количества движения остается постоянным и по величине и по направлению, а Земля движется так, что полюс описывает на ее поверхности круг с центром в точке пересечения оси наибольшего момента инерции с поверхностью Земли (рис. 9). Ось вращения Земли практически фиксирована в

пространстве и чандлеровское колебание полюса выражается в периодических вариациях широты с периодом Tch = 430-435 суток и переменной амплитудой, составляющей, в среднем, а = 0,14//.



**Рисунок 9 – Чандлеровское колебание полюса. Периодические изменения широты связаны с тем, что Земля движется как единое целое, и ее ось вращения, оставаясь неподвижной в пространстве, описывает конус с раствором 2α вокруг оси наибольшего момента инерции**

По аналогии с вращающимся волчком, который можно рассматривать как жесткое твердое тело, можно получить выражение для периода свободной прецессии Земли. Суть вычислений заключается в следующем. Полная энергия вращения больше, чем энергия вращения относительно оси С. Избыток энергии вращения приводит к стремлению тела восстановить состояние симметричного вращения и создает эффективный гироскопический момент. Рассматривая его как внешний момент, вызывающий вынужденную прецессию, получим угловую скорость свободной (эйлеровской) прецессии жесткой твердой Земли, или, как полагают, теоретический период Чандлера (ch):

*ωch = - εн ω* (18)

где *ω* – угловая скорость вращения Земли и *εн* – динамическое сжатие, определяемое из выражения:

 (19)

Как можно видеть из выражения (2), теоретическое значение *Тch, теор = 2π/ωch = 305* суток не равно на практике определенному значению периода Чандлера *Тch*. Более того, вариации широты с частотой *ωch* на практике не выявлены. Это может указывать на то, что Землю нельзя рассматривать как жесткое тело, и, следовательно, чандлеровские колебания, возможно, связаны не только со свободной прецессией планеты.

**9.2 Земные приливы**

Всем хорошо известен морской прилив, когда два раза в сутки вода поднимается у морских берегов, затем вновь откатывается от берега. Но прилив существует не только на море, но и на суше. Два раза в сутки поверхность земли, на которой выстроены все дома, улицы, дороги, поднимаются и опускаются. В Москве амплитуда этих колебаний составляет приблизительно 0,5 м. Но мы этого не замечаем. Отчего это происходит?

Как известно, результатом действия силы на тело является либо его ускорение, если оно свободно и не взаимодействует с другими телами, либо его деформация, если такое взаимодействие существует. Притяжения Луны и Солнца нашей планеты сообщают ей ускорение, которое она имеет, совершая движение по орбите. Однако не все части планеты испытывают одинаковое притяжение. В качестве притягивающего тела возьмем пока только Луну. Максимальное притяжение Луной испытывают те части Земли, для которых она находится строго в зените, а минимальное – в надире. Центр масс Земли находится в промежуточном положении. Результирующая сила притяжения планеты приложена к центру масс. Она сообщает Земле поступательное ускорение. Для описания процессов в системе отсчета, связанной с Землей, то есть в неинерциальной системе координат, кроме упомянутых сил притяжения необходимо ввести силу инерции, равную массе какого-либо пробного тела умноженную на ускорение системы отсчета и направленную в сторону, противоположную ускорению системы отсчета.

Пренебрегая размером, строением и формой Луны, запишем удельную силу притяжения пробного тела, находящегося на Земле. Пусть *r’ –* радиус-вектор, направленный от пробного тела в сторону Луны, *r’ –* длина этого радиус-вектора, тогда сила притяжения этого тела Луной будет равна:

 (20)

Здесь *GML* – селеноцентрическая гравитационная постоянная. Пробное тело поместим в точку P. Сила притяжения пробного тела помещенного в центр масс Земли будет равна:

 (21)

где *r* соответственно радиус-вектор, соединяющий центры масс Земли и Луны, и его абсолютная величина. Тогда приливной силой называется разность этих двух сил притяжения:

*Fпр = F-F0*.

В формулах (3) и (4) притягивающее тело (Луна) рассматривается как материальная точка или шар со сферически симметричным распределением масс. Силовая функция притяжения пробного тела Луной ничем не отличается от силовой функции притяжения шара (материальной точки), то есть она равна *GML*/*r’*. Что касается второй силы, приложенной к центру масс и являющейся силой инерции для всех материальных точек Земли, то она строго постоянная. Для получения силовой функции для этой силы нам необходимо ввести временную систему координат. Ось Ox проведем из центра Земли и направим в сторону Луны. Направления двух других осей – произвольные. Тогда силовая функция для силы *F0*, очевидно, равна *(GML/r2)x + Const*.

Приливообразующий потенциал равен разности этих двух силовых функций. Обозначив его через *δW*, будем иметь:

*δW = GML/r’ - (GML/r2)x – Con*st.

Постоянную *Const* определим при условии, что приливообразующий потенциал в центра Земли равен нулю. При этом *x = 0*, *r’* *= r*. Поэтому *Const = GML/r*. Следовательно, для приливообразующего потенциала можно записать:



Поскольку , то окончательно получим:

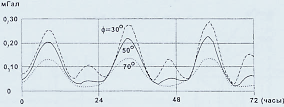


**9.3 Приливные колебания земной поверхности и их влияние на значение силы тяжести**

Величина и направление силы тяжести в любой точке меняются во времени. Изменения силы тяжести во времени принято делить на приливные и неприливные. Приливные изменения обусловлены притяжением Солнца и Луны, неприливные - перераспределением масс во время землетрясений, извержений вулканов, подъема уровня грунтовых вод и др.

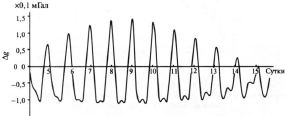
Совместное влияние Луны и Солнца может вызвать максимальное изменение силы тяжести на 0,34 мГал за 6 часов. При высокоточных наблюдениях поправку за лунно-солнечное притяжение приходится учитывать. Земля не является абсолютно твердым телом и под действием лунно-солнечного притяжения периодически немного изменяет свою форму. На некоторых обсерваториях проводят непрерывную регистрацию лунно-солнечных вариаций поля силы тяжести.

На рисунке 10 приведен пример расчета изменений g во времени на разных широтах. Наибольшее изменение g за счет притяжения Луны 0,25 мГал, за счет притяжения Солнца – 0,1 мГал. Амплитуда вариаций возрастает с уменьшением широты точки наблюдения. Вариация в течение суток может иметь 4 экстремума.



**Рисунок 10 – Графики приливных изменений силы тяжести в зависимости от широты**

На рисунке 11 представлены результаты наблюдений приливных изменений силы тяжести с гравиметром ГАБЛ-М. На рисунке изображена переменная часть поля.



**Рисунок 11 – Вариации силы тяжести, связанные с приливным воздействием**

На рисунке 11 выделяются 12- и 24-часовые циклы, связанные с вращением Земли, наложенные на цикл, связанный с лунным месяцем (около 28 суток). Существует целый набор периодов приливных воздействий – 14 суток, 6 месяцев, 1 год и др.

**Лекция 10 Геомагнитное поле Земли**

10.1 Элементы земного магнетизма

10.2 Нормальное магнитное поле Земли

10.3 Вариации геомагнитного поля

10.4 Природа геомагнетизма

**10.1 Элементы земного магнетизма**

Факт существования магнитного поля на поверхности Земли известен с давних пор. Длительное время считали, что оно обусловлено внешними источниками. Предполагали, в частности, что стрелка компаса указывает на север благодаря притяжению Полярной Звезды. Поле использовали для ориентировки. Время появления компаса до настоящего времени не установлено. Считают, что компас появился в Китае между 2637 годом до нашей эры и 1100 годом нашей эры.

В конце XV века Х. Колумб во время знаменитого плавания из Европы в Америку установил, что стрелка компаса не везде устанавливается по географическому меридиану, и отклонение стрелки от направления меридиана в разных точках земной поверхности является переменным. Так было открыто магнитное склонение. В связи с этим появилась острая необходимость в определении закономерностей в изменениях склонения и составлении магнитных карт, что послужило мощным толчком к изучению поля.

В начале XVI века выяснилось, что вектор геомагнитного поля на большей части поверхности Земли негоризонтален, и угол наклона его к горизонту в разных точках тоже сильно изменяет свою величину. Стали определять и наклонение вектора.

Анализ результатов измерений склонения и наклонения в разных точках земной поверхности привел к предположению, что источник поля находится внутри Земли. Особенно убедительными оказались материалы исследований У. Гильберта. В конце XVI века им была изготовлена модель Земли – шар из магнетита. Наблюдения показали, что наклонение на поверхности модели изменяется так же, как и на поверхности Земли. У. Гильберт дал заключение: Земля представляет собой большой магнит с полюсами, совпадающими с географическими. Магнитное склонение же и его непостоянство он объяснил намагниченностью материков. Если на первом этапе определяли только ориентировку вектора геомагнитного поля, то после опытов Ш. Кулона, проведенных в 1785 году, оказалось возможным измерение относительной величины модуля горизонтальной составляющей вектора поля. Модуль полного вектора стали определять лишь с 1839 года после того, как К. Гаусс разработал свой знаменитый абсолютный метод измерений магнитного поля.

Весьма эффективным оказался и новый разработанный К. Гауссом способ изучения геомагнитного поля. Он предложил установить и в дальнейшем использовать зависимость величины и направления вектора геомагнитного поля от координат точки наблюдений. Потенциал геомагнитного поля U в любой точке поверхности земного шара Гаусс представил как функцию координат: широты и долготы, разложенную в бесконечный ряд по шаровым функциям. В результате открылась возможность устанавливать характеристику поля в точках, где измерения не проводились, поэтому работу К. Гаусса считают началом современного этапа развития науки о земном магнетизме.

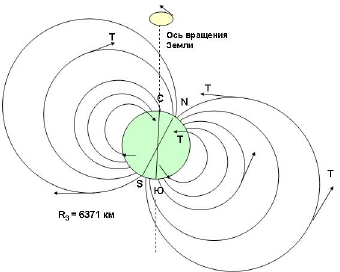
Основным путем изучения геомагнитного поля является непосредственное измерение его в разных точках. С этой целью проводятся магнитные съемки.

В настоящее время основной объем информации о характеристике геомагнитного поля получен для территорий, занятых континентами. Интенсивно проводятся съемки и на акватории Мирового океана, в воздухе и в космосе.

В течение последних десятилетий выполнены значительные по объему работы по сбору и обобщению данных о магнитном поле Земли и его вековых вариациях в глобальном масштабе. Работы были начаты в связи с проведением исследований по программе Международного геофизического года (1957-1958 гг.) и выполняются в рамках МАГА (Международной ассоциации по геомагнетизму и аэрономии). Предпринимаются попытки дать аналитическое описание поля.

В первом приближении магнитное поле Земли подобно полю магнитного диполя (рис. 12), вектор магнитной индукции *Т* в точках магнитного экватора горизонтален, а на магнитных полюсах вертикален.

На северном полюсе он направлен вниз, на южном – вверх. Модуль вектора увеличивается от экватора к каждому из полюсов примерно от 42 до 70 мкТл. Модуль соответствующего ему вектора напряженности магнитного поля Т изменяется от 33,4 до 55,7 А/м. Наилучшее совпадение поля диполя с фактическим наблюдается при условии, если магнитную ось диполя считать отклоненной от оси вращения Земли на 11,5°.

****

**Рисунок** **12 – Магнитное поле Земли как поле диполя**

Следует обратить внимание на то, что в северном полушарии, поскольку здесь вектор *Т* направлен вниз, расположен южный полюс диполя (по физической сущности у постоянных магнитов силу взаимного притяжения испытывают всегда разноименные полюсы). Несмотря на это, магнитный полюс северного полушария принято называть северным.

Из сказанного следует, что при переходе от одной точки поверхности Земли к другой вектор *Т* будет изменять и величину, и направление.

Если считать земное магнитное поле полем диполя, то для него потенциал определится по формуле:

*U = (M/r2)cos (90-φ)*, (22)

где М – магнитный момент Земли, равный 8,3·1022 А·м2 или 8,3·1025 ед. СГС, r – радиус Земли (6371 км), φ – магнитная широта.

Составляющие полного вектора индукции можно определить как производные по соответствующему направлению:

*(dU/dr) = Z = (2M/r3) cos(90 - φ)*

*(dU/dr (90 – φ)) = H = (M/r3)/sin(90 - φ)* (23)

Полный вектор определится, как

*T = (M/r3)[1+ 3cos2(90 - φ)]1/2* , (24)

а магнитное наклонение

*I0 =arctg (Z/H) = 2 tgφ*. (25)

При изучении геомагнитного поля условились использовать единую систему прямоугольных координат *Ох, Оу, Оz,* у которой оси *Ох* и *Оу* горизонтальны (ось *Ох* направлена на север, ось *Оу* – на восток), а ось *Оz* – вертикальна и направлена вниз (рис. 13).

Полный вектор *Т* в большинстве точек земной поверхности не совпадает ни с одной из осей. Вертикальную плоскость, проходящую через вектор *Т*, называют плоскостью магнитного меридиана. Проекцию вектора *Т* на горизонтальную плоскость называют горизонтальной составляющей магнитной индукции и обозначают через *Н*. Очевидно, *Н* всегда располагается в плоскости магнитного меридиана. Иногда вместо *Н* рассматривают ее проекции на оси *Ох* и *Оу*, т.е. *Н* заменяют северной *Х* и восточной *Y* составляющими. Угол от географического меридиана до магнитного или от оси *Ох* до *Н*, отсчитанный по часовой стрелке, называют магнитным склонением или просто склонением и обозначают через *D*. Угол между вектором *Т* и *Н* – составляющей или угол наклона *T* к горизонту называют наклонением и обозначают через *I*. Эти составляющие и углы принято называть элементами земного магнетизма или элементами вектора геомагнитного поля.



**Рисунок 13 – Элементы вектора геомагнитного поля**

Для полной характеристики поля достаточно знать три из них, например *D*, *I*, и *Н*, или *D*, *Н* и *Z*, или *X*, *Y* и *Z*. Часто измеряют *D*, *I*, и *Н*, по которым можно вычислить все другие элементы по формулам

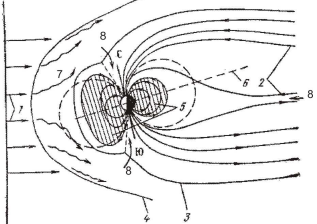
*Х=Н∙соsD, Y=Н∙sinD, Z=H∙tgI, Т=Н/соsI* (26)

*Магнитосфера и радиационные пояса Земли.* Земля является большим естественным магнитом и, как и всякий магнит, окружена областью, занятой ее магнитным полем – магнитосферой. Магнитосфера является самой внешней и самой протяженной оболочкой Земли. По данным спутниковых измерений, истинный вид силовых линий магнитного поля отличается от приведенного на рисунке 12.

Наблюдениями в космосе установлено, что межпланетное пространство заполнено непрерывным, интенсивным корпускулярным излучением Солнца - солнечным ветром. Корпускулами называют заряженные частицы вещества - протоны, электроны, α - частицы, ионы гелия и других элементов. Корпускулы обладают очень высокой энергией и движутся от Солнца с огромной скоростью, имеющей у орбиты Земли величину до 300-800 км/с.

Характеристика геомагнитного поля во многом определяется его взаимодействием с солнечным ветром. Земное магнитное поле представляет собой препятствие для солнечного ветра, и основная масса корпускул должна обтекать это препятствие. В результате магнитосфера занимает своеобразную полость в межпланетной среде, сильно вытянутую в направлении от Солнца. В качестве внешней границы магнитосферы принимают поверхность, динамическое давление солнечного ветра около которой уравновешивается давлением магнитного поля Земли. Эту границу называют магнитопаузой (рис. 14). Ближайшая точка магнитопаузы располагается на линии Земля-Солнце и удалена от центра Земли на расстояние порядка 60000 км, т.е. приблизительно на десять радиусов Земли *(10R)*. Магнитопауза имеет форму, близкую к полусфере с солнечной стороны и близкую к цилиндрической или сигарообразной в противоположном направлении.

В прилегающей к Земле области, а именно в объеме шара с радиусом около 3R, геомагнитное поле подобно полю однородно намагниченного шара или полю эквивалентного ему источника – магнитного диполя. В более далекой области фактическое поле затухает медленнее, чем поле диполя. Силовые линии геомагнитного поля с солнечной стороны несколько прижаты к Земле. На ночной стороне силовые линии, выходящие из полярных областей Земли, сносятся солнечным ветром и образуют магнитный хвост, или шлейф магнитосферы, протяженностью 5 млн. км. В северной половине шлейфа силовые линии направлены к Земле, в южной – от Земли.



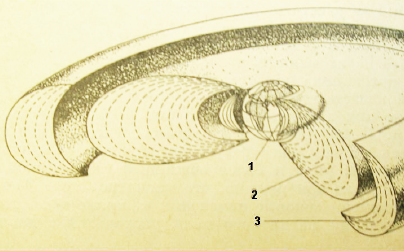
**Рисунок 14 – Характеристика магнитосферы: 1 - направление солнечного ветра; 2 - силовые линии геомагнитного поля; 3 - магнитопауза; 4 - фронт ударной волны; 5 - зона радиационного захвата (радиационные пояса); 6 - плоскость экватора; 7 - пути перемещения заряженных частиц, обтекающих магнитосферу; 8 - места проникновения заряженных частиц в зону захвата**

Между этими встречными потоками располагается нейтральный слой с очень слабым магнитным полем. Относительно слабым является магнитное поле и на участках магнитопаузы, где сходятся силовые линии солнечной и антисолнечной областей магнитосферы. На рисунке 14 эти участки отмечены жирными стрелками.

Наблюдениями, выполненными с первых искусственных спутников Земли, была выявлена область захваченной радиации Земли (рис. 15).

Эта область в первом приближении имеет форму тороида, ось которого располагается в плоскости геомагнитного экватора и находится во внутренней области магнитосферы.

Изнутри тороид ограничен ионосферой, снаружи – силовыми линиями геомагнитного поля, пересекающими поверхность Земли на широтах 50-60°. Внутри этой области силовые линии являются замкнутыми и образуют для заряженных частиц магнитную ловушку. Частицы высоких энергий, попав в эту область, совершают очень сложные и быстрые движения. Они перемещаются вдоль силовых линий, быстро вращаясь вокруг них, и участвуют в дрейфе по долготе. Перемещение их вдоль линий происходит до зеркальной точки – точки, где частица изменяет направление движения на 180°, т.е. отражается.



**Рисунок 15 – Радиационные пояса Земли: 1 – внутренний, 2 – средний, 3 – внешний**

Эти точки расположены на силовых линиях в области их встреч с ионосферой. Расстояние между северной и южной зеркальными точками частица может пройти за доли секунды. Дрейф вокруг Земли совершается за время, изменяющееся от нескольких минут до суток. Частицы с положительным зарядом дрейфуют к западу, с отрицательным – к востоку. Время жизни частицы в магнитной ловушке может достигать сотен лет.

Область захваченной радиации неоднородна. Ее условно разделяют на внутренний, средний и внешний радиационные пояса. Внутренний пояс расположен в экваториальных широтах. В плоскости экватора внешняя поверхность этого пояса удалена от центра Земли на расстояние *L*, примерно равное *2R* (*R* – радиус Земли). Во внутреннем поясе преобладают протоны высоких энергий. Внешний пояс охватывает область с *L = 3R- 6R*. Здесь преобладают электроны высоких энергий. Внешний пояс окружен поясом протонов малых скоростей. Количество заряженных частиц в радиационных поясах может восполняться различными способами. Сюда могут проникать, в частности, частицы солнечного ветра. На рисунке 3 зоны проникновения показаны стрелками.

Радиационные пояса опасны при длительных полетах в околоземном пространстве. Длительное пребывание во внутреннем поясе может привести к лучевому поражению живого организма.

**10.2 Нормальное магнитное поле Земли**

Понятие о нормальном поле в магниторазведке является условным. При выделении и интерпретации магнитной аномалии от отдельного геологического тела за нормальное поле принимают суммарное поле, охватывающее значительно большую площадь, т.е. обусловленное телами значительно больших размеров или залегающими на значительно больших глубинах. Однако при построении геомагнитных карт аномального поля используют нормальное поле, единое для всего земного шара. За единое нормальное поле, или просто нормальное поле *Т0*, в магниторазведке принимают главное поле Земли *Тгл*, т.е. принимают

*Тгл = Т0* (27)

В магниторазведке в измеренное фактическое поле

*Тизм = Тгл + Та + δТ = Т0 + Та + δТ* (28)

вводят поправку за вариации, т.е. находят исправленное поле:

*Тиспр = Тизм - δТ = Т0 + Та*  (29)

Сравнивая *Тиспр* с *Т0*, выделяют вектор *Та*:

*Та = Тиспр - Т0*. (30)

До последнего времени нормальное поле *Т* устанавливали графическим сглаживанием изолиний, построенных по данным наблюдений на отдельных точках. При сглаживании аномалии от намагниченных тел, находящихся в земной коре, почти полностью исключаются, и построенные таким образом карты с достаточной точностью характеризуют главное поле.

Параллельно продолжается уточнение аналитического описания земного магнитного поля. При этом используют представление потенциала геомагнитного поля (по Гауссу) рядом сферических функций. Разложение потенциала в ряд по сферическим функциям получило название сферического гармонического анализа. После К. Гаусса по мере накопления результатов измерений значения коэффициентов ряда уточнялись многими учеными. Фактическое поле удалось разделить на "внутреннее", связанное с источниками, находящимися внутри Земли, и "внешнее".

Разработаны модели Международного аналитического поля (МАП). При этом были использованы результаты наземных, гидромагнитных и аэромагнитных съемок, измерений на искусственных спутниках Земли и наблюдений на всех магнитных обсерваториях. Решением первой рабочей группы МАГА в 1981 году были приняты окончательные модели (ОМАП) главного геомагнитного поля на 1965, 1970 и 1975 гг. и предварительные модели главного поля (ПМАП) на 1980 год и вековых вариаций на период 1980-1985 гг.

Очевидно, в будущем окажется возможным определение нормального поля и вековых вариаций по таким моделям.

**10.3 Вариации геомагнитного поля**

Вариациями геомагнитного поля называют его изменения во времени. Факт существования этих изменений был установлен в начале XVII века. Вариации изучают непрерывными измерениями элементов поля в магнитных обсерваториях и проведением повторных наблюдений через некоторый интервал времени в одних и тех же точках – опорных пунктах.

Частотный состав вариаций характеризуется колебаниями с продолжительностью периодов от долей секунды до 10000 лет.

Вариации делят на вековой ход, периодические вариации, короткопериодные колебания, бухтообразные возмущения и магнитные бури.

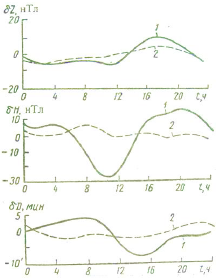
Вековым ходом, или вековыми вариациями (ВВ), называют непрерывные, относительно медленные изменения элементов поля. Количественная оценка ВВ определяется средней величиной приращения среднегодового значения того или иного элемента за один год. Изменения геомагнитного поля, связанные с ВВ. характеризуются относительно большой интенсивностью. Например, в Лондоне магнитное склонение в 1580 году было восточным и равным +11°. Со временем оно постепенно уменьшалось и в 1820 году оказалось западным и равным - 24°. Таким образом, за 240 лет склонение изменилось на 35°. С 1820 года по настоящее время оно увеличивается. Максимальные изменения модуля вектора магнитной индукции и его составляющих в отдельных областях земной поверхности, называемых фокусами векового хода, достигают 150 нТл и более в год. Исследованиями последних десятилетий установлено, что вековые вариации имеют колебательный характер с типичными временами (периодами) от первых десятков (11,4; 20; 60 лет) до десятков и сотен тысяч лет (600, 8000, 300000).

Наиболее изученными являются колебания с периодом 60 лет. Их амплитуда – до 500 нТл. Наблюдаются они на участках земной поверхности с площадями до нескольких тысяч квадратных километров. Со временем они не перемещаются. Существование их связывают с особенностями строения нижней мантии. В отличие от них колебания с периодом 600 лет характеризуются четко выраженным западным дрейфом и закономерным расположением по отношению к материковым аномалиям. Предполагают, что эти колебания, как и материковые аномалии, связаны с одними и теми же процессами в жидком ядре Земли. Выяснилось также, что магнитный момент Земли тоже изменяется с периодом порядка 8000 лет. В течение последних 2000 лет он уменьшается.

Величина векового хода в разных точках поверхности Земли различна. Для учета вековых вариаций строят специальные карты, на которых изолиниями соединяют точки с одинаковой величиной векового хода. Такие карты называют картами изопор.

Периодическими вариациями называют регулярно повторяющиеся изменения поля. Их выделяют из наблюдаемых суммарных статистической обработкой данных. По продолжительности периода их делят на годовые, солнечно-суточные и лунно-суточные. Годовые выявляют сравнением среднемесячных значений элемента со среднегодовым значением. Они имеют амплитуду от 10 до 20-25 нТл.

Солнечно-суточные вариации S отличаются тем, что в точках с одинаковой широтой они одинаковы, если изменения поля относить к местному времени (рис. 16).

Днем их интенсивность больше, чем ночью, летом больше, чем зимой.

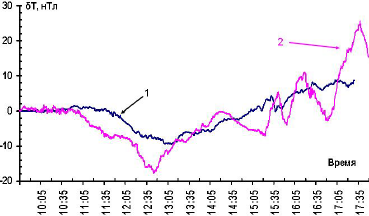
**Рисунок 16 – Солнечно-суточные вариации на широте 600: 1 – июнь, 2 – декабрь (по Г.И. Гринкевичу, 2001)**

Вариации могут сильно искажать результаты магнитных съемок. С появлением высокоточных магнитометров требования к точности учета вариаций резко возросли. Для учета вариаций их во время разведочных магнитных съемок специально записывают (рис. 17) и затем в результаты измерений на площади съемки вводят поправки за вариации.

**10.4 Природа геомагнетизма**

Причина появления и существования земного магнитного поля остается пока неясной. Вопрос этот привлекал внимание многих исследователей. Было предложено множество гипотез. Например, поле объясняли постоянной намагниченностью вещества Земли или его кристаллической оболочки, или связывали с гироскопическим эффектом, или предполагали, что положительные и отрицательные заряды вещества Земли распределены по объему Земли неравномерно, и суточное вращение ее приводит к появлению поля, и другие.

Приняв любую из этих гипотез, невозможно объяснить такие особенности геомагнитного поля, как западный дрейф его, появление инверсий, периодичность вековых вариаций и западный дрейф некоторых из них. В связи с этим все они в настоящее время отвергнуты.



**Рисунок 17 – Графики магнитных вариаций на широте 540 (Хакасия): 1 – 1 июня, 2 – 5 июня 2007 г., автоматическая запись через 1 минуту**

Появилась и находит широкое признание гипотеза земного гидромагнитного динамо. Согласно этой гипотезе предполагают, что в жидком проводящем ядре Земли при его вращении так же, как в динамо-машине с самовозбуждением, могут возникать электрические токи, и этими токами создается магнитное поле. Возможность существования такого механизма устанавливают теоретически путем анализа решений уравнений электромагнитной индукции, механики и термодинамики земного ядра с учетом имеющихся сведений о внутреннем строении Земли.

Идея земного динамо была высказана английским ученым Дж. Лармором в 1919 году. Позднее она развивалась и совершенствовалась В. Эльзассером, Я. Френкелем, Е. Буллардом, Т. Каулингом и др. Обстоятельные теоретические исследования, нашедшие мировое признание, выполнены советским ученым С. И. Брагинским.

Исследование уравнения магнитной индукции показывает, что для самовозбуждения геомагнитного поля в земном ядре должны происходить конвективные спиральные перемещения проводящей жидкости. Скорость перемещений может быть выбрана такой, чтобы возбуждаемое ими поле оказалось близким к наблюдаемому. Естественно полагать, что для самоподдержания поля в ядре Земли должен происходить процесс, восполняющий неизбежные потери энергии.

Из многих возможных вариантов моделей механизма земного динамо С.И. Брагинский считает более вероятным следующий.

Из сейсмологии известно, что ядро Земли состоит из внешней жидкой оболочки, центрального твердого тела и переходного слоя между ними. Ядро окружено мантией и земной корой. Считают, что вещество жидкого ядра состоит, по крайней мере, из двух компонентов: тяжелого и легкого (предположительно из железа и силикатов).

В жидкой оболочке ядра перемещения жидкости по вертикали происходят за счет архимедовой силы. Эта сила появляется при нарушении закономерности в распределении плотности вещества по объему оболочки. Такое нарушение может произойти из-за появления избытка более легкого вещества в нижней части оболочки за счет кристаллизации твердой компоненты в переходной зоне либо за счет появления избытка более тяжелой компоненты в верхах оболочки за счет перемещения силикатов в мантию. Искривления и закручивания таких потоков происходят за счет кориолисовой силы. Появившиеся винтовые вихри в совокупности с суточным вращением Земли генерирует магнитное поле. Поле представляют состоящим из более сильного тороидального и близкого к наблюдаемому полоидалыюго. Силовые линии тороидального (кольцевого) поля находятся внутри жидкой оболочки ядра и располагаются в плоскости, перпендикулярной к оси вращения Земли. Силовые линии полоидалыюго поля перпендикулярны к линиям тороидального, пересекают поверхность Земли и охватывают околоземное пространство. Полоидальное поле близко к дипольному. Тороидальное поле существенно усиливается неравномерным вращением жидкой оболочки ядра, а именно меньшей угловой скоростью суточного вращения ее внешней части по сравнению с внутренней. Неравномерность вызывается теми же вихревыми перемещениями жидкости.

Помимо сил Архимеда и Кориолиса на движущуюся в магнитном поле проводящую жидкость действует также и магнитная сила. При одновременном действии этих трех сил – магнитной, архимедовой и кориолисовой внутри Земли возникают колебания магнитогидродинамической природы, получившие название МАК-волн.

Описанным механизмом гидромагнитного динамо удается объяснить все основные особенности геомагнитного поля – его распределение, природу вариаций, западный дрейф и инверсии.

Предложены и другие модели гидромагнитного динамо, однако в полной мере природа геомагнитного поля до конца не выяснена.

**Лекция 11 Палеомагнитные исследования**

11.1 Остаточная намагниченность горных пород и ее причина

11.2 Гипотеза дрейфа континентов

11.3 Разрастание дна океанов и дрейф континентов

**11.1 Остаточная намагниченность горных пород и ее причина**

Естественная остаточная намагниченность *(Jn)* присутствует только у пород, содержащих минералы-ферромагнетики. Она возникает при образовании или изменении горной породы и сохраняет в себе информацию о направлении вектора и величине напряжённости древнего магнитного поля (эпохи образования или преобразования породы). Эта намагниченность присутствует в горной породе независимо от современного магнитного поля Земли и может быть направлена различным образом (вплоть до противоположного направления современному полю).

Соотношение двух видов намагниченности принято характеризовать величиной *Q* – фактора (или фактора Кенигсбергера):

*Q = Jn/ Ji* (31)

где *Ji*– индуктивная намагниченность, индуцируемая магнитным полем Земли.

Для горных пород величина *Q* изменяется от сотых доле единицы до 100 и более, то есть в некоторых горных породах остаточная намагниченность может преобладать над индуктивной.

Намагниченность горной породы, в результате которой возникают магнитные аномалии, представляет собой сумму векторов *Jn* и *Ji*:

*J = Jn + Ji* (32)

Если остаточная намагниченность направлена против современного поля и равна индукционной намагниченности, то при высоких значениях магнитной восприимчивости аномалии над объектом могут не наблюдаться. Примером могут служить некоторые железорудные месторождения Ангаро-Илимской группы, где над рудными телами железистых кварцитов отсутствуют магнитные аномалии, а иногда наблюдаются даже отрицательные аномалии.

Характеристику геомагнитного поля изучают непосредственными наблюдениями в течение относительно короткого периода времени, около 400 лет. Для выяснения его характеристики в далеком прошлом выполняют археомагнитные и палеомагнитные исследования. Те и другие основаны на определении величины и направления вектора первоначальной естественной остаточной намагниченности *Jпо*.

В том и другом случае используется способность изучаемых объектов "запоминать" величину и направление вектора древнего магнитного поля. Исследования начаты в 40-х годах XX века.

При археомагнитных исследованиях изучают *Jпо* предметов материальной культуры, например, керамических изделий и кирпичей или у древних кострищ. Эти объекты при обжиге приобрели намагниченность, обусловленную действием на них существовавшего в то время геомагнитного поля, и в какой-то мере сохранили ее до настоящего времени. По направлению вектора *Jпо* можно получить представление о древнем поле.

Данные археомагнитных исследований совместно с палеомагнитными широко используются при выяснении характеристики вековых вариаций, рассмотренных выше.

При палеомагнитных исследованиях определяют первоначальную намагниченность различных горных пород. Первоначальная намагниченность пород во многих случаях оказывается более интенсивной (в десятки раз) и более устойчивой. Часть пород обладает повышенной "магнитной памятью" и сохраняет эту намагниченность до наших дней. При проведении палеомагнитных исследований допускают, что главное магнитное поле Земли всегда было дипольным и что среднее направление магнитной оси диполя за период порядка 10000 лет совпадало с осью вращения Земли. Предполагают, что породы намагничивались по полю. При этих условиях по намагниченности пород можно определять направление древнего меридиана и магнитную широту точки отбора образца. Имея эти данные, можно легко установить положение древнего магнитного полюса.

Палеомагнитные исследования стали особенно широко применять после установления естественной остаточной намагниченности у многих осадочных пород, считавшихся до этого практически немагнитными.

Несмотря на то, что исходные положения палеомагнетизма не являются бесспорными, накопленный материал уже сейчас позволяет вскрыть очень интересные, часто совершенно неожиданные факты и доказывает целесообразность проведения дальнейших исследований.

При проведении палеомагнитных исследований отбирают образцы горных пород с фиксированной ориентировкой их по отношению к вертикали и меридиану. В лаборатории производят магнитную "чистку" образцов с тем, чтобы снять более позднюю намагниченность. Оставшуюся наиболее устойчивую намагниченность принимают за первоначальную и определяют величину и направление *Jпо*. Определяют или уточняют время образования или геологический возраст породы. По направлению *Jпо* определяют координаты полюсов геомагнитного поля, существовавшего во время формирования породы. Эти полюсы древнего поля называют палеомагнитными, или виртуальными. Такие исследования выполняют с образцами разного возраста. Строят кривые миграции, или дрейфа виртуального полюса, с течением геологического времени.

Выяснилось, что кривые дрейфа полюсов, построенные по образцам пород, отобранным на территории одного и того же материка, имеют плавный вид, что свидетельствует о закономерном перемещении полюсов. Точки таких кривых, установленные по образцам молодых пород, расположены вблизи современных географических полюсов. Виртуальные полюсы древних времен оказались удаленными от современных географических полюсов на очень большие расстояния (до 30-50° большого круга).

Кривые дрейфа полюсов, построенные по образцам, взятым с разных материков, оказались резко различными. Если допустить существование дрейфа континентов (по А. Вегенеру), то расхождение кривых резко уменьшится. Палеомагнитные данные о дрейфе континентов хорошо согласуются с палеогеографическими и палеоклиматическими.

Палеомагнитными исследованиями выявлена и другая очень важная особенность палеогеомагнитного поля, а именно многократные, относительно быстрые смены полярности его, названные инверсиями поля. При инверсии северный и южный полюсы Земли меняются местами, и вектор геомагнитного поля в любой точке Земли изменяет свое направление на 180°. Изменяется на 180° и направление вектора *Jпо* у пород, образовавшихся до и после инверсии.

Намагниченность, совпадающую с направлением современного поля, называют прямой, противоположную – обратной. Инверсии происходили в течение относительно короткого (в геологическом масштабе) промежутка времени, порядка 10000 лет.

Результаты палеомагнитных исследований уже сейчас широко используются в геологии.

Поскольку земное поле является единым для всей Земли, все одновозрастные породы приобретают одинаковую намагниченность – прямую или обратную. Границы, разделяющие породы с прямой и обратной намагниченностью, тоже являются едиными для всей Земли. В связи с этим открывается возможность расчленять по намагниченности толщи осадочных и вулканогенных пород и по положению виртуального полюса на кривой дрейфа определять их возраст. В настоящее время разрабатывается палеомагнитная геохронологическая шкала. Геологическое время на шкале разделено на магнитные эры, периоды и эпохи. Геомагнитной эпохой называют период времени, в течение которого преобладает прямая или обратная полярность. Кратковременные изменения полярности внутри эпохи называют эпизодами.

**11.2 Гипотеза дрейфа континентов**

Основой теоретической геологии начала XX века была контракционная гипотеза. Земля остывает подобно испечённому яблоку, и на ней появляются морщины в виде горных хребтов. Развивала эти идеи теория геосинклиналей, созданная на основании изучения складчатых сооружений. Эта теория была сформулирована Джеймсом Даной, который добавил к контракционной гипотезе принцип изостазии. Согласно этой концепции Земля состоит из гранитов (континенты) и базальтов (океаны). При сжатии Земли в океанах-впадинах возникают тангенциальные силы, которые давят на континенты. Последние вздымаются в горные хребты, а затем разрушаются. Материал, который получается в результате разрушения, откладывается во впадинах.

Немецкий учёный-метеоролог Альфред Вегенер выступил на собрании Немецкого геологического общества с докладом о дрейфе материков против этой схемы. Исходной посылкой к созданию теории стало совпадение очертаний западного побережья Африки и восточного Южной Америки. Если эти континенты сдвинуть, то они совпадают, как если бы образовались в результате раскола одного праматерика.

Вегенер не удовлетворился совпадением очертаний побережий (которые неоднократно замечались до него), а стал интенсивно искать доказательства теории. Для этого он изучил геологию побережья обоих континентов и нашёл множество схожих геологических комплексов, которые совпадали при совмещении, так же, как и береговая линия. Другим направлением доказательства теории стали палеоклиматические реконструкции, палеонтологические и биогеографические аргументы. Многие животные и растения имеют ограниченные ареалы, по обе стороны Атлантического океана. Они очень схожи, но разделены многокилометровым водным пространством, и трудно предположить, что они пересекли океан.

Кроме того, Вегенер стал искать геофизические и геодезические доказательства. Однако в то время уровень этих наук был явно не достаточен, чтобы зафиксировать современное движение континентов. В 1930 году Вегенер погиб во время экспедиции в Гренландии, но перед смертью уже знал, что научное сообщество не приняло его теорию.

Изначально теория дрейфа материков было принята научным сообществом благосклонно, но в 1922 году она подверглась жёсткой критике со стороны сразу нескольких известных специалистов. Главным аргументом против теории стал вопрос о силе, которая двигает плиты. Вегенер полагал, что континенты двигаются по базальтам океанического дна, но для этого требовалось огромное усилие, и источника этой силы никто назвать не мог. В качестве источника движения плит предлагались сила Кориолиса, приливные явления и некоторые другие, однако простейшие расчёты показывали, что всех их абсолютно недостаточно для перемещения огромных континентальных блоков.

Критики теории Вегенера поставили во главу угла вопрос о силе, двигающей континенты, и проигнорировали всё множество фактов, безусловно подтверждавших теорию. По сути, они нашли единственный вопрос, в котором новая концепция была бессильна, и без конструктивной критики отвергли основные доказательства. После смерти Альфреда Вегенера теория дрейфа материков была отвергнута, получив статус маргинальной науки, и подавляющее большинство исследований продолжали проводиться в рамках теории геосинклиналей. Правда, и ей пришлось искать объяснения истории расселения животных на континентах. Для этого были придуманы сухопутные мосты, соединявшие континенты, но погрузившиеся в морскую пучину. Это было ещё одно рождение легенды об Атлантиде. Стоит отметить, что некоторые учёные не признали вердикт мировых авторитетов и продолжили поиск доказательств движения материков. Так дю Туа (Alexander du Toit) объяснял образование гималайских гор столкновением Индостана и Евразийской плиты.

**11.3 Разрастание дна океанов и дрейф континентов**

Вялотекущая борьба фиксистов, как назвали сторонников отсутствия значительных горизонтальных перемещений, и мобилистов, утверждавших, что континенты всё-таки двигаются, с новой силой разгорелась в 1960-х годах, когда в результате изучения дна океанов были найдены ключи к пониманию «машины» под названием Земля.

К началу 1960-х годов была составлена карта рельефа дна Мирового океана, которая показала, что в центре океанов расположены срединно-океанические хребты, которые возвышаются на 1,5-2 км над абиссальными равнинами, покрытыми осадками. Эти данные позволили Р. Дицу и Гарри Хессу в 1962-1963 годах выдвинуть гипотезу спрединга. Согласно этой гипотезе, в мантии происходит конвекция со скоростью около 1 см/год. Восходящие ветви конвекционных ячеек выносят под срединно-океаническими хребтами мантийный материал, который обновляет океаническое дно в осевой части хребта каждые 300-400 лет. Континенты не плывут по океанической коре, а перемещаются по мантии, будучи пассивно «впаяны» в литосферные плиты. Согласно концепции спрединга, океанические бассейны структуры непостоянные, неустойчивые, континенты же – устойчивые. В 1963 году гипотеза спрединга получает мощную поддержку в связи с открытием полосовых магнитных аномалий океанического дна. Они были интерпретированы как запись инверсий магнитного поля Земли, зафиксированная в намагниченности базальтов дна океана. После этого тектоника плит начала победное шествие в науках о Земле. Всё больше учёных понимали, что, чем тратить время на защиту концепции фиксизма, лучше взглянуть на планету с точки зрения новой теории и, наконец-то, начать давать реальные объяснения сложнейшим земным процессам. Сейчас тектоника плит подтверждена прямыми измерениями скорости плит методом интерферометрии излучения от далёких квазаров и измерениями с помощью спутниковых навигационных систем GPS. Результаты многолетних исследований полностью подтвердили основные положения теории тектоники плит.

*Современное состояние тектоники плит.* Сейчас уже нет сомнений, что горизонтальное движение плит происходит за счёт мантийных теплогравитационных течений – конвекции. Источником энергии для этих течений служит разность температуры центральных областей Земли, которые имеют очень высокую температуру (по оценкам, температура ядра составляет порядка 5000 °С) и температуры на её поверхности. Нагретые в центральных зонах Земли породы расширяются (термическое расширение), плотность их уменьшается, и они всплывают, уступая место опускающимся более холодными и потому более тяжёлым массам, уже отдавшим часть тепла земной коре. Этот процесс переноса тепла (следствие всплывания лёгких, горячих масс и погружения тяжелых, более холодных масс) идёт непрерывно, в результате чего возникают конвективные потоки. Эти потоки – течения замыкаются сами на себя и образуют устойчивые конвективные ячейки, согласующиеся по направлениям потоков с соседними ячейками. При этом в верхней части ячейки течение вещества происходит почти в горизонтальной плоскости, и именно эта часть течения увлекает плиты в горизонтальном же направлении с огромной силой за счёт огромной вязкости мантийного вещества. Если бы мантия была совершенно жидкой – вязкость пластичной мантии под корой была бы малой (скажем, как у воды или около того), то через слой такого вещества с малой вязкостью не могли бы проходить поперечные сейсмические волны. А земная кора увлекалась бы потоком такого вещества со сравнительно малой силой. Но, благодаря высокому давлению, при относительно низких температурах, господствующих на поверхности Мохо и ниже, вязкость мантийного вещества здесь очень велика (так что в масштабе лет вещество мантии Земли жидкое (текучее), а в масштабе секунд – твёрдое).

Движущей силой течения вязкого мантийного вещества непосредственно под корой является перепад высот свободной поверхности мантии между областью подъёма и областью опускания конвекционного потока. Этот перепад высот, можно сказать, величина отклонения от изостазии, образуется из-за разной плотности чуть более горячего (в восходящей части) и чуть более холодного вещества, поскольку вес более и менее горячего столбов в равновесии одинаков (при разной плотности!). На самом же деле, положение свободной поверхности не может быть измерено, оно может быть только вычислено (высота поверхности Мохо + высота столба мантийного вещества, по весу эквивалентного слою более лёгкой коры над поверхностью Мохо). Эта же движущая сила (перепада высот) определяет степень упругого горизонтального сжатия коры силой вязкого трения потока о земную кору. Величина этого сжатия мала в области восхождения мантийного потока и увеличивается по мере приближения к месту опускания потока (за счёт передачи напряжения сжатия через неподвижную твердую кору по направлению от места подъёма к месту спуска потока). Над опускающимся потоком сила сжатия в коре так велика, что время от времени превышается прочность коры (в области наименьшей прочности и наибольшего напряжения), происходит неупругая (пластическая, хрупкая) деформация коры – землетрясение. При этом из места деформации коры выдавливаются целые горные цепи, например, Гималаи. При пластичекой (хрупкой) деформации очень быстро (в темпе смещения коры при землетрясении) уменьшается и напряжение в ней – сила сжатия в очаге землетрясения и его окрестностях. Но сразу же по окончании неупругой деформации продолжается прерванное землетрясением очень медленное нарастание напряжения (упругой деформации) за счёт очень медленного же движения вязкого мантийного потока, начиная цикл подготовки следующего землетрясения.

Таким образом, движение плит – следствие переноса тепла из центральных зон Земли очень вязкой магмой. При этом часть тепловой энергии превращается в механическую работу по преодолению сил трения, а часть, пройдя через земную кору, излучается в окружающее пространство. Так что наша планета в некотором смысле представляет собой тепловой двигатель.

Относительно причины высокой температуры недр Земли существует несколько гипотез. В начале XX века была популярна гипотеза радиоактивной природы этой энергии. Казалось, она подтверждалась оценками состава верхней коры, которые показали весьма значительные концентрации урана, калия и других радиоактивных элементов, но впоследствии выяснилось, что содержания радиоактивных элементов в породах земной коры совершенно недостаточно для обеспечения наблюдаемого потока глубинного тепла. А содержание радиоактивных элементов в подкоровом веществе (по составу близком к базальтам океанического дна), можно сказать, ничтожно. Однако это не исключает достаточно высокого содержания тяжелых радиоактивных элементов, генерирующих тепло, в центральных зонах планеты.

Другая модель объясняет нагрев химической дифференциацией Земли. Первоначально планета была смесью силикатного и металлического веществ. Но одновременно с образованием планеты началась её дифференциация на отдельные оболочки. Более плотная металлическая часть устремилась к центру планеты, а силикаты концентрировались в верхних оболочках. При этом потенциальная энергия системы уменьшалась и превращалась в тепловую энергию. Другие исследователи полагают, что разогрев планеты произошёл в результате аккреции при ударах метеоритов о поверхность зарождающегося небесного тела. Это вряд ли – при аккреции тепло выделялось практически на поверхности, откуда оно легко уходило в космос, а не в центральные области Земли.

*Второстепенные силы*. Сила вязкого трения, возникающая вследствие тепловой конвекции, играет определяющую роль в движениях плит, но кроме неё на плиты действуют и другие, меньшие по величине, но также важные силы. Это - силы Архимеда, обеспечивающие плавание более лёгкой коры на поверхности более тяжёлой мантии. Приливные силы, обусловленные гравитационным воздействием Луны и Солнца (различием их гравитационного воздействия на разно удаленные от них точки Земли). А также силы, возникающие вследствие изменения атмосферного давления на различные участки земной поверхности – силы атмосферного давления достаточно часто изменяются на 3 %, что эквивалентно сплошному слою воды толщиной 0.3 м (или гранита толщиной не менее 10 см). Причём это изменение может происходить в зоне шириной в сотни километров, тогда как изменение приливных сил происходит более плавно – на расстояниях в тысячи километров.

*Дивергентные границы или границы раздвижения плит.* Это границы между плитами, двигающимися в противоположные стороны. В рельефе Земли эти границы выражены рифтами, в них преобладают деформации растяжения, мощность коры пониженная, тепловой поток максимален, и происходит активный вулканизм. Если такая граница образуется на континенте, то формируется континентальный рифт, который в дальнейшем может превратиться в океанический бассейн с океаническим рифтом в центре. В океанических рифтах в результате спрединга формируется новая океаническая кора.

*Океанические рифты.* На океанической коре рифты приурочены к центральным частям срединно-океанических хребтов. В них происходит образование новой океанической коры. Общая их протяжённость более 60 тысяч километров. К ним приурочено множество гидротермальных источников, которые выносят в океан значительную часть глубинного тепла, и растворённых элементов. Высокотемпературные источники называются чёрными курильщиками, с ними связаны значительные запасы цветных металлов.

*Континентальные рифты.* Раскол континента на части начинается с образования рифта. Кора утончается и раздвигается, начинается магматизм. Формируется протяжённая линейная впадина глубиной порядка сотен метров, которая ограничена серией сбросов. После этого возможно два варианта развития событий: либо расширение рифта прекращается, и он заполняется осадочными породами, превращаясь в авлакоген, либо континенты продолжают раздвигаться и между ними, уже в типично океанических рифтах, начинает формироваться океаническая кора.

*Конвергентные границы.* Конвергентными называются границы, на которых происходит столкновение плит. Возможно три варианта:

- Континентальная плита с океанической. Океаническая кора плотнее, чем континентальная и погружается под континент в зоне субдукции.

- Океаническая плита с океанической. В таком случае одна из плит заползает под другую и также формируется зона субдукции, над которой образуется островная дуга.

- Континентальная плита с континентальной. Происходит коллизия, возникает мощная складчатая область. Классический пример – Гималаи.

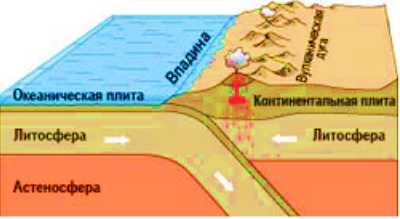
В редких случаях происходит надвигание океанической коры на континентальную – абдукция. Благодаря этому процессу возникли офиолиты Кипра, Новой Каледонии, Омана и другие.

В зонах субдукции поглощается океаническая кора, и тем самым компенсируется её появление в срединно-океанических хребтах. В них происходят исключительно сложные процессы, взаимодействия коры и мантии. Так океаническая кора может затягивать в мантию блоки континентальной коры, которые по причине низкой плотности эксгумируются обратно в кору. Так возникают метаморфические комплексы сверхвысоких давлений, один из популярнейших объектов современных геологических исследований.

Большинство современных зон субдукции расположены по периферии Тихого океана, образуя тихоокеанское огненное кольцо. Процессы, идущие в зоне конвергенции плит, по праву считаются одними из самых сложных в геологии. В ней смешиваются блоки разного происхождения, образуя новую континентальную кору.

*Активные континентальные окраины.* Активная континентальная окраина возникает там, где под континент погружается океаническая кора. Эталоном этой геодинамической обстановки считается западное побережье Южной Америки, её часто называют андийским типом континентальной окраины. Для активной континентальной окраины характерны многочисленные вулканы и вообще мощный магматизм. Расплавы имеют три компонента: океаническую кору, мантию над ней и низы континентальной коры (рис. 18).

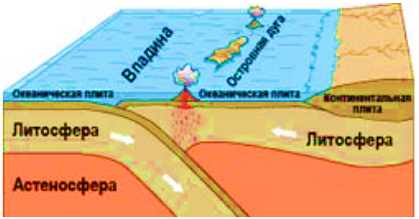
Под активной континентальной окраиной происходит активное механическое взаимодействие океанической и континентальной плит. В зависимости от скорости, возраста и мощности океанической коры возможны несколько сценариев равновесия. Если плита двигается медленно и имеет относительно



**Рисунок 18 – Столкновение континентов**

малую мощность, то континент соскабливает с неё осадочный чехол. Осадочные породы сминаются в интенсивные складки, метаморфизуются и становятся частью континентальной коры. Образующая при этом структура называется аккреционным клином. Если скорость погружающейся плиты высока, а осадочный чехол тонок, то океаническая кора стирает низ континента и вовлекает его в мантию.

*Островные дуги.* Островные дуги – это цепочки вулканических остров над зоной субдукции, возникающие там, где океаническая плита погружается под океаническую. В качестве типичных современных островных дуг можно назвать Алеутские, Курильские, Марианские острова, и многие другие архипелаги. Японские острова также часто называют островной дугой, но их фундамент очень древний и на самом деле они образованы несколькими разновременными комплексами островных дуг, так что Японские острова являются микроконтинентом (рис. 19).



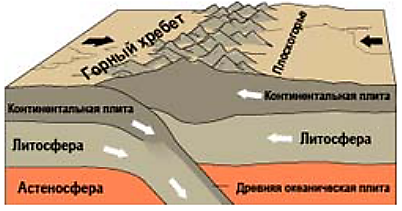
**Рисунок 19 – Островная дуга**

Островные дуги образуются при столкновении двух океанических плит. При этом одна из плит оказывается снизу и поглощается в мантию. На верхней же плите образуются вулканы островной дуги. Выгнутая сторона островной дуги направлена в сторону поглощаемой плиты. С этой стороны находятся глубоководный желоб и преддуговый прогиб.

За островной дугой расположен задуговый бассейн (типичные примеры: Охотское море, Южно-Китайское море и т.д.), в котором также может происходить спрединг.

*Коллизия континентов.* Столкновение континентальных плит приводит к смятию коры и образованию горных цепей. Примером коллизии является Альпийско-Гималайский горный пояс, образовавшийся в результате закрытия океана Тетис и столкновения с Евразийской плитой Индостана и Африки. В результате мощность коры значительно увеличивается, под Гималаями она составляет 70 км. Это неустойчивая структура, она интенсивно разрушается поверхностной и тектонической эрозией. В коре с резко увеличенной мощностью идёт выплавка гранитов из метаморфизованных осадочных и магматических пород. Так образовались крупнейшие батолиты, например, Ангаро-Витимский и Зерендинский.

*Трансформные границы.* Там, где плиты двигаются параллельным курсом, но с разной скоростью, возникают трансформные разломы – грандиозные сдвиговые нарушения, широко распространённые в океанах и редкие на континентах (рис. 20).



**Рисунок 20 – Столкновение континентов**

*Трансформные разломы.* В океанах трансформные разломы идут перпендикулярно срединно-океаническим хребтам (СОХ) и разбивают их на сегменты шириной в среднем 400 км. Между сегментами хребта находится активная часть трансформного разлома. На этом участке постоянно происходят землетрясения и горообразование, вокруг разлома формируются многочисленные оперяющие структуры – надвиги, складки и грабены. В результате, в зоне разлома нередко обнажаются мантийные породы.

По обе стороны от сегментов СОХ находятся неактивные части трансформных разломов. Активных движений в них не происходит, но они чётко выражены в рельефе дна океанов линейными поднятиями с центральной депрессией.

Трансформные разломы формируют закономерную сетку и, очевидно, возникают не случайно, а в силу объективных физических причин. Совокупность данных численного моделирования, теплофизических экспериментов и геофизических наблюдений позволила выяснить, что мантийная конвекция имеет трёхмерную структуру. Кроме основного течения от СОХ, в конвективной ячейке за счёт остывания верхней части потока, возникают продольные течения. Это остывшее вещество устремляется вниз вдоль основного направления течения мантии. В зонах этого второстепенного опускающегося потока и находятся трансформные разломы. Такая модель хорошо согласуется с данными о тепловом потоке: над трансформными разломами наблюдается его понижение.

*Сдвиги на континентах.* Сдвиговые границы плит на континентах встречаются относительно редко. Пожалуй, единственным ныне активным примером границы такого типа является разлом Сан-Андреас, отделяющий Североамериканскую плиту от Тихоокеанской. 800-мильный разлом Сан-Андреас – один из самых сейсмоактивных районов планеты: в год плиты смещаются относительно друг друга на 0,6 см, землетрясения с магнитудой более 6 единиц происходят в среднем раз в 22 года. Город Сан-Франциско и большая часть района бухты Сан-Франциско построены в непосредственной близости от этого разлома.

*Внутриплитные процессы.* Первые формулировки тектоники плит утверждали, что вулканизм и сейсмические явления сосредоточены по границам плит, но вскоре стало ясно, что и внутри плит идут специфические тектонические и магматические процессы, которые также были интерпретированы в рамках этой теории. Среди внутриплитных процессов особое место заняли явления долговременного базальтового магматизма в некоторых районах, так называемые горячие точки.

*Горячие точки.* На дне океанов расположены многочисленные вулканические острова. Некоторые из них расположены в цепочках с последовательно изменяющимся возрастом. Классическим примером такой подводной гряды стал Гавайский подводный хребет. Он поднимается над поверхностью океана в виде Гавайских островов, от которых на северо-запад идёт цепочка подводных гор с непрерывно увеличивающимся возрастом, некоторые из которых, например, атолл Мидуэй, выходят на поверхность. На расстоянии порядка 3000 км от Гавайев цепь немного поворачивает на север, и называется уже Императорским хребтом. Он прерывается в глубоководном желобе перед Алеутской островной дугой.

Для объяснения этой удивительной структуры было сделано предположение, что под Гавайскими островами находится горячая точка – место, где к поверхности поднимается горячий мантийный поток, который проплавляет двигающуюся над ним океаническую кору. Таких точек сейчас на Земле установлено множество. Мантийный поток, который их вызывает, был назван плюмом. В некоторых случаях предполагается исключительно глубокое происхождение вещества плюмов, вплоть до границы ядра – мантии.

*Траппы и океанические плато.* Кроме долговременных горячих точек, внутри плит иногда происходят грандиозные излияния расплавов, которые на континентах формируют траппы, а в океанах океанические плато. Особенность этого типа магматизма в том, что он происходит за короткое в геологическом смысле время порядка нескольких миллионов лет, но захватывает огромные площади (десятки тысяч км) и изливается колоссальный объём базальтов, сравнимый с их количеством, кристаллизующимся в срединно-океанических хребтах.

Известны сибирские траппы на Восточносибирской платформе, траппы плоскогорья Декан на Индостанском континенте и многие другие. Причиной образования траппов также считаются горячие мантийные потоки, но в отличие от горячих точек они действуют кратковременно, и разница между ними не совсем ясна. Горячие точки и траппы дали основания для создания, так называемой плюмовой геотектоники, которая утверждает, что значительную роль в геодинамических процессах играет не только регулярная конвекция, но и плюмы. Плюмовая тектоника не противоречит тектонике плит, а дополняет её.

**Лекция 12 Геоэлектрическое поле Земли**

12.1 Естественное электромагнитное поле Земли (Теллурическое поле)

12.2 Электропроводность Земли

12.3 Геоэлектрическая модель литосферы

**12.1 Естественное электромагнитное поле Земли**

В процессе исследований было установлено, что электрические токи в Земле ассоциируются с временными изменениями магнитного поля. Эти токи называются "теллурическими". Если одновременно измерять вариации магнитного и электрического полей, то можно получить представление о распределении электропроводности на глубине.

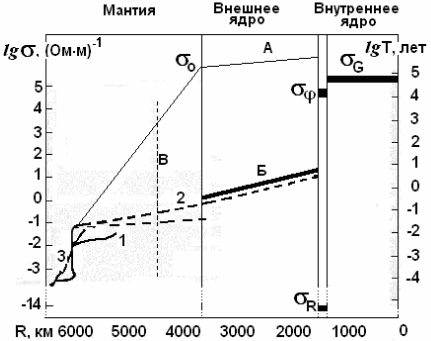
Плотность теллурических токов для различных участков земной поверхности приблизительно одинакова и равна 2 А/км2. Интенсивность теллурических токов возрастает от низких широт к высоким широтам. На низких широтах напряженность поля обычно не превосходит десятков милливольт на километр. В полярных странах напряженность может достигать единиц и даже десятков вольт на километр; наиболее сильные теллурические токи во время магнитных бурь.

Естественное электромагнитное поле существует на Земле в широком интервале периодов (10-4-10-6 с). Создается оно главным образом токовыми системами, расположенными в ионосфере и магнитосфере Земли. Изменение магнитного поля токовых систем происходит вследствие взаимодействия существующего магнитного поля Земли с потоком возмущенной солнечной плазмы. Переменное магнитное поле индуцирует в Земле электрические токи (теллурические, земные). Метод изучения внутреннего строения Земли, основанный на использовании естественного электромагнитного поля, получил название "магнитотеллурический".

**12.2 Электропроводность Земли**

Общепринятая модель Земли однозначно определяет наличие железного ядра. Отсюда следует скачек в электропроводности на границе ядро-мантия. Величина скачка должна достигать нескольких порядков. Обнаружение его методами электромагнитного зондирования – было бы прекрасным подтверждением модели. Некоторые авторы (Ротанова, Пушков, 1982) считали, что получены «оценки», которые подтверждают наличие скачка электропроводности на границе ядро-мантия s = 105-106 (Ом·м)-1. Эти результаты получены по данным 60- и 30-летних вариаций геомагнитного поля. На рисунке 21 треугольник «В» показывают обобщенными данными по геоэлектрическим разрезам нижней мантии, полученные Коломийцевой, Олдриджем, Стейси, Макдональдом, Дюкруи, Куртийо, Моэлем, Бэнксов и др.

Штриховая линия на этом рисунке показывает область величин электропроводности, соответствующий периодам вариаций в 11 лет. По-видимому, это наиболее достоверный результат, т.к. вариации с более длинными периодами (десятки и сотни лет) нельзя считать регулярными и повсеместными. Поэтому данные по вековым вариациям (кривая 2) продолжены как штриховые. Скачек проводимости должен наблюдаться в точке, пересечения кривой 2 с границей ядро-мантия до величины s = 105-106 (Ом·м)-1 (линия А). Эта величина проводимости соответствует проводимости железа внешнего ядра. Правая шкала рисунка 21 показывает длительность периода вариаций, соответствующий проводимости (на левой шкале). Таким образом, если мы хотели бы получить оценку электропроводности ядра, мы должны были бы зондировать его колебаниями с периодом 105 лет. Более того, если какие-либо процессы, связанные с генерацией геомагнитного поля происходят в жидком ядре, то время их выхода на поверхность земли должно быть такого же порядка. На это указывает и Паркинсон (1986). Однако из практики геомагнетизма следуют совсем другие времена. Минимальный период вариаций, полученный по палеомагнитным данным, это примерно 100 лет. Короче период распознать не удается по техническим причинам, в основном из-за скорости осадконакопления и малой толщины образца. Джерки, – явления современного геомагнетизма происходят не длиннее чем за один год. Вероятно, эту цифру можно считать наименьшим периодом вариаций геомагнитного поля, ей соответствует величина σ = 101 (Ом·м)-1. Продолжение линии 2 приводит к точке «Б» на границе внутреннего ядра. Проблема электропроводности Земли решается элементарно, если предположить, что внешнее ядро состоит из того же материала, что и мантия, а генерация геомагнитного поля происходит на границе внутреннего ядра.



**Рисунок 21 – Изменение электропроводности Земли (*σ*) с глубиной, по данным геомагнитных вариаций (1), вековых вариаций (2) и ГМТЗ (3) (Ротанова, Пушков, 1982). Интерполяция кривой 3 в область высоких проводимостей *σо*: А – проводимость во внешнем железном ядре, скачек 2-*σо* на границе ядро-мантия; Б – *σо* внешнего ядра, согласно нашей модели; В – предел достоверных значений *σ*. Электропроводность *F*- слоя: *σφ* – геострофического потока, *σR* – радиального переноса; *σG* – электропроводность вещества внутреннего ядра. Правая шкала показывает *Т* – время диффузии магнитного поля.**

*Электропроводность F- слоя.* Принято считать, что ядро Земли состоит из железа: жидкого – во внешнем ядре и твердого – в ядре внутреннем. Согласно этому представлению, на границе ядро-мантия должен иметь место скачек в электропроводности, а его величина должна достигать нескольких порядков. Обнаружение постулированного в модели холодной Земли такого скачка методами электромагнитного зондирования - было бы прекрасным подтверждением модели. Некоторые авторы [Ротанова, Пушков, 1982] считали, что были получены «оценки, которые подтверждают наличие скачка электропроводности на границе ядро-мантия: σ = 105-106 (Ом·м)-1». Это результаты интерпретации данных по 60- и 30-летним вариациям геомагнитного поля, которые нельзя считать достаточно достоверными. На рисунке 8 верхняя линия (2-σо) показывает область данных по геоэлектрическим разрезам нижней мантии, полученных Коломийцевой, Олдриджем, Стейси, Макдональдом, Дюкруи, Куртийо, Моэлем, Бэнксов и др. [Ротанова, Пушков, 1982]. Несмотря на повторение многими авторами этого результата, он вызывает сомнение, дело в том, что штриховая линия В на рисунке 21 ограничивает область величин электропроводности, соответствующий периодам вариаций в 11 лет. По-видимому, это наиболее достоверный результат, т.к. вариации с более длинными периодами (десятки и сотни лет) нельзя считать регулярными и повсеместными. Поэтому данные по вековым вариациям (кривая 2) продолжены как штриховые. Скачек проводимости должен наблюдаться в точке, пересечения кривой 2 с границей ядро-мантия до величины σ = 105-106 (Ом·м)-1 (линия А). Эта величина проводимости соответствует проводимости железа внешнего ядра. Правая шкала рисунка 8 показывает длительность периода вариаций, соответствующий проводимости (на левой шкале). Таким образом, если мы хотели бы получить оценку электропроводности ядра, мы должны были бы зондировать его колебаниями с периодом 105 лет. Более того, если какие-либо процессы, связанные с генерацией геомагнитного поля происходят в жидком ядре, то время их выхода на поверхность Земли должно быть такого же порядка. На это указывает и Паркинсон [1986].

В модели холодной Земли величина проводимости ядра очень велика. При такой электропроводности на поверхность Земли вообще не должны выходить изменения геомагнитного поля, которые реально регистрируются магнитологами. Проблема электропроводности Земли была бы свободна от противоречий, если предположить, что внешнее ядро состоит из того же плохо проводящего материала, что и мантия, электропроводность этих оболочек медленно возрастает с увеличением температуры, а генерация геомагнитного поля (как это следует из вышесказанного) происходит на границе внутреннего ядра, где *σ* – резко возрастает. Согласно нашей модели, в F-слое проводимость имеет (так же как в ионосфере) тензорный характер: *σR* – поперек слоя, а *σϕ* – вдоль слоя. Очевидно, величина σR обязана особенностям образующегося в F-слое эффекта поляризации и разделения электрических зарядов, а повышенная электропроводность *σϕ* подвижного экмановского слоя (геострофического ветра) – обязана изменению свойств вещества при критической температуре. Известно, что при критических *рТ* условиях вещество обладает «сверхтекучестью» и «сверхпроводимостью». Электропроводность вещества внутреннего ядра – самая высокая, она обозначена *σG*.

**12.3 Геоэлектрическая модель литосферы**

Электропроводность горной породы является важной характеристикой свойств вещества, находящегося в недрах Земли. В отличие от плотности, которая изменяется в Земле в узких пределах, интервал изменения электропроводности очень широк: 103-10-7 (Ом·м)-1. Электропроводность горной породы зависит от минерального состава, фазового состояния, пористости, трещиноватости, влагонасыщенности, температуры и давления. К настоящему времени на основании лабораторных исследований образцов горных пород установлены основные закономерности и получены количественные оценки влияния перечисленных факторов на величину электропроводности. При решении данной проблемы основное внимание уделяется закономерностям в распределении электропроводности горных пород в коре и верхней мантии Земли.

Электропроводность твердой кристаллической оболочки Земли – литосферы опре­деляется, главным образом, двумя факторами: горизонтальной неоднородностью, обу­словленной влиянием коровых аномалий проводимости, и параметрами «нормально­го» геоэлектрического разреза (под ним понимают совокупность земных пластов и слоёв, характеризующихся определёнными мощностью и удельным электрическим сопротивлением (электропроводностью), наблюдаемого в отсутствие влияния коровых аномалий. Параметры «нормального» геоэлектрического разреза зависят от изменения на глубину влажности, пористости, вещественного состава и термодинамического состояния гор­ных пород. В приповерхностной области к этим факторам добавляется горизонталь­ная электрическая неоднородность, создаваемая осадочными чехлами и водными бас­сейнами.

Электропроводность горизонтов Земли определяется в верхних горизонтах различными методами постоянных и переменных полей искусственного и естественного происхождения. Методы вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) со сверхдлинными питающими линиями до 750 км и мощными генераторами дипольного экваториального зондирования (ДЭЗ) дают возможность изучения электропроводности до 15-20 км глубины. Более глубинные методы магнитовариационного профилирования и магнитотеллурического зондирования позволяют изучать Землю до глубин около 1000 км. Распределение электропроводности на больших глубинах оценивается по данным физики высоких давлений и температур.

При температурах до 1000-1200 ° С проводимость горных пород примесная полупроводниковая. При более высоких температурах преобладающей становится ионная проводимость. В целом отмечается зона пониженной электропроводности на глубинах 150-400 км, затем быстрый рост с глубиной после 400-420 км с 10-4 до 10-1 (Ом·м) -1 , т.е. в верхней мантии.

Определение проводимости в верхней мантии позволяет находить зоны высокой проводимости, связанные с более высокими температурами земного вещества. Такие зоны определены в районах континентальных рифтовых зон (Байкальская), под молодыми складчатыми сооружениями (Карпаты, Кавказ). Данные позволяют дать более точное геологическое глубинное строение континентальных структур.

Определены и протяженные зоны высокой проводимости на глубинах 30-60 км. Одна из таких зон – Кировоградская, протягивающаяся от Черного моря до Ярославля и секущая основные тектонические структуры Русской плиты.

**Лекция 13 Тепловое поле Земли**

13.1 Источники тепла

13.2 Температура Земли и геотермический градиент

13.3 Тепловой баланс Земли

**13.1 Источники тепла**

Тепловое состояние земной поверхности формируется за счет экзогенных (внешних) и эндогенных (внутренних) источников тепла. Наличие этих двух разных по происхождению потоков энергии составляет важнейшую черту географической оболочки Земли. На поверхности Земли экзогенный поток энергии примерно в 5000 раз превосходит эндогенный. На его долю приходится около 99,5% всего тепла, поступающего в поверхностный слой Земли.

Экзогенный поток энергии состоит в основном из электромагнитного излучения Солнца – солнечной радиации. Поступая на Землю, солнечная радиация в большей своей части превращается в тепло. Некоторое количество тепловой: энергии земная поверхность получает от звезд и планет (за счет космических лучей высоких энергий, изменения мировой постоянной гравитации и т. п.), но оно во много раз (приблизительно в 30 млн.) меньше тепловой энергии, поступающей от Солнца.

Общее количество энергии, излучаемой Солнцем в мировое пространство, колоссально – 3,83·1026 Вт. Из этого количества энергии только 1/200 000 000 доля, или 1,74·1017 Вт, попадает на Землю. Поток солнечной радиации на верхней границе атмосферы, т. е. прежде чем радиация подвергнется частичному поглощению и рассеянию в атмосфере, при среднем расстоянии Земли от Солнца называют солнечной постоянной. По новейшим определениям, с использованием ракетных и спутниковых измерений, солнечная постоянная I0=1,353кВт/м2. Это означает, что на верхней границе атмосферы каждый квадратный метр поверхности ежесекундно получает 1353 Дж лучистой энергии Солнца.

Солнечное излучение, прежде чем дойти до земной поверхности претерпевает в атмосфере ряд существенных изменений. Часть радиации рассеивается молекулами воздуха и содержащимися в атмосфере аэрозолями, другая – поглощается ими и в конечном итоге превращается в тепловую энергию.

В среднем на каждый квадратный километр земной поверхности приходится за год 4,27·1016 Дж, что эквивалентно сжиганию 400 тыс. т каменного угля. Все существующие на Земле запасы угля равноценны 30-летнему притоку солнечной радиации к Земле. Менее чем за 1,5 суток Солнце дает Земле столько же энергии, сколько все электростанции мира за год.

Количество дошедшей до земной поверхности солнечной радиации зависит от географической широты местности, времени года, облачности и прозрачности атмосферы.

Земной поверхностью поглощается только часть приходящей радиации. Другая ее часть отражается. Доля поглощенной радиации зависит от отражательной способности подстилающей поверхности. Отношение отраженной солнечной радиации, выраженное в долях или процентах, к приходящей на данную поверхность называется альбедо. Альбедо естественных поверхностей весьма разнообразно. Чем светлее и суше поверхность, тем выше альбедо.

Альбедо существенно зависит от влажности поверхности почвы, с возрастанием которой оно уменьшается. Вследствие уменьшения альбедо при увлажнении почвы происходит увеличение поглощаемой радиации. Альбедо водной поверхности зависит от угла падения солнечных лучей: чем выше Солнце, тем меньше его энергии отражается. В целом альбедо водных поверхностей меньше, чем альбедо суши, на 6 % в экваториальной зоне и на 16-20 % – на широте 60-70°.

Альбедо различных поверхностей имеет хорошо выраженный дневной и годовой ход, обусловленный зависимостью альбедо от высоты Солнца. Наименьшее значение альбедо наблюдается в околополуденные часы, а в течение года – летом. В целом для нашей планеты по данным, полученным с искусственных спутников Земли, альбедо составляет 33%.

К эндогенным или внутриземным, источникам относится тепло, образующееся за счет гравитационной энергии, выделяемой при перемещении глубинного вещества в земное ядро в процессе его дифференциации (расслоения), распада радиоактивных элементов, адиабатического сжатия Земли и химических реакций в горных породах. К эндогенным источникам относится также «первоначальное тепло» земного шара, тепло кристаллизации и полиморфических превращений и процессов, ведущих к изменению структуры электронных оболочек ядер. Важным источником тепла является энергия земных приливов, т. е. деформаций Земли, происходящих преимущественно вдоль зон разломов под действием притяжения Луны и Солнца.

Далеко не все из указанных источников тепла равноценны. Уже на современной стадии развития геотермики можно сказать, что часть из них не играет заметной роли в тепловом режиме Земли и может быть отнесена к второстепенным источникам. Из всех перечисленных выше источников к главным относятся тепло гравитационной энергии дифференциации глубинного вещества (за счет роста Fе в ядре) и радиоактивное тепло.

*Гравитационное тепло*. Оно выделяется при гравитационной дифференциации глубинного вещества Земли и тесно связано с историей ее развития. Академик А. П. Виноградов показал, что в ходе сложного физико-химического процесса зонного плавления вещества более легкоплавкие вещества (оксиды кремния и магния) поднимаются из глубин Земли к ее поверхности. Более тугоплавкие и тяжелые – такие, как оксиды железа с серой, опускаются в нижние внутренние слои. Происходит перераспределение потенциальной и кинетической энергии между поднимающимися вверх легкими и опускающимися вниз тяжелыми компонентами и выделение энергии при физико-химических превращениях вещества. По современным данным, процессы гравитационной дифференциации глубинного вещества дают основное количество тепла, определяющего термику нашей планеты.

*Радиоактивное тепло*. Количество тепла, выделяемое при распаде радиоактивных элементов, велико. Так, 1 г урана генерирует в течение года 3,1 Дж тепла, 1 г тория – 0,84 Дж. Значительно меньше тепла генерирует радиоактивный калий – 1 г отдает за год 21·10-6Дж. И хотя калий выделяет мало тепла при естественном распаде, он широко распространен в верхних слоях Земли, поэтому его радиоактивность играет важную роль в «разогреве» земной коры.

Расчеты показывают, что генерация тепла радиоактивными источниками в гранитном слое земной коры составляет 7,96·10-5 Дж/(см3 год), в базальтовом – 1,47·10-5 Дж/(см3 год), или примерно в 5,5 раза меньше.

Все геосферы и горные породы Земли содержат радиоактивные элементы, но распределены они, в том числе и главнейшие (уран, торий и калий), оказывающие наиболее существенный термический эффект, очень неравномерно. Геохимические исследования показывают, что в период ранней истории Земли основные радиоактивные элементы аккумулировались в верхней части земного шара.

Сопоставление содержания радиоактивных элементов на различных глубинах свидетельствует о том, что наибольших значений концентрация достигает в земной коре, где уран, торий и калий сосредоточены в верхних слоях, и с глубиной содержание их убывает. Так, в центральном ядре предположительно содержится радия – 0,001 · 10-6, урана – 0,003 и тория – 0,013 г/т.

Открытие радиоактивности веществ в конце XIX века произвело подлинную революцию в геотермике и в геохронологии. Важная роль радиоактивности пород как источника внутреннего тепла Земли впервые была отмечена Э. Резерфордом, затем изучалась Дж. Рэлеем, В. И. Вернадским и др. В 1906 г. Рэлей показал, что та небольшая примесь радиоактивных элементов урана, тория, а также, как мы теперь знаем, калия, которая содержится в горных породах, достаточна, чтобы служить важным источником тепла, существенно влияющим на термину нашей планеты. Позже (1933 г.) академик А. Е. Ферсман, учитывая данные о распространенности в земной коре ряда радиоактивных элементов, пришел к выводу, что радиоактивное тепло и повышенный термический режим связаны лишь с поверхностным слоем Земли. Это положение объясняет многие факты, в том числе неравномерность теплового потока через земную поверхность и местный характер образования очагов жидкой лавы внутри твердой коры Земли.

**13.2 Температура Земли и геотермический градиент**

Из всех видов теплопередачи (излучения, конвекции, переноса тепла водой и паром и др.) наибольшую роль в горных породах играет молекулярная теплопроводность. Молекулярная теплопроводность осуществляется путем передачи тепла от одной твердой частицы к другой в местах их контактов. Такая передача происходит как между твердыми частицами, так и через разделяющую их воздушную или водную среду.

Тепловой поток, поступающий из земных недр к земной поверхности *Q* (Вт/м2), может быть определен по уравнению теплопроводности

*Q = – λ(dt/dz)*, (33)

где *λ* – коэффициент теплопроводности горной породы, численно равный количеству тепла в Дж, протекающему за 1 с через слой площадью 1 м2 и толщиной 1 м, если разность температур обоих поверхностей слоя равна 1 К, Вт/(м К); *dt/dz* – вертикальный градиент изменения температуры, К/м. Из выражения (1) следует, что *Г =Q/ λ*.

Знак минуса в уравнении (16) свидетельствует о том, что тепловой поток течет в ту сторону, куда температура убывает.

По формуле (16) рассчитывается мгновенный (секундный) тепловой поток в Вт/м2. Часовые, суточные, месячные и годовые суммы теплового потока выражаются в Дж/м2, МДж/м2, ГДж/м2 и т. д.

Коэффициент теплопроводности, характеризующий свойства вещества передавать тепло, для различных горных пород и составных частей почвы неодинаков. В целом теплопроводность горных пород завысит от минерального состава, структуры, текстуры, плотности, пористости, влажности, температуры и давления. При повышении плотности и давления, а значит, понижении пористости теплопроводность пород повышается. С увеличением влажности пород их теплопроводность резко увеличивается, так как коэффициент теплопроводности воды больше коэффициента теплопроводности воздуха. Например, изменение влажности с 10 до 50% может увеличить теплопроводность в 2-4 и более раз. Так, для сухого песка коэффициент теплопроводности 1,0, а для влажного – 2,2 Вт/(м·К). Повышение температуры снижает теплопроводность кристаллических и сухих осадочных пород и увеличивает их у водонасыщенных.

Магматические и метаморфические породы обладают коэффициентом теплопроводности 2-4 (в среднем 3 Вт/(м·К), осадочные – 0,3-5 (в среднем 1,25 Вт/(м·К). Коэффициент теплопроводности гранита 3,2-4,1 Вт/(м·К), песчаника – 1,3-1,7, базальта – 1,3-2,8, известняка–1,67. Средняя теплопроводность земной коры – 2,34 Вт/(м·К). Для сравнения отметим, что коэффициент теплопроводности серебра – 420, меди – 390, дерева – 0,14-0,20 Вт/м·К).

Молекулярная теплопроводность воды весьма незначительна: λ=0,592 Вт/(м·К) при температуре 293 К (20°С). Вода плохо проводит тепло, поэтому в водоемах передача тепла от слоя к слою путем молекулярной теплопроводности происходит чрезвычайно медленно, и обогревание глубинных вод связано главным образом с процессом вертикального перемешивания. Еще более низкой молекулярной теплопроводностью обладает воздух. При температуре 293 К коэффициент теплопроводности неподвижного воздуха составляет всего 0,025 Вт/(м·К).

Низкую теплопроводность имеет рыхлый снег, содержащий большое количество пор, заполненных воздухом. На практике величину теплового потока оценивают следующим образом: определяют темп нарастания температуры вглубь Земли, т. е. определяют геотермический градиент или вертикальный градиент температуры и значение λ для горных пород, слагающих скважину или шахту, в которых производится измерение температуры. Затем, с помощью уравнения (1), вычисляют тепловой поток.

Измерение теплового потока требует большой тщательности и производится на больших глубинах, так как тепловое состояние наружного покрова толщиной в несколько десятков метров определяется метеорологическими факторами.

Температурный градиент измеряется с помощью высокочувствительных электрических термометров сопротивления (обычно термисторов), устанавливаемых на определенном расстоянии друг от друга. На суше это осуществляют, в буровых скважинах с применением мер, позволяющих избежать протекание воды через скважину и помех, создаваемых бурением. Обычно для таких измерений требуются бетонированные скважины глубиной не менее 500м, поэтому наземных измерений теплового потока сделано мало. Теплопроводность пород определяется либо в лаборатории по образцам, либо по скорости повышения температуры при установке в скважине нагревательного устройства.

Измерение температурного градиента в океаническом дне менее трудоемкая процедура, так как на дне обычно имеется достаточно мощный осадочный слой, позволяющий заглубитъ пустотелый зонд длиной в несколько метров. Вдоль зонда укрепляют термисторы, с помощью которых измеряют температуру, а значит, и температурный градиент. Сам зонд используется как пробоотборник: в его полости оказывается проба грунта, теплопроводность которого измеряют уже на поверхности.

Натурные определения теплового потока в различных зонах материков и Мирового океана показывают, что его величина неодинакова в разных районах Земли и колеблется в широких пределах – от 0,025 до 0,168 и даже до 0,4 Вт/м2. Интенсивность теплового потока из Земных недр определяется близостью и мощностью источника тепла, теплопроводностью горных пород и, кроме того, зависит от степени подвижности земной коры и интенсивности эндогенных процессов.

В пределах наиболее устойчивых частей земной коры – щитов и платформ – тепловой поток минимален: наиболее часто его значения равны 0,025–0,042 Вт/м2. В границах спокойных районов континентов большинство измеренных значений теплового потока находится в интервале 0,038- 0,050 Вт/м2 и только местами увеличивается до 0,054-0,059 Вт/м2. В горных районах (Карпаты, Кавказ и др.) наблюдается повышение теплового потока до 0,084-0,168 Вт/м2.

На срединно-океанических хребтах, в рифтовых зонах и участках современного вулканизма тепловые потоки максимальны (0,2-0,4 Вт/м2). Тепловой поток увеличивается в направлении от древних к молодым областям складчатости, а в каждой из них наблюдается возрастание потоков от предгорных прогибов к участкам активного орогенеза. В ложе Мирового океана величина теплового потока близка к величинам на материковых равнинах.

На общем фоне отмеченной закономерности имеются локальные отклонения. Они наблюдаются там где, по представлениям ряда исследователей, имеются локализованные источники тепла, аналогичные вулканическим областям на материках и островках.

На основании 7000 (на 1982 г.) данных натурных наблюдений определено, что среднее значение теплового потока из земных недр через всю поверхность Земли составляет около 3,21· 1013 Вт, или 0,062 Вт/м2. За год тепло этого потока составляет 10,1·1020 Дж, что эквивалентно сжиганию 1,9·1010 т нефти. Среднее значение теплового потока для континентов равно 0,059 Вт/м2, а для океанов – 0,063 Вт/м2.

Ранее считалось, что основной вклад в общий тепловой поток Земли вносит земная кора за счет радиоактивного распада содержащихся в ней элементов. Однако изучение температурного режима Кольской сверхглубокой скважины позволило по-новому ответить на этот вопрос. Основываясь на расчете энергетического баланса земной коры и мантии, Е. А. Козловский показал, что основным источником тепла является дифференциация вещества мантии, а не тепловая энергия распада радиоактивных элементов, содержащихся в породах верхних горизонтов земной коры.

Тепловой поток из земных недр характеризует основной масштаб энергетики планеты. Связанная с ним отдача энергии через поверхность Земли в единицу времени 3,21·1013 Вт примерно в 100 раз больше, чем вся энергия, высвобождающаяся при землетрясениях и вулканической деятельности. С энергетической точки зрения все остальные процессы, протекающие в земных недрах, становятся по сравнению с ним явлениями как бы побочными, сопровождающими лишь тепловую эволюцию Земли.

**13.3 Тепловой баланс Земли**

Солнечная радиация является главным источником тепловой энергии почти для всех природных процессов, развивающихся в атмосфере, гидросфере и в верхних слоях коры. Вследствие этого вопрос о механизме преобразования солнечной энергии в географической оболочке Земли имеет большое значение для разработки широкого комплекса теоретических: и практических проблем. Для их решения необходимо знать: сколько солнечного тепла получает верхняя граница атмосферы, сколько его идет на нагревание атмосферы, на изменение состояния водяного пара в атмосфере; какое количество тепла достигает поверхности суши и океанов, какое идет на нагревание различных тел, на изменение состояния (из твердого в жидкое, из жидкого в газообразное), на химические реакции, особенно связанные с органической жизнью; сколько тепла Земля теряет посредством излучения в небесное пространство и как идет эта потеря.

Основой для изучения всех форм преобразования солнечной энергии во внешней географической оболочке является уравнение теплового баланса, выражающее закон сохранения и превращения энергии. Уравнение теплового баланса используется для выяснения закономерностей развития ряда важных геофизических процессов, протекающих под влиянием обмена и превращения энергии между геосферами и внутри их, для расчета нагревания и остывании суши и водной поверхности, испарения воды, таяния снега, нарастания льда и т. д.

Уравнение теплового баланса может быть составлено для системы атмосфера – земля, т, е. для всей Земли в целом, для атмосферы, земной поверхности, любых участков суши, океанов и морей и т. д. При составлении теплового баланса учитываются все источники поступления и расходования тепла. При этом поступающие потоки тепла учитываются со знаком «+», расходуемые – со знаком «-».

При наличии исходных данных тепловой баланс можно рассчитать за любой промежуток времени – год, месяц, сутки. Все члены уравнения теплового баланса должны быть выражены, в одинаковых тепловых единицах – либо в виде количества тепла, т. е. в Дж, либо в виде интенсивности теплового потока, поступающего в единицу времени на единицу поверхности, т. е. в Вт/м2, Дж/(м2·год) и т. д. Последняя форма более удобна, так как позволяет получить величины, сопоставимые для разных объектов, и избежать громоздких чисел.

Определение составляющих теплового баланса, особенно таких, как например, турбулентный теплообмен, поглощенная солнечная прямая и рассеянная солнечная радиация, эффективное излучение и излучение атмосферы и др., задача довольно сложная. Впервые вопрос об исследовании теплового баланса был поставлен выдающимся географом и климатологом А. И. Воейковым. «Я думаю, – писал он в 1884 г., – что одна из важнейших задач физических наук в настоящее время – ведение приходо-расходной книги солнечного тепла, получаемого земным шаром, с его воздушной и водяной оболочкой». Широкие исследования теплового баланса начались с конца 30-х гг. после создания методики определения его основных составляющих. Работа осуществлялась в двух направлениях: создание специальных приборов для измерения отдельных составляющих баланса и разработка методов расчета составляющих баланса на теоретической основе. Большой вклад в развитие этих направлений внесли исследования шведского ученого А. Ангстрема, норвежского – О. Девика и советских ученых М. И. Будыко, П. П. Кузьмина, М. П. Тимофеева и др.

Наиболее полно к настоящему времени исследован тепловой баланс системы «земля – атмосфера» (т. е. Земли как планеты), атмосферы и земной поверхности. Сведения о балансе отдельных слоев атмосферы (тропосферы, пограничного слоя) и тем более отдельных внутренних геосфер Земли еще нельзя считать полными.

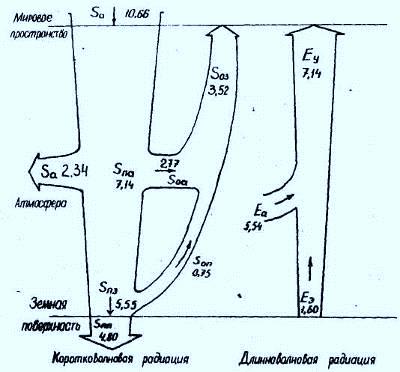
Земля получает тепло, поглощая коротковолновую солнечную радиацию в атмосфере, и особенно на земной поверхности. Солнечная радиация является практически единственным источником поступления тепла в систему «атмосфера-Земля». Другие источники тепла (тепло, выделяемое при распаде радиоактивных элементов внутри Земли, гравитационное тепло и др.) в сумме дают лишь одну пятитысячную долю того тепла, которое поступает на верхнюю границу атмосферы от солнечной радиации *Sо* и при составлении уравнения теплового баланса их можно не учитывать.

Теряется тепло с уходящей в мировое пространство коротковолновой радиацией, отразившейся от атмосферы *Sоa* и от земной поверхности *Sоп*, и за счет эффективного излучения земной поверхностью длинноволновой радиации *Eэ* и излучения атмосферы *Еа*. Таким образом, на верхней границе атмосферы тепловой баланс Земли как планеты складывается из лучистого (радиационного) теплообмена:

*Sо - Sоa - Sоп - Eэ - Еа= ±ΔSз*, (34)

где *ΔSз* – изменение теплосодержания системы «атмосфера-Земля» за период времени *Δt*.

Рассмотрим слагаемые этого уравнения за годовой период. Поток солнечной радиации при среднем расстоянии Земли от солнца приблизительно равен 42,6·109*Дж/(м2·год)*.Из этого потока на Землю поступает количество энергии, равное произведению солнечной постоянной I0 на площадь поперечного сечения Земли *πR2*, т. е. *I0 πR2*, где *R* – средний радиус Земли. Под влиянием вращения Земли эта энергия распределятся по всей поверхности земного шара, равной *4πR2*. Следовательно, среднее значение потока солнечной радиации на горизонтальную поверхность Земли без учета ослабления ее атмосферой составляет *I0 πR2/4πR2=* I0/4, или 0,338 *кВт/м2*. За год на каждый квадратный метр поверхности границы атмосферы в среднем поступает около 10,66·109*Дж*, или 10,66 *ГДж* солнечной энергии, т. е. *S0=10,66* *ГДж/ (м2·год)*. На рисунке 22 эта величина представлена стрелкой S0.



**Рисунок 22 – Тепловой баланс Земли, ГДж/(м2·год)**

Рассмотрим расходную часть уравнения (17). Поступившая на внешнюю границу атмосферы солнечная радиация частично проникает в атмосферу, а частично отражается атмосферой и земной поверхностью в мировое пространство. По новейшим данным среднее альбедо Земли оценивается в 33 %: оно складывается из отражения от облаков (26 %) и отражения от подстилающей поверхности (7 %). Тогда отраженная облаками радиация *Sоа=* 10,66·0,26*=*2,77 *ГДж/(м2·год)*, земной поверхностью – *Sоп=*10,66·0,07*=*0,75 *ГДж/(м2·год)* и в целом Земля отражает 3,52 *ГДж/(м2·год)* (рис. 22, стрелки *Sоа, Sоп, Sоз*).

Земная поверхность, нагретая в результате поглощения солнечной радиации, становится источником длинноволнового излучения, нагревающего атмосферу. Поверхность всякого тела, имеющего температуру выше абсолютного нуля, непрерывно излучает тепловую энергию. Не являются исключением земная поверхность и атмосфера. Согласно закону Стефана – Больцмана интенсивность излучения зависит от температуры тела и его лучеиспускательной способности

*Е=βσТ*,

где *Е* – интенсивность излучения, или собственное излучение, *Вт/м2*; *β* –лучеиспускательная способность тела относительно абсолютно черного тела, для которого *β*=1; *σ* – постоянная Стефана-Больцмана, равная 5,67·10-8 *Вт/(м2·К4)*; *Т* – абсолютная температура тела.

Значения *β* для различных поверхностей колеблются от 0,89 (гладкая водная поверхность) до 0,99 (густая зеленая трава). В среднем для земной поверхности *β* принимают равным 0,95.

Абсолютные температуры земной поверхности заключены между 190 и 350 *К*. При таких температурах испускаемая радиация имеет длины волн 4-120 *мкм* и, следовательно, вся она инфракрасная и не воспринимается глазом.

Собственное излучение земной поверхности *Ез*, рассчитанное, равно 12,05 *ГДж/(м2·год)*, что на 1,39 ГДж/(м2·год), или на 13 % превосходит поступившую на верхнюю границу атмосферы солнечную радиацию *S0.* Столь большая отдача радиации земной поверхностью приводила бы к быстрому ее охлаждению, если бы этому не препятствовал процесс поглощения солнечной и атмосферной радиации поверхностью Земли.

Инфракрасная земная радиация, или собственное излучение земной поверхности, в интервале длин волн от 4,5 до 80 мкм интенсивно поглощается водяными парами атмосферы и только в интервале 8,5-11 мкм проходит сквозь атмосферу и уходит в мировое пространство. В свою очередь, водяные пары атмосферы также излучают невидимую инфракрасную радиацию, большая часть которой направлена вниз к земной поверхности, а остальная часть уходит в мировое пространство. Атмосферную радиацию, приходящую к земной поверхности, называют встречным излучением атмосферы.

 Из встречного излучения атмосферы земная поверхность поглощает 95% его величины, так как по закону Кирхгофа лучеиспускательная способность тела равна его лучепоглотительной способности. Таким образом, встречное излучение атмосферы является для земной поверхности важным источником тепла в дополнение к поглощенной солнечной радиации. Прямому определению встречное излучение атмосферы не поддается и рассчитывается косвенными методами. Поглощенное земной поверхностью встречное излучение атмосферы *Еза*=10,45 *ГДж/ (м2·год)*. По отношению к *S0* оно составляет 98%.

Встречное излучение всегда меньше земного. Поэтому земная поверхность теряет тепло за счет положительной разности между собственным и встречным излученном. Разность между собственным излучением земной поверхности и встречным излучением атмосферы называют эффективным излучением *(Еz)*:

*Еэ = Еz – Еzа* (35)

Эффективное излучение представляет собой чистую потерю лучистой энергии, а, следовательно, и тепла с земной поверхности. Это уходящее в космос тепло составляет 1,60 *ГДж/(м2·год)*, или 15% от поступившей на верхнюю границу атмосферы солнечной радиации (см. рис. 22, стрелка *Еэ*). В умеренных широтах земная поверхность теряет через эффективное излучение примерно половину того количества тепла, которое она получает от поглощенной радиации.

Излучение атмосферы носит более сложный характер, чем излучение земной поверхности. Во-первых, по закону Кирхгофа энергию излучают лишь те газы, которые ее поглощают, т. е, водяной пар, углекислый газ и озон. Во-вторых, излучение каждого из этих газов носит сложный избирательный характер. Поскольку содержание водяного пара с высотой уменьшается, то наиболее сильно излучающие слои атмосферы лежат на высотах 6-10км.

Длинноволновое излучение атмосферы в мировое пространство *Еа*=5,54 *ГДж/ (м2·год)*, что составляет 52 % от притока солнечной радиации к верхней границе атмосферы (на рис. 1 стрелка *Еа*). Длинноволновое излучение земной поверхности и атмосферы, поступающее в космос, называется уходящей радиацией *Еу*. В сумме она равна 7,14 *ГДж /(м2·год)*, или 67 % от притока солнечной радиации.

Подставляя в уравнение (17) найденные значения *S0, Sоа, Sоп, Еэ* и *Еа*, получим *ΔSz*=0, т. е. уходящая радиация вместе с отраженной и рассеянной коротковолновой радиацией *Sоз* компенсируют приток солнечной радиации к Земле. Иными словами, Земля вместе с атмосферой теряет столько же радиации, сколько получает, и, следовательно, находится в состоянии радиационного равновесия.

Тепловое равновесие Земли подтверждается многолетними наблюдениями за температурой: средняя температура Земли от года к году меняется мало, а от одного многолетнего периода к другому остается почти неизменной.

**Лекция 14** **Движение вещества** Земли

14.1 Оценки вязкости астеносферы, мантии, ядра

14.2 Круговорот вещества Земли

14.3 Контракция и тектогенез перисферы

**14.1 Оценки вязкости астеносферы, мантии, ядра**

Характер тектонических процессов, протекающих на разных уровнях в твердой Земле, в значительной степени зависит от физических, точнее реологических свойств отдельных ее оболочек. Важнейшим показателем этих свойств является вязкость. Вязкость горных пород зависит от их петрографического состава, содержания воды, температуры и давления. Первые два фактора, особенно второй, вносят некоторую неопределенность в оценку вязкости глубинных пород, а последние два, закономерно возрастая с глубиной, дают возможность рассчитать изменение вязкости в этом направлении. При этом температурные условия зависят от величины теплового потока, который в свою очередь зависит от возраста коры, особенно океанской. Косвенными показателями вязкости являются скорости распространения сейсмических волн и сейсмическая активность: чем последняя выше, тем с более вязкими, более хрупкими породами мы имеем дело, а отсутствие сейсмичности указывает на переход от хрупкого к пластичному состоянию.

Различия в вязкости сказываются уже при деформации верхнего – осадочного (осадочно-вулканогенного) слоя земной коры. В его составе принято выделять по деформационным свойствам два типа пород – *компетентные* и *некомпетентные*. Первые достаточно упруги, способны передавать напряжения на значительные расстояния, сохраняют свою мощность и в основном определяют форму образующихся складок, их основной каркас. К компетентным породам относятся известняки, доломиты, массивные песчаники, вулканические лавы, образующие достаточно мощные (десятки метров и больше) пачки. Некомпетентные породы обладают повышенной пластичностью, изменяют свою мощность при складкообразовании, ведут себя пассивно и приспосабливаются к форме складок, образуемых компетентными породами. К некомпетентным породам принадлежат глины, соли, гипсы, отчасти мергели и толщи тонкого переслаивания; в частности флиш. При чередовании в разрезе компетентных и некомпетентных пород нередко наблюдается *дисгармоничная складчатость*, в которой компетентные породы образуют крупные складки, а некомпетентные обнаруживают более мелкую и сложную складчатость.

В консолидированной континентальной коре с высокой вязкостью и хрупкостью обладает ее верхняя часть до глубины 10-15 км; в ее пределах и сосредоточена основная сейсмическая активность. Нижняя кора начиная с глубины 15-20 км оказывается существенно пластичной. В некоторых случаях, а именно при более высоком тепловом потоке в верхах нижней коры, на уровне границы Конрада наблюдается новое повышение вязкости и тогда вырисовывается два минимума вязкости – один в низах верхней коры, другой в нижней коре. На уровне границы Мохо вязкость снова возрастает, затем постепенно снижаясь в литосферной мантии, вплоть до границы астеносферы. Таким образом, в континентальной литосфере выделяются один или два уровня пониженной вязкости – в нижней и средней коре, что и обусловливает ее тектоническую расслоенность и различное поведение коры и литосферной мантии в процессе перемещения и деформаций литосферных плит с континентальной корой.

Иные соотношения наблюдаются в океанской литосфере. Общей тенденцией является сначала, до глубины порядка 5 км, резкое возрастание вязкости, затем ее постепенный рост с дальнейшим увеличением глубины, сменяющийся значительно более быстрым падением к границе астеносферы. При этом наблюдается сильная зависимость от возраста литосферы, определяющего степень ее разогрева. Чем моложе океанская литосфера, тем на меньшей глубине начинается падение вязкости. Этим, согласно Р. Майснеру и Т. Уиверу, можно объяснить срыв пластин офиолитовых шарьяжей, включающих кроме пород коры еще 5-7 км по мощности пород верхней мантии. Тем самым получает объяснение факт, что обдукции обычно подвергается молодая и тонкая океанская литосфера. Кроме того, в литосфере с возрастом 30 млн. лет и менее на границе Мохо отмечается понижение вязкости, что создает условия для срыва некоторых офиолитовых покровов непосредственно по поверхности Мохо, тем более что на уровне последней обычно наблюдается интенсивная серпентинизация.

Итак, реологическая расслоенность литосферы является предпосылкой ее тектонической расслоенности, в особенности свойственной континентальной литосфере. Образование тектонических покровов разной глубинности с их отслаиванием в пределах чехла (по пластичным, некомпетентным породам), в основании чехла (по поверхности кристаллического фундамента), в основании верхней коры, по поверхности Мохо и, наконец, вдоль границы литосферы и астеносферы получает свое естественное объяснение.

Переход от литосферы к астеносфере знаменуется более или менее резким, в зависимости от величины теплового потока, понижением вязкости. Вязкость астеносферы под континентами составляет 1021-1022 П (пуаз), под океанами – 1019-1020 П по сравнению с 1022-1026 и 1022-1025 П для литосферы. В отличие от литосферы астеносфера не обладает пределом прочности и ее вещество способно к деформации (течению) даже под действием очень малых избыточных давлений. Именно этим, в конечном счете, обеспечивается изостатическое равновесие литосферы – при возрастании на нее нагрузок и погружении происходит отток астеносферы на глубине и ее нагнетание в область утонения литосферы вследствие денудации или других причин. Скорость подъема земной поверхности при снятии ледовой нагрузки со щитов, подвергавшихся четвертичному покровному оледенению, и дала возможность впервые определить вязкость астеносферы (С.А. Ушаков и др.).

В подастеносферной мантии вязкость должна быть выше, чем в астеносфере, но ее определение затрудняется отсутствием достоверных сведений о температуре на соответствующей глубине. Исходя из того, что вязкость здесь не должна препятствовать конвекции, вязкость средней мантии до глубины 670 км принимается 1022-1023 , а нижней мантии – 1023-1024 П (В.Н. Жарков).

**14.2 Круговорот вещества Земли**

Круговорот веществ на Земле – повторяющиеся процессы превращения и перемещения вещества в природе, имеющие более или менее выраженный циклический характер. Эти процессы имеют определённое поступательное движение, т. к. при так называемых циклических превращениях в природе не происходит полного повторения циклов, всегда имеются те или иные изменения в количестве и составе образующихся веществ. Понятие круговорот вещества нередко трактовалось метафизически, как движение по замкнутому кругу, что в корне ошибочно.

  Около 5 млрд. лет назад произошла дифференциация вещества Земли, разделение его на ряд концентрических оболочек, или геосфер: [*атмосферу*](http://www.booksite.ru/fulltext/1/001/008/080/153.htm), [*гидросферу*](http://www.booksite.ru/fulltext/1/001/008/010/322.htm),[*земную кору*](http://www.booksite.ru/fulltext/1/001/008/046/080.htm), гранитную, базальтовую и др. оболочки, отличающиеся друг от друга характерным химическим составом, физическими и термодинамическими свойствами. Эти оболочки в последующее геологическое время развивались в направлении дальнейшего наиболее устойчивого состояния. Между всеми геосферами и внутри каждой отдельной геосферы продолжался обмен веществом. Вначале наиболее существенную роль играл вынос вещества из недр Земли на поверхность в результате процессов выплавления легкоплавкого вещества Земли и дегазации.

  Поскольку можно судить на основании сохранившихся геологических свидетельств, эта стадия обмена была ещё очень обширной в архейскую эру. В то время имели место интенсивные колебательные движения в земной коре, обширные горообразовательные процессы, создавшие повсеместно складчатость, а также энергичная вулканическая деятельность, результатом которой явились мощные слои базальтов. Широко развиты были интрузии и процессы гранитизации. Все эти процессы осуществлялись в более грандиозных масштабах, чем в последующие геологические периоды. В архейскую эру на поверхность Земли выносились вещества в значительно больших количествах и, возможно, из более глубоких областей планеты. В дальнейшем обмен веществом между глубокими областями и поверхностью Земли сократился. В конце докембрия обособились более спокойные области земной коры – платформы и области интенсивной тектонической и магматической деятельности – геосинклинали. С течением времени платформы росли, а геосинклинальные области сужались.

  В современный период обмен веществом между геосферами по вертикальному направлению достаточно определенно может наблюдаться в пределах 10-20 *км* от поверхности Земли и местами – в 50-60 *км.* Не исключено движение вещества и из более глубоких зон Земли, однако этот процесс в настоящее время уже не играет существенной роли в общем круговорот вещества на Земле. Непосредственно непрерывный круговорот вещества наблюдается в атмосфере, гидросфере, верхней части твёрдой литосферы и в [*биосфере*](http://www.booksite.ru/fulltext/1/001/008/118/337.htm). Со времени появления биосферы (около 3,5 млрд. лет назад) круговорот вещества на Земле изменился. К физико-химическим превращениям прибавились биогенные процессы. Наконец, огромной геологической силой стала ныне деятельность человека.

  Таким образом, круговорот вещества на Земле в процессе развития нашей планеты изменялся и в современный период с геологической точки зрения наиболее интенсивен на поверхности Земли. В интенсивный обмен захватывается в литосфере, атмосфере, гидросфере и биосфере единовременно лишь небольшая часть вещества этих оболочек. Наблюдаемый круговорот вещества на Земле слагается из множества разнообразных повторяющихся в основных чертах процессов превращения и перемещения вещества. Отдельные циклические процессы представляют собой последовательный ряд изменений вещества, чередующихся с временными состояниями равновесия. Как только вещество вышло из данной термодинамической системы, с которой оно находилось в равновесии, происходит его дальнейшее изменение, пока оно не возвратится частично к первоначальному состоянию. Полного возвращения к первоначальному состоянию никогда не происходит. Вместе с тем благодаря этим повторяющимся процессам на поверхности Земли обеспечивается известная стабильность её рельефа. Яркой иллюстрацией этого может служить круговорот воды в природе.

  С поверхности океана испаряется ежегодно огромное количество воды, но при этом нарушается её изотопный состав: она становится беднее тяжёлым водородом по сравнению с океанической водой (в результате фракционирования изотопов водорода при испарении). Между поверхностным слоем воды океана и массой воды более глубоких его зон существует свой регулярный, установившийся обмен. Между парами воды и водой атмосферы и водоёмов устанавливаются локальные временные равновесия. Пары воды в атмосфере конденсируются, захватывая газы атмосферы и вулканические газы, а затем вода обрушивается на сушу. Часть воды при этом входит в химические соединения, другая в виде кристаллогидратной, сорбированной и многих др. форм связывается рыхлыми осадками земной коры, погребается вместе с ними и надолго оставляет основной цикл. Осадки в процессе метаморфизации и погружения в глубь Земли под влиянием давления и высокой температуры (например, интрузии) теряют воду, которая поднимается по порам пород и появляется в виде горячих источников или пластовых вод на поверхности Земли, или, наконец, выбрасывается с парами при вулканической деятельности вместе с некоторым количеством ювенильных вод и газов. Другая же, основная масса воды, извлекая растворимые соединения из пород литосферы, разрушая их, стекает реками обратно в океан. В результате этого процесса солевой состав океана в геологическом времени изменяется. Химические элементы, образующие легкорастворимые соединения, накапливаются в морской воде. Труднорастворимые соединения химических элементов быстро достигают дна океана.

  Другой пример – круговорот кальция. Известняки (как и др. породы) на континенте разрушаются, и растворимые соли кальция (двууглекислые и др.) реками сносятся в море. Ежегодно в море сбрасывается с континента около 5·108 *т* кальция. В тёплых морях углекислый кальций интенсивно потребляется низшими организмами – фораминиферами, кораллами и др. – на постройку своих скелетов. После гибели этих организмов их скелеты из углекислого кальция образуют осадки на дне морей. Со временем происходит их метаморфизация, в результате чего формируется порода – известняк. При регрессии моря известняк обнажается, оказывается на суше и начинается процесс его разрушения. Но состав вновь образующегося известняка несколько иной. Так, оказалось, что палеозойские известняки более богаты углекислым магнием и сопровождаются доломитом, известняки же более молодые – беднее углекислым магнием, а образования пластов доломитов в современную эпоху почти не происходит. Наконец, при излиянии лавы известняки частично могут быть ею ассимилированы, т. е. войти в большой круговорот вещества.

  Таким образом, отдельные циклические процессы, слагающие общий круговорот вещества на Земле, никогда не являются полностью обратимыми. Часть вещества в повторяющихся процессах превращения рассеивается и отвлекается в частные круговороты или захватывается временными равновесиями, а другая часть, которая возвращается к прежнему состоянию, имеет уже новые признаки.

  Продолжительность того пли иного цикла можно условно оценить по тому времени, которое было бы необходимо, чтобы вся масса данного вещества могла обернуться один раз на Земле в том или ином процессе (табл. 4).

**Таблица 4 – Время, достаточное для полного оборота вещества**

|  |  |
| --- | --- |
| Вещество | Время (годы) |
| Углекислый газ атмосферы (через фотосинтез) | ≈ 300 |
| Кислород атмосферы (через фотосинтез) | ≈ 2000 |
| Вода океана (путём испарения) | ≈ 106 |
| Азот атмосферы (путём окисления электрическими разрядами, фотохимическим путём и биологической фиксацией) | ≈ 108 |
| Вещество континентов (путём денудации – выветривания) | ≈ 108 |

 В круговороте вещества участвуют химические элементы и соединения, более сложные ассоциации вещества и организмы. Процессы изменения вещества могут носить преимущественно характер механического перемещения, физико-химического превращения, ещё более сложного биологического преобразования или носить смешанный характер. К. в., как и отдельные циклические процессы на Земле, поддерживаются притекающей к ним энергией. Её основными источниками являются солнечная радиация, энергия положения (гравитационная) и радиогенное тепло Земли, когда-то имевшее исключительное значение в происходивших на Земле процессах. Энергия, возникшая при химических и др. реакциях, имеет второстепенное значение. Для отдельных частных круговоротов вещества можно оценить затраченную энергию; например, для ежегодного испарения масс воды с поверхности океана расходуется около 10,5·1023 Дж (2,5·1023кал),или 10 % от всей получаемой Землёй энергии Солнца.

  Классификация круговорота вещества на Земле ещё не разработана. Можно говорить, например, о круговоротах отдельных химических элементов или о биологическом круговороте вещества в биосфере; можно выделить круговорот газов атмосферы или воды, твёрдых веществ в литосфере и, наконец, круговорот вещества в пределах 2-3 смежных геосфер. Изучением круговорота вещества занимались многие русские учёные. В. И. [Вернадский](http://www.booksite.ru/fulltext/1/001/008/004/221.htm) выделил геохимическую группу так называемых циклических химических элементов; к ним относят практически все широко распространённые и многие редкие химические элементы, например углерод, кислород, азот, фосфор, серу, кальций, хлор, медь, железо, йод. В. Р. [Вильямс](http://www.booksite.ru/fulltext/1/001/008/005/056.htm) и многие др. рассматривали биологические циклы азота, углекислоты, фосфора и др. в связи с изучением плодородия почв. Из цикличности химических элементов особенно важную роль в биогенном цикле играют углерод, азот, фосфор, сера.

**14.3 Контракция и тектогенез перисферы**

В основе механизма формирования оболочек Земли лежат процессы физико-химических реакций и последующая термогравитационная дифференциация в области внешнего ядра и в астеносфере. Эволюция протовещества сопровождается ростом металлического ядра, что неизбежно ведет к уплотнению глубинного вещества и уменьшению общего объема Земли. Рассматриваемый процесс усиливается потерей массы за счет диссипации водорода, гелия, аргона и, возможно, других летучих, а также теплопотерями. К другим летучим относятся пары и газы воды, азота, хлора, серы, фтора, углекислого газа, вулканические дымы HСl и HF и др., перебрасываемые из недр Земли через астеносферу на поверхность, в гидросферу и атмосферу, захороняемые в породах литосферы. При этом только уплотнение первичного вещества в результате распада дигидрита протовещества с плотностью 2,9 г/см3 и наращивания металлического ядра плотностью 7,5 г/см3 (без учета сжатия) должны уменьшить объем Земли на 0,42×1027 см3 (Кесарев, 1976). Объем сокращается также за счет уменьшения массы Земли и общего охлаждения (теплопотери). Например, убыль массы только за счет диссипации водорода (Н) составляет 3,6×1025 г, гелия (4Не) – 1×1020 г, аргона (40Ar) – 6,5×1019 г, других летучих (N2C, Cl, S) – 11,4×1022 г и воды – 4,2×1024 г, что в сумме составляет около 4,2×1025 г. Полученная величина сравнима с массой каменной оболочки плотностью 2,67 г/см3 и толщиной 33 км (до границы Махоровичича), равной 5×1025 г. Поскольку масса современной Земли равна 5,94×1027 г, то масса молодой Земли с учетом полученных данных была на 4,2×1025 г больше, т.е. 5,982×1027 г, или примерно 6,0×1027 г. Следовательно, ее радиус был больше современного на 780 км, а средняя плотность меньше на 1,68 г/см3 (Кесарев, 1976). Поскольку в первый миллиард лет жизни планеты шло формирование рекреационных зон, то вследствие увеличения в них объема протовещества Земля первоначально испытала умеренное расширение, которое можно оценить величиной 150 км (Орлёнок, 1980). В последующем это расширение сменилось прогрессирующим сжатием из-за начавшегося процесса аккреции и диссипации массы. С учетом приведенных цифр общее уменьшение радиуса Земли за период около 3,9-4,0×109 лет составило 630 км. Возникает вопрос: а какова величина прироста радиуса за счет выпадения на поверхность Земли космического вещества в виде метеоритов, тектитов и др.? Анализ содержания микрометеоритного вещества в морских осадках (Лисицын, 1974) и скважинах ледников Гренландии и Антарктиды позволил Э. В. Соботовичу (1976) оценить их ежегодную массу в 1012 г (1 млн. т). С учетом всей поверхности Земли, равной 5,1×108 км2, на 1 км2 приходится 2×10-7 г/см2. Если после образования планеты среднее ежегодное количество поступавшего вещества не отличалось от наблюдаемого за последние сотни лет (1012 г), то за историю Земли (4×109 лет) должно было выпасть на поверхность М = 1012 г/год×4×109 лет = 4×1012 г. Следовательно, на каждый квадратный сантиметр площади выпало 2×10-7 г×1010 г = 2×103 г. Если вес 1 см3 космического вещества положить равным 10 г, то это означает, что общая мощность выпавшего материала составила не более 2 м (Орлёнок, 1980). Примерно такое количество космического вещества обнаруживается в соляных отложениях и глинах в виде оплавленных сферу, чаще всего микронного диаметра. Предположение же о том, что Земля в настоящее время находится в полосе, насыщенной космической пылью, не подтверждается изучением зодиакального свечения, согласно которому в окрестностях Земли одна микрочастица приходится на 10 км3. Следовательно, приращение радиуса Земли за счет последующего выпадения космического вещества на ее поверхность весьма невелико, а его роль в седиментации – ничтожна.

Итак, уменьшение объема Земли должно сопровождаться сокращением площади ее поверхности. Как будет происходить этот процесс? Анализ гипсометрической кривой и данные по поверхности выравнивания показывают, что примерно 90% поверхности Земли занимают равнины и лишь около 10 % – горные вулканические образования и глубоководные желоба. В общепланетарном масштабе рельеф Земли представляет собой две поверхности выравнивания, ступенью материкового склона смещенные относительно друг друга. Это континентальные и океанические платформы. Внутри их различают ступени более высокого порядка, а по границам равнин, как правило, располагаются линейно вытянутые узкие горные области. Лестницы террас на их склонах отчетливо фиксируют этапы относительного опускания прилегающих платформенных равнин.

Рельеф Земли отображает, прежде всего, уровни различного опускания ее поверхности. Все горные системы располагаются по границам этих ступеней, т.е. по границам различно опущенных относительно друг друга поверхностей выравнивания.

Теперь вспомним, что океанообразование сопровождалось обширным и многократным вулканизмом, выносом эндогенной воды и проседанием дна котловин. Каменная оболочка перисферы, чутко следуя уменьшающемуся объему сферы, пассивно «садится» в разреженное пространство астеносферы, как только скопившиеся здесь летучие, избытки пепла и магмы оказываются переброшенными на поверхность планеты. Легкая перисфера опускается благодаря образующемуся недостатку масс под ней – в астеносфере, которая, в свою очередь, испытывает нисходящее движение по радиусу за сжимающейся сферой Земли (Орлёнок, 1980). При этом в верхах астеносферы происходит скопление выплавок материала с относительно легким удельным весом (металлы опускаются к ее подошве) и газообразных продуктов дифференциации. Отсюда блоки перисферы пассивно следуют вдоль радиуса по мере дегазации и вулканизма астеносферы, т.е. немедленно занимают «освободившееся» сферическое пространство.

Все это находит подтверждение в приуроченности трапповых провинций континентов к синеклизам платформ, т.е. к зонам опусканий перисферы. После завершения цикла магматизма регион, как правило, испытывает погружение и трансгрессию. Например, заложению многих синеклиз и прогибов платформ (Балтийской, Московской, грабена Осло и др.) предшествовали однократные трапповые излияния байкальского тектонического этапа (венда). Внутриматериковые прогибы более глубокого заложения (6-10 км) характеризуются повторными (в палеозое и мезозое) проявлениями траппового магматизма (Днепровско-Донецкий прогиб, Североморская впадина, грабены Торнквиста, Рейнский и др.) Однако при этом циклы магматизма разделены интервалами в сотни миллионов лет (Семененко, 1975). Кайнозойский трапповый магматизм в океанах охватил уже 2/3 площади планеты и также предшествовал последующему погружению всего этого региона. Многократное возобновление его на одних и тех же площадях в течение необычайно краткого (40 – 50 млн. лет) интервала времени привело к быстрому и глубокому обрушению перисферы и образованию впадин Мирового океана. Таким образом, амплитуда и динамика проседания перисферы *А(t)* прямо пропорциональна напряженности траппового магматизма U(t) и числу его циклов *N* и обратно пропорциональна длительности среднего интервала времени *Δt* между ними:

69673%7E002. (36)

Полученное выражение характеризует внешнее проявление динамики перисферы, что в конечном итоге отражает активность процессов в ядре и астеносфере. Оно показывает, что чем больше циклов и чем чаще они следуют друг за другом, тем быстрее и интенсивнее идет относительное проседание перисферы Земли в разуплотненное (освобождающееся от магмы и летучих) пространство астеносферы. Этот закон, видимо, универсален для Земли и может быть использован для объяснения тектоники ее «доокеанического» периода, т.е. большей части фанерозоя и докембрия.

Анализ формулы показывает, что при нулевом цикле *(N = 0)* и, следовательно, отсутствии траппового магматизма относительного погружения перисферы не происходит *А(t) = 0*. Трансгрессия, если таковая наступает в данном случае, должна быть объяснена эвстатическим подъемом уровня моря, что, естественно, имеет место между интервалами общей аккреции Земли. Иными словами, медленная трансгрессия сочетается с тектоническим покоем. Выносимые на поверхность массы эндогенной воды не компенсируются стабильной емкостью морских впадин. Седиментация усугубляет этот процесс, и избыток воды выплескивается на низменную сушу.

Таким образом, используя найденную закономерность, можно наметить для позднего протерозоя (венда) – фанерозоя динамический ряд структур, тектоника которых укладывается в определенную схему. Области, где в указанный период отсутствовал трапповый магматизм, оказались в дальнейшем динамически наиболее стабильными. К ним относятся все докембрийские щиты. Не случайно под ними не удается обнаружить астеносферы. Области однократного (моноцикличного) магматизма (в венде) явились регионами будущих синеклиз платформы. Двух-трехкратное (включая и вендское) полицикличное, с интервалами в 100 – 200 млн. лет, проявление магматизма характерно для внутриплатформенных прогибов более глубокого заложения (авлакогенов). Наконец, полицикличный магматизм с небольшими интервалами (5-10 млн. лет) привел к образованию современных океанических впадин. Итак, структурный ряд – щиты, синеклизы, прогибы, впадины океанов – отражает, прежде всего, различные ступени эволюции астеносферы под этими регионами. В свою очередь, формирование астеносферы всецело обусловлено объемом летучих и тепла, диффундируемых через оболочку под подошву перисферы из зоны внешнего ядра. Следовательно, гигантский размах кайнозойского траппового магматизма характеризует усиление активности процессов в ядре Земли, аккреции ее оболочки с образованием многочисленных диффузионных каналов под секторами будущих океанов.

Уменьшение объема Земли за счет уплотнения протовещества, диссипация водорода, других газов и продуктов диссипации воды вместе с сокращением радиуса и, естественно, площади поверхности неизбежно ведет к опусканию уровней перисферы. Этот процесс неравномерен как в пространстве, так и во времени. Неравномерные вдоль радиуса опускания ведут к образованию разновысотных поверхностей выравнивания сферы. Эти разноамплитудные опускания поверхности сферы, а не горизонтальное равномерное сжатие и складкообразование Эли де Бомона и Э. Зюсса обеспечивают сокращение площади поверхности Земли в ходе ее контракции. И в этом – главное отличие нашей «холодной» контракции от классической контракции Зюсса, помимо ее исходной посылки (Орлёнок, 1980).

Сокращение поверхности сжимающейся сферы достигается не всеобщим пликативным сжатием ее каменной оболочки, а опусканием на разные уровни отдельных ее блоков. Огибающая этих дискретных поверхностей будет равна по площади начальной поверхности Земли.

Таким образом, мы приходим к важному выводу, определяющему всю направленность рельефообразования на нашей планете.

Сокращение поверхности Земли вследствие уменьшения ее объема и прогрессирующего уменьшения радиуса ведет к увеличению контрастности и глубины расчлененности рельефа твердой перисферы. Следовательно, размах амплитуды дифференцированности рельефа планеты прямо пропорционален экзогенному фактору, характеризующему интенсивность разрушения рельефа, что в конечном итоге определяется наличием или отсутствием свободной воды на поверхности планеты. Математически этот вывод можно записать так (Орлёнок, 1980):

69673%7E004 *(км)*, (37)

где *А* – средняя амплитуда расчлененности рельефа поверхности, км; *Т* – возраст планеты, млн. лет; *Q* – экзогенный фактор, определяемый в км/год; *К* – коэффициент пропорциональности, характеризующий относительную внутреннюю активность планеты.

Для планет Солнечной системы *Т* = 4,5×109 лет, т.е. величина постоянная. Для современных Земли, Луны, Марса, Меркурия величина *А* имеет один порядок, следовательно, *А* = 4,5 км. Отсюда отношение коэффициентов *К* планет к соответствующему коэффициенту Земли будет характеризовать меру их внутренней активности в сравнении с Землей:

69673%7E006. (38)

Таким образом, о внутренней активности планет относительно Земли можно судить по отношению их экзогенных факторов. Расчеты показывают (Орлёнок, 1980), что, например, активность процессов в недрах Луны в 500 тысяч раз меньше, чем в недрах Земли, т.е. практически близка к нулю:

69673%7E008. (39)

Коль скоро имеет место сокращение радиуса Земли, предсказываемое контракцией, то можно попытаться найти эту величину. Если современный периметр планеты составляет *D1*, а позднедокембрийский – *D2*, то величина

69673%7E010 (40)

и будет характеризовать сокращение радиуса Земли за время 580 млн. лет, т.е. в течение фанерозоя. Проведенные расчеты показали (Орлёнок, 1980), что средняя величина радиуса Земли 600-1000 млн. лет назад была на 261 км больше, чем современная, т.е. если современный радиус равен 6371 км, то в конце докембрия он был 6632 км, что соответствует уменьшению площади Земли примерно на 4 млн. км2. Полученное значение сокращения радиуса совпадает по порядку величин с теоретическим В. Кесарева (1976) – 195 км/млрд. лет. Имеющиеся расхождения могут быть отнесены за счет неточности определения возраста и глубины фундамента либо переработанного протовещества. Тем не менее, достигнутое независимыми методами совпадение весьма убедительно и служит важным доказательством правильности теоретических предпосылок и расчетов, сделанных выше. Это, в свою очередь, не оставляет сомнений относительно общей направленности процесса эволюции перисферы Земли, в основе которого лежит разновременное и разноамплитудное опускание ее блоков. Таким образом, опускание твердой перисферы, подготовленное иерархией процессов в ядре и астеносфере, является ведущим тектоническим процессом на поверхности Земли. Все остальные виды движений ее будут производными от этого главного процесса. Следовательно, на Земле, имеющей гравитационную организацию вещества, нет такого механизма, который бы порождал вздымание твердой перисферы. Предполагаемый некоторыми исследователями вслед за Ван Беммеленом механизм всплывания легкого материала с границы «жидкого» ядра через нижнюю мантию (слой D) с последующей остановкой под подошвой каменной оболочки весьма умозрителен. За длительную историю развития планеты подобные астенолиты неоднократно переплавили бы нижнюю мантию, что, несомненно, ускорило бы переработку первичного планетного вещества. В результате Земля давно бы достигла лунной стадии. Этого не произошло потому, что плотная оболочка, обладающая исключительно низкой теплопроводностью, пропускала лишь летучие продукты дегазации ядра, а не расплавленную массу силикатов и окислов. Поэтому и невозможна конвекция в нижней мантии, на что указали Г. Джеффрис (1960, 1975) и Л. Кнопов (1975).

В нашей схеме также следует предположить, что миграция летучих из зоны ядра происходила не непрерывно, а дискретно, по мере их скопления в верхах реакционной зоны. В противном случае непрерывный поток мог переплавить нижнюю мантию под секторами океанов. Однако сколько-нибудь существенных аномалий, по данным сейсмологии, здесь не наблюдается (Буллен, 1976).

Итак, нам теперь становятся более понятными причины образования океанических впадин. В конце фанерозоя усиливаются потоки тепла и летучих из зоны внешнего ядра под сектора современных океанических областей. Они имеют преимущественно меридиональное, т.е. согласно с осью вращения Земли, простирание. Это служит указанием на то, что причины данного явления связаны с динамикой вращения планеты и, возможно, аккрецией нижней мантии вслед за уменьшающимся объемом ядра. Скопление избытков тепла и летучих способствовало вовлечению в дегидратацию почти 50-километровой толщи кислородно-силикатной оболочки. Последующая дегазация астеносферы и разгрузка от магматического материала образовали в ней разреженное пространство, в которое пассивно опускалась перисфера. Так возникли две главные волны контракции – океанические впадины и континентальные блоки, которые по отношению к первым следует рассматривать как остаточные возвышенности.

В дальнейшем в ходе последующей глобальной контракции сферы внутри этих главных ступеней рельефа возникают структуры более высокого порядка – впадины и возвышенности, развивающиеся уже на главной волне контракции. Таким образом, все горы на поверхности Земли, за исключением вулканических (перенос масс), являются остаточными возвышенностями, образовавшимися в результате опускания соседних блоков земной поверхности. Поэтому от понятия «поднятие», широко распространенного в геологической литературе, и всего, что с ним связано, необходимо решительно отказаться.

Учитывая определенную периодичность глобальных циклов активизации тектогенеза на поверхности Земли, составляющих 42-45 млн. лет (Максимов и др., 1977), и корреляцию их с динамическими явлениями ближнего Космоса, важнейшим из которых следует считать взаимодействие системы Земля-Луна и интенсивность солнечного излучения, необходимо признать возможность существования внешнего спускового механизма, регулирующего циклы сжатия Земли по мере накопления продуктов дегазации нижней мантии и астеносферы.

Циклы интенсивной разгрузки, возникающие под влиянием внешнекосмического фактора, проявляются в настоящее время в повышении тектонической активности на поверхности Земли в виде вулканизма и землетрясений, связанных с линиями глубинных разломов, фиксирующих границы нисходящих на более низкие уровни блоков перисферы.

Иными словами, как справедливо заметил Э. Зюсс, все многообразие геологических явлений на поверхности Земли, по-видимому, сводится к немногим общим принципам.

Какова же в свете изложенного тектоническая позиция островных дуг и приконтинентальных желобов с их глубокофокусными землетрясениями (Н = 300-700 км) и вулканизмом, особенностями гипсометрии и рельефа? Первое, что помогает нам понять генезис этих структур, – это положение очагов землетрясений. Существование наклонной полосы гипоцентров (плоскость Беньофа) на глубинах астеносферы и далеко за ее пределами указывает на существование здесь аномального уплотнения вещества, вытянутого вдоль узких зон меридионального простирания. Они расположены по границам опускающихся океанических платформ. Это может быть следствие динамического сжатия перисферы в ходе общей контракции Земли. Наклон плоскости Беньофа характерен для скалывающихся напряжений, возникающих при сильном горизонтальном сжатии верхов перисферы. Существование подобных горизонтальных напряжений в земной коре, достигающих 300-500 кг/см2, известно на континентах (Кропоткин, 1977). Вулканизм островных дуг может быть обусловлен выносом летучих и тепла, проникающих по разломам в нижней мантии непосредственно из внешнего ядра. Об этом свидетельствует и глубинный характер магм, представленных преимущественно щелочными оливиновыми базальтами в ассоциации с перидотитами и карбонатитами, для которых типичны недостаток кремнезема и высокие водно-водородные соотношения (Семененко, 1975).

*Важнейшие тектонические следствия контракции*

1. Сокращение поверхности Земли, вследствие уменьшения ее объема и прогрессивного уменьшения радиуса, ведет к увеличению контрастности и глубины расчлененности рельефа перисферы.

2. Океанические бассейны и континентальные блоки – это наинизшие гармоники контракции, образовавшиеся в начальный период сжатия перисферы, пассивно приспосабливающейся к внутреннему уменьшению объема сферы.

Впадины и возвышенности в пределах этих главных геотектур суть гармоники сжатия более высокого порядка, наложившиеся в более поздние этапы развития Земли на основные гармоники контракции и отражающие дальнейший процесс уменьшения площади поверхности Земли.

3. В пределах перисферы не могут происходить поднятия отдельных его сегментов. Вся поверхность ее – суть чередования разнообразных по форме уровней различной скорости и амплитуды опусканий, впадин и остаточных возвышенностей.

Следовательно, все без исключения невулканические горные хребты, валы, высокие плато как в областях наинизшего опускания сферы (океанических бассейнах), так и в областях положительной волны контракции (континентах) являются остаточными возвышенностями. Иными словами, как справедливо заметил Ганс Клоос, – это положительные формы, связанные с отрицательными явлениями.

4. Наиболее древними остаточными возвышенностями являются щиты. В результате длительной денудации они должны иметь сокращенную мощность земной коры в целом и гранитометаморфического слоя в частности. Относительная вертикальная стабильность щитов обусловлена отсутствием астеносферы под ними (Кнопов, 1975), т.е. им некуда садиться. Это указывает на то, что в докембрии щиты являлись областями более быстрого проседания по сравнению с окружающими участками поверхности, занимаемыми ныне платформами. После докембрия, а точнее, с начала фанерозоя, обстановка переменилась – относительная скорость и амплитуда погружения окружающих участков коры (платформ) стала больше, чем на щитах. В древнейших остаточных возвышенностях суши в результате эрозии гранитного слоя возможен вывод на поверхность пород мантии. Примером может служить Урал.

5. Рифтовые системы океанических бассейнов отражают кайнозойский этап аккреции Земли. Их раскрытие обусловлено быстрым опусканием прилегающих участков котловин и растягивающими напряжениями на своде остаточной возвышенности. Возникшие при этом глубокие разломы явились подводящими каналами вулканизма, приведшего к формированию сложнорасчлененного рельефа в области гребня (на своде структуры). Это современные глобальные зоны тепломассопереноса из астеносферы, и, следовательно, вызваны они глобальными процессами всеобщей аккреции Земли. Другие подводные невулканические валы и хребты – суть остаточные возвышенности кайнозойского этапа опусканий дна.

Островные дуги и тихоокеанское подвижное кольцо являются внешним проявлением интенсивных (с образованием разломов) опусканий участков континентальных периферий котловины Тихого, Атлантического и Индийского океанов. В целом впадина Тихого океана в настоящее время «садится» быстрее, чем в других океанах.

6. Трансгрессия – это эпохи длительной задержки аккреции поверхности Земли; регрессии, наоборот, – интенсивных ее опусканий. Границы этих эпох должны характеризоваться тектонической активизацией, вулканизмом и землетрясениями – то, что ныне называют эпохами «складчатости». Следовательно, в период регрессии тектоническая активность перисферы усиливается. Современная эпоха регрессии как раз и характеризуется таким усилением активности.

7. Складчатость пород – это, по существу, дислокационная и гравитационная складчатость, возникающая на границах относительного смещения блоков и наклонных поверхностей жесткой литосферы. В целом она должна затухать с глубиной прогиба. Здесь же на границах блоков при значительных амплитудах быстрых опусканий должны возникать интрузивно-эффузивные образования. Таким образом, все горизонтальные смещения пород возникают как производные вертикальных опусканий уровней сферы и ограничиваются наклонами и течением осадочных пород (t составляет десятки тысяч лет). Никаких глобальных горизонтальных перемещений континентов в духе мобилистических реконструкций, равно как и геосинклинального процесса, не существует. Не существует и процесса базификации коры в том плане, как он рассматривается В. Белоусовым (1962, 1976). Рассмотренные выше горизонтальные перемещения пород, а также значительные опускания некоторых краевых областей континентов могли создать впечатление всеобщности, так как они в действительности существуют. Но области их существования весьма ограничены и подчинены главному тектоническому движению перисферы – нисходящему вдоль радиуса. Они – суть вектора этого основного движения.

**2 Практический раздел**

**2.1 Перечень лабораторных работ**

Лабораторная работа 1 Структурные элементы галактик

Лабораторная работа 2 Анализ годографов Джеффриса-Буллена

Лабораторная работа 3 Вычисление плотности вещества Земли

Лабораторная работа 4 Расчет основных интегральных характеристик Земли

Лабораторная работа 5 Расчет нормального гравитационного поля Земли

Лабораторная работа 6 Расчет температуры земной коры

Лабораторная работа 1 Структурные элементы галактик

**Сведения из теории**

До 20-х годов прошлого столетия астрофизики считали, что наша Вселенная является стационарной. А. Эйнштейном выведены были специальные гравитационные уравнения для описания стационарной Вселенной. На основе новых решений А.А. Фридман установил, что наша Вселенная нестационарна, и она расширяется. Исходя из этих данных Г.А. Гамов (1946 г.) предложил модель горячей Вселенной, ныне принятую подавляющим большинством исследователей процессов эволюции Вселенной.

В соответствии с этой моделью Вселенная вначале была сосредоточена в квазиточке размером 10-33 см, и плотностью ~ 1093 г/см3 и температурой свыше 1033 К. Такая частица получила название суперадрона. Примерно 15-20 млрд. лет тому назад она взорвалась, и Вселенная стала расширяться.

Этап эволюции расширяющейся Вселенной астрофизики разделяют на 4 эры: а) адронная, б) лептонная, в) излучения, г) вещества. В последней стали возникать атомы водорода и гелия, из которых в последующем образовались галактики, черные дыры, звёзды, планеты и другие космические объекты.

Галактики стали формироваться спустя примерно 3 млрд. лет после начала расширения Вселенной в местах скопления облаков нейтринного газа, представляющего собой так называемые гравитационные ямы. При скоплении в таких местах неоднородностей порядка 1040 т начинают возобладать процессы сдавливания вещества преимущественно в двух противоположных направлениях. Всего астрономы выделяют 4 типа галактик: эллиптические, спиральные, линзовидные и неправильные.

Во Вселенной в настоящее время насчитывается 1014 Галактик. Наша Галактика (Млечный путь) относится к спиральному типу. В ней порядка 200 млрд. звёзд общей массой 3∙1038 т.

Формирование звёзд начинается сразу после образования Галактик. Солнце образовалось около 5 млрд. лет назад, его масса (М С) составляет 2∙1027 т. В нашей Галактике на звёзды приходится 97% всей её массы. Остальная часть материи распределена в виде межзвёздного газа и пыли.

Звёзды и их планетные системы образуются из газопылевых туманностей. Академик О.Ю. Шмидт, изучая эту проблему, пришёл к заключению, что Солнце и планеты образовались не из горячей, а из холодной газопылевой туманности. Ранее Кантом-Лапласом развивалась гипотеза о происхождении Солнца и планет из горячей газопылевой туманности.

В общей сложности процесс образования Солнца занимает порядка 50 млн. лет. Планеты формируются на периферии этого газопылевого облака. Образование землеподобных планет происходит в течение ~100 млн. лет. В настоящее время считается, что Солнце образовалось 4,6 млрд. лет назад, а землеподобные планеты – 4,55 млрд. лет назад. Процесс формирования Юпитера и Сатурна протекал порядка 100 млн. лет, а Урана и Нептуна – 0,5 млрд. лет. Плутон же, возможно, ещё не закончил этот процесс.

*Планеты*

Под планетами понимают космические тела массой 1017 - 1026 т. Вещество в них находится в конденсированном состоянии и эволюционирует за счет процесса гравитационной дифференциации, радиогенной энергии и т.д. В объектах с массой, на порядок больше указанного предела, начинают протекать термоядерные реакции, свойственные звёздам.

К настоящему времени достоверно установлено наличие 9 планет в Солнечной системе.

*Планетарная система Земля-Луна, аспекты её изучения*

Земля и её спутник Луна образуют систему, которая в известном смысле является уникальной для всей солнечной системы: отношение масс Луны и Земли равно 1: 81.3, что чрезвычайно велико для спутника. Около 80% момента количества движения системы приходится на долю орбитального движения Луны.

Приливное взаимодействие Земли и Луны вызывает постепенную потерю энергии вращения системы. В результате этого взаимодействия Луна оказалась постоянно обращённой к Земле одной и той же стороной.

Задание

Составить схемы структурной связи «Адрон – система «Земля-Луна», а также базы физико-химических и других параметров по разделам: «Адрон, Вселенная, Галактика, Черные дыры, Звезды, Солнечная система, Солнце, планеты».

Исходные данные:

*Земля:*радиус RЗ ≈ 6370 км, масса МЗ ≈ 5,98∙1021 т; плотность ρ ≈ 5,52 г/см3, угловая скорость вращения Земли ω ≈ 7,29∙10-5 с-1; скорость прецессии земной оси ωр = 50,25"/год; постоянная прецессии (динамического сжатия) Земли H=1/305,51

*Галактики:* Всего 1014; форма: эллиптические, спиральные, линзовидные, неправильные

*Солнце:* Излучает энергию 3,9∙10 МВт, нормальный карлик, желтый цвет; радиус RС = 696265 км; радиус солнечного ядра Rядра = 0,3 RС; масса MС = 2∙1027 т; плотность ρ = 1,41 г/см3 (ядро 150 т/см3); температура t0 = 14 млн.°С, линейная скорость движения VС = 250 км/c. Состав: водород 70%, гелий 27%, тяжелые элементы 3%; время обращения вокруг центра Галактики 212 млн. лет

*Галактика Млечный путь*: ~ 200 млрд. звезд с общей массой m = 3∙1038 т; линейная скорость движения V = 600 км/c; диаметр D = 100 тыс. свет. лет; толщина – 1000 световых лет.

*Звезды*: Масса всех звёзд Галактики m = 97% ; 0,1 MС < Мзвезды<10 MС ; MС=2∙1027 т

*Адрон*: время эры Т = 10-44с, диаметр D = 10-33 см, плотность ρ = 1093 г/см3, температура t0 =1033 0К

*Солнечная система*: Облако имело массу 2-3 MС; температуру Т = -220°С; Состав: водород, гелий, азот, кислород, пары воды, метила и углерода; пылинки: оксид кремния, магния, железа

*Планеты*: тела с массой m=1017-1026 т; Меркурий, Венера, Земля, Марс, Пояс астероидов, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун, Плутон, 10-ая планета, Облако астероидов Оорта.

*Вселенная:*

*Эра адронная* – взрыв; время эры Т = 10-44-10-4 с; диаметр D = 10-33-109 км, плотность ρ = 1093-1015 г/см3, температура t0 =1033-1012 0К; Состав: барионы, мезоны

*Эра лептонная* – время эры Т=10-4-10 с; диаметр D = 109-3∙1012 км, плотность ρ = 1015 - 1,5∙105г/см3, температура t0=1012-1010 0К; Состав: мюоны, электроны, позитроны, нейтрино, антинейтрино, фотоны

*Эра излучения:* время эры Т=10с - 106 лет; диаметр D = 3∙1012- 6∙1020км, плотность ρ = 1,5∙105-10-20 г/см3, температура t0 = 1010-3∙103 0К; Состав: электроны, протоны, ядра гелия, фотоны

*Эра вещества:* время эры Т=106- 2∙1010 лет; диаметр D = 6∙1020-2∙1023 км, плотность ρ =10-20- 3∙10-29 г/см3, температура t0 = 3∙103 0К; Состав: атомы, квазары, черные дыры, галактики, звёзды, планеты

*Примечание:* D – поперечные размеры (единицы измерения: 1 а.е. = 149600000 км; 1пк (парсек) = 206265 а.е. = 3,26 св. лет; 1 св. год = 9,46∙1012 км); 0 К – температура в градусах Кельвина; M (MС, МЗ) – масса Солнца, Земли; R (RС, R3) – радиус Солнца, Земли.

Содержание работы:

1. Составить схему структурно-подчиненной связи космических систем во времени, начиная с Большого взрыва и завершая планетами, в частности, Землей.

2. Построить график для эр Вселенной. По оси абсцисс отложить следующие равные доли величины времени: 1 с, 10 с, 1 год, 103 лет, 106 лет, 109 лет, 1012 лет, а по оси ординат – размер эр также равными долями: 1 см, 1 км, 103 км, 106 км, 109 км, 1012 км, 1015 км, 1018 км, 1021 км, 1024 км. Для каждой эры провести границы значений (горизонтально и вертикально) до их пересечения. Каждую эру заштриховать или закрасить. Дать анализ современного состояния Вселенной. Обосновать, в какой фазе она находится – сжатия, расширения?

**Лабораторная работа 2 Анализ годографов Джеффриса-Буллена**

**Сведения из теории**

*Элементы сейсмологии.* При землетрясениях возникают и распространяются внутри планеты упругие волны, которые называются сейсмическими. Геофизическая наука, которая изучает сейсмические волны, их источники и строение среды их распространения называется *сейсмологией*. Одним из основателей сейсмологии был русский физик, академик Императорской Санкт-Петербургской Академии наук князь Борис Борисович Голицын.

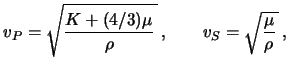
Сейсмические волны могут возникнуть не только при землетрясениях, но могут быть вызваны и искусственно с помощью взрывов или ударов тяжелых предметов о поверхность. При сейсмической разведке верхних слоев земной коры применяют молот, ударами которого по поверхности вызывают сотрясения, которые проникают вглубь и регистрируются на поверхности высокочувствительными приемниками. Для изучения строения морского дна в водной среде акустические волны создают искусственно:

– взрывами глубинных бомб;

– резким выхлопом сжатого воздуха с помощью воздушной пушки (airgun);

– электрическим разрядом в специальном устройстве, называемом спаркером.

Объемные волны бывают двух типов: продольные и поперечные. Продольные волны – это волны растяжения-сжатия, а поперечные – упругие волны сдвига. Акустические волны, которые распространяются в воздушной среде, – это волны продольные, а электромагнитные волны – поперечные. В сейсмологии для продольных и поперечных волн применяются разные обозначения. Буквой *Р* обозначаются продольные волны, а *S* – поперечные. Скорости этих волн определяются формулами

 (41)

где *ρ* – плотность, а *К* и *μ* упругие постоянные среды. Из приведенных формул видно, что скорость продольных волн больше, чем скорость поперечных волн (в среднем в 1,7 раза). Поэтому продольные волны приходят в пункт регистрации раньше, чем поперечные. Поэтому продольные волны получили название *первичных* (primary), а поперечные волны – *вторичных* (secondary). Отсюда и обозначения этих волн буквами *P* и *S*. Теперь несколько слов об упругих постоянных.

Существование *P* и *S* волн теоретически доказал Пуассон в 1828 году, а на практике они были получены английским сейсмологом Олденом в 1901 году.

*Модуль Юнга E*

Модуль Юнга определяется следующим образом. Допустим, что бы имеем брус (стержень), к одной из малых сторон которого приложена сила *F*. Она вызовет растяжение (или сжатие) этого стержня на величину ∆*L*, где *L* – длина этого стержня. Тогда в первом приближении между *F*, ∆*L* и *L* существует такая связь: *F=E*∆*L*/*L*.

*Коэффициент Пуассона*

При растяжении или сжатии бруса (стержня) его диаметр *d* не может оставаться неизменным. Допустим, что он изменился на величину ∆*d*, тогда коэффициент Пуассона *σ* определяется следующим образом:

*σ=-(∆d/ d)/(* ∆*L*/*L)*. (42)

*Коэффициент всестороннего сжатия K*

Выделим из сплошной среды элементарный кубик и к каждой из его граней приложим силу *F,* направленную внутрь кубика. Тогда этот кубик, сжимаясь, изменит свой объем на величину∆*V*, где *V* – объем этого кубика. Коэффициент всестороннего сжатия определяется, как коэффициент пропорциональности изменения объема и силы *F*:

*F*=*K*∆*V/ V*  (43)

*Модуль сдвига μ*

К одной из граней (например, верхней) элементарного кубика приложим силу img28000по касательной к этой грани. Тогда произойдет смещение верхней грани относительно нижней, и боковые грани превратятся в параллелограммы. Острые углы параллелограмма будут меньше прямого угла на угол *γ*. Модуль сдвига определяется как коэффициент пропорциональности между силой *F* и углом *γ*:

*F=* *μ γ*. (44)

Между упругими постоянными существует связь

img41000 (45)

Для описания упругой среды используется также и коэффициент Ламе λ:

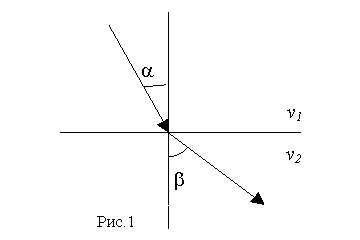
img42000 (46)

Нетрудно показать, что *K=λ+(2/3) μ.*

*Сейсмологическая модель Земли*

Сильное землетрясение порождает объемные волны, которые пронизывают тело планеты, как бы освещая его изнутри. Подобно лучу света сейсмический луч подчиняется законам оптической оптики, законам отражения и преломления. В частности, закон преломления (закон Снеллиуса) выглядит следующим образом (рис. 23):

img44000 (47)



**Рисунок 23 – Образование преломленной волны на границе раздела двух сред**

где *α* – угол падения на плоскую границу раздела одной среды со скоростью распространения *ν1* с другой средой, где скорость распространения *ν2*. Через *β* здесь обозначен угол преломления: угол, который образуется между сейсмическим лучом и нормалью к поверхности раздела после прохождения его через эту поверхность. Этот закон, прежде всего, говорит о том, что сейсмические лучи в теле планеты не прямые линии, а искривляются в зависимости от скорости распространения, то есть от упругих свойств пород, из которых сложена Земля.

Для идентификации траекторий сейсмических лучей применяются следующие обозначения:

*P* – продольная волна,

*S* – поперечная волна,

*c* – волна, отраженная от внешнего ядра,

*K* – волна, прошедшая через внешнее ядро,

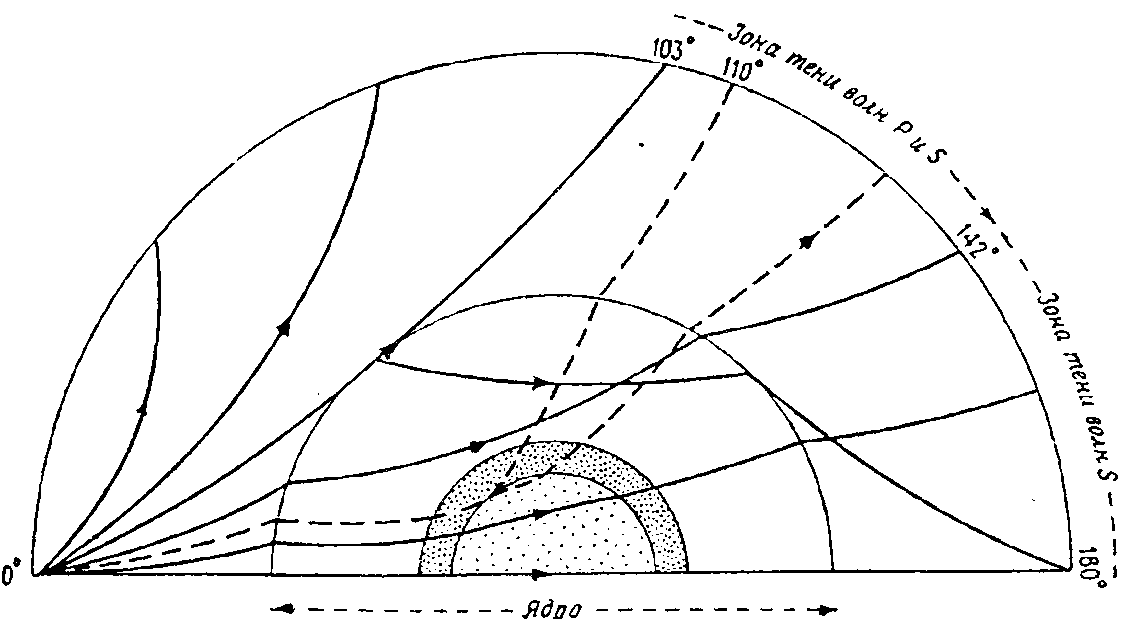
*i* – отраженная от внутреннего ядра,

*I* – продольная волна, прошедшая через внутреннее ядро,

*J* – поперечная волна, прошедшая через внутреннее ядро.

Например, обозначение волны *PКiKP* говорит о том, что данная продольная волна прошла через внешнее, жидкое ядро, отразилась от внутреннего ядра, затем снова прошла через жидкое ядро и вышла как продольная волна. При пересечении поверхности раздела или отражении от нее тип волны может поменяться: из продольной она может стать поперечной и наоборот. Возможны варианты: *SS, SP, PcS* и т.д.

Ядро Земли впервые сейсмологи обнаружили в 1906 году, а Гуттенбергу в 1914 году удалось определить глубину его залегания (2885 *км*). Граница раздела внешнего ядра характерна тем, что на ней резко падает скорость продольной волны от 13,6 *км/с* до 8,1 *км/с*. Поперечная волна вообще через внешнее ядро не проходит, что говорит о том, что оно жидкое. Твердое, внутреннее ядро обнаружила Леман (Дания) в 1936 году. Она показала, что оно расположено на глубине приблизительно равной 5000 *км* (рис.24).



**Рисунок 24 – Схема прохождения сейсмических волн через тело Земли**

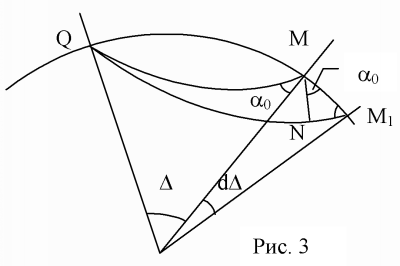
Наконец, в 1909 году югославский ученый Мохоровичич обнаружил резкое возрастание скоростей сейсмических волн на глубине около 35 *км*. Эту границу стали считать границей земной коры или границей *Мохо*. В океане она расположена ближе к поверхности земли на глубине 10-15 *км* и даже ближе, в горных районах, наоборот, уходит вглубь до 50-80 *км*.

В современном представлении Земля – это сложный многослоевой объект. Каждый из слоев имеет также достаточно сложную структуру, которая изучается различными геофизическими методами (сейсмическими, магнитными, гравитационными и др.). Остановимся на одной, наиболее распространенной модели Земли. Это – модель Буллена (см. табл.5).

Зоны В и С образуют так называемую *верхнюю мантию*, а зона D – нижнюю мантию. Мантия Земли состоит из силикатных пород. По мере увеличения давления и температуры в веществе происходят фазовые переходы: определенные виды пород из твердой фазы переходят в жидкую. Такие фазовые переходы отмечены в зоне С и в зоне D'. Причем в последнем случае весь металл выплавляется и внешнее ядро (зона Е) целиком состоит из расплавленного металла. Через эту зону поперечные волны не проходят, так как модуль сдвига равен нулю. В переходной зоне F жидкая фаза металла переход в твердую фазу и внутреннее ядро состоит из твердого металла с плотностью 12. Однако полагают, если изменить физические условия и поместить этот металл в условия "нормальной" температуры и давления, то его плотность окажется равной 7.

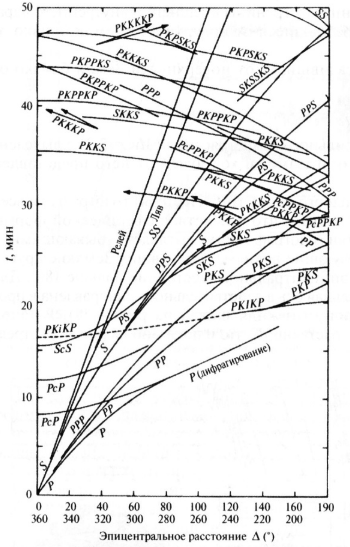
**Таблица 5 – Модель Буллена строения Земли**

|  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- |
| Зона | наименование слоя | глубина (*км*) | плотность (*г/см*3) |
| А | кора | 35 | 3,2 |
| В | силикаты | 400 | 3,5 |
| С | фазовые переходы | 900 | 4,0 |
| D | нижняя мантия | 2700 | 5,0 |
| D | переходная зона | 2883 |  |
| E | внешнее ядро | 4980 | 10-11 |
| F | переходная зона | 5120 |  |
| G | внутреннее ядро | 6371 | 12 |

**Годографом сейсмической волны** называется график зависимости времени пробега волны от источника до приемника волны (регистрирующего устройства) от эпицентрального расстояния. Эпицентральное расстояние – это угол с вершиной в центре шара, которым изображается Земля, а сторонами этого угла являются радиус-векторы источника и приемника. Из закона Снелиуса следует, что сейсмический луч, направленный внутрь Земли, будет отклоняться от нормали к сферическому пласту, так как с увеличением глубины скорость упругих колебаний, за редким исключением, увеличивается. Поэтому сейсмический луч, который вышел из точки Q на поверхности Земли, погрузившись на некоторую глубину, снова выйдет на поверхность в точке M, где поставим сейсмоприемник (сейсмостанцию). Другой луч из той же точки, почти совпадающий с первым, выйдет на поверхности в точке M1 (рис.25).

**Рисунок 25 – Сейсмический луч в сферической Земле**

На рисунке 26 представлены годографы Джеффриса-Буллена.



**Рисунок 26 – Годографы Джеффриса – Буллена:**

**P, S – продольные и поперечные волны, РР (РРР) – дважды (трижды) отраженные от поверхности Земли волны, с – волна, отраженная от ядра, К – волна, прошедшая через ядро. Например, PKPPКS – продольная волна прошла через ядро, дважды отразилась от поверхности Земли, еще раз прошла через ядро и вышла на поверхность Земли как поперечная волна. P(дифрагир.) – диффрагированная поверхностная волна.**

**Задание**

I. Описать ход до регистрации пяти любых волн, имеющих в названии не менее трех индексов (при этом ориентироваться на рисунок 27).

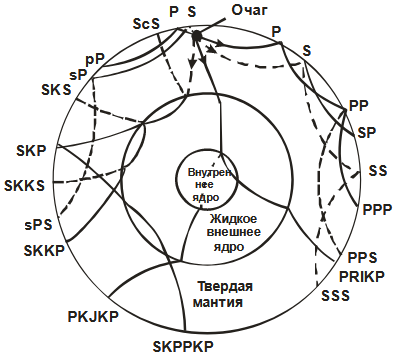
2. Определить минимальные эпицентральные расстояния, на которых регистрируются волны: РКРРКР, PKPPKS, PKPSKS.

II. 1. Определить максимальные эпицентральные расстояния, на которых регистрируются волны: PP, PS, SS, ScS, PcS, PcP, PPP.

III. Определить последовательность регистрации первых пяти волн на сейсмоприемники, находящиеся на заданном эпицентральном расстоянии. Это расстояние определяется по номеру в журнале. Для первых 25 оно равно 5\*N, для остальных – (N-20)\*5, где N – номер в журнале. Для каждой волны показать схематично ход лучей.

IV. По годографам поверхностных волн обосновать схему определения и определить их скорость (см. рис. 27).

Дополнительные вопросы: Показать точный ход лучей для волн пункта II, опираясь на рисунок 27



**Рисунок 27 – Сейсмические лучи, соответствующие годографам на рисунке 4, по Буллену: ––– лучи P, - - - лучи S**

**Лабораторная работа 3 Вычисление плотности вещества Земли**

**Сведения из теории**

Средняя плотность самой верхней литосферной оболочки Земли толщиной 0-33 км известна из непосредственных определений и ряда вполне приемлемых экстраполяций – она составляет 2,7-3,0 г/см3. Средняя плотность вещества Земли легко определяется из закона тяготения Ньютона:

 (48)

где G = 6,67·10-8см3/г·с2 (в системе СГС) – гравитационная постоянная; М – масса однородной шарообразной Земли радиусом R. Отсюда можно найти массу Земли, если известна средняя плотность заполняющего ее вещества:

 (49)

Откуда с учетом соотношения (19) находим

 (50)

Подставляя в правую часть выражения (19) средние значения g = 982,0 см/с2 и R = 6,371·108см, получаем:

 (51)

Таким образом, простой расчет показывает, что средняя плотность Земного шара почти в два раза больше средней плотности литосферной оболочки Земли. Следовательно, дефицит плотности должен восполняться на более глубоких уровнях планеты. Характер изменения плотности с глубиной должен при этом удовлетворять закону изменения скоростей упругих волн, а распределение масс – наблюдаемому моменту инерции вращающейся Земли:

 (52)

Кроме того, плотность на поверхности Земли должна быть равна фактической средней плотности литосферы. Поэтому принятие наиболее простого закона непрерывно-монотонного возрастания плотности с глубиной в соответствии с гидростатической моделью, хотя и дает плотность в центре Земли порядка 10-11 г/см3, близкую к вероятной (Магницкий, 1965), однако не отвечает ни одному из вышеперечисленных условий. Близкое к реальному изменение плотности с глубиной было определено с учетом данных сейсмологии, среднего для Земли значения момента инерции I, известного по спутниковым данным, и средней плотности. Например, в случае однородной модели момент инерции был бы равен:

 (53)

где С – момент инерции относительно полярной оси; А – момент инерции относительно экваториальной оси. Согласно наблюдениям значение I\* для реальной Земли оказалось равно (Мельхиор, 1976):

*I/Ma2 =* 0,33089 (54)

Это соответствует значительной концентрации массы в центре планеты. В этой связи интересно сравнить I\* для Луны – он равен 0,402 ± 0,02, т.е. Луну с хорошим приближением можно рассматривать как однородное тело. В последние годы стало ясно, что учета только I\* оказывается недостаточно для того, чтобы объяснить особенности и периоды колебания земного шара, возникающие под действием сильных землетрясений (типа чилийского, 1960 г.) и суточных приливообразующих сил. Дело в том, что в случае полностью твердой Земли частота ее колебания под действием приложенной силы будет несколько выше, чем частота колебаний шара с «жидким» ядром. «Болтание» твердого субъядра относительно покрывающей его жидкой оболочки внешнего ядра увеличивает период колебания всей системы. Это и было обнаружено при исследовании периодов колебания Земли М. Молоденским (1961) и Г. Джеффрисом (1960).

С учетом этих данных и на основе ранее рассчитанной модели внутреннего строения Земли (Гутенберг, 1963; Мельхиор, 1976) методом машинного перебора установили, что для удовлетворения I\* = 0,33089 и для получения наилучшего согласия с крутильными и сфероидными колебаниями низких порядков (при прочих вышеперечисленных условиях) необходимо ввести аномальный скачок плотности на границе с ядром, т.е. на глубине 2900 км. Близкие результаты были получены Ф. Прессом (1968), рассмотревшим пять миллионов моделей внутреннего строения Земли, соответствующих данному распределению скоростей. Путем согласования значений массы Земли, ее момента инерции, времени пробега P- и S-волн и собственных колебаний на низших гармониках было выбрано четыре модели, удовлетворяющие всем условиям (табл. 1). В частности, согласно данным Б. Болта и К. Буллена, в ядре имеются два скачка плотности на расстояния 1210 и1660 км от центра Земли при общем радиусе ядра 3470 км (табл. 6).

**Таблица 6 – Строение мантии и ядра Земли (по Мельхиору, 1975**)

|  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- |
| Зона | R, км | Скорость, км/с | Плотность, г/см3 |
| Мантия | 3470 | 10,0 | 8,33 |
| Внешнее ядро | 1810  1660 | 10,03  10,31 | 9,6  10,05 |
| Внутреннее ядро | 1210  0 | -  11,23 | 11,5  13,23 |

**Задание.** 1) Рассчитать плотность ρ внутри Земли для фиксированных глубин по формуле Роша:

ρ = 11,35(1-1,07ri2) , где ri = 1 – r/R3 (26)

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Ва-риант | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
| r, км | 300 | 350 | 400 | 450 | 500 | 550 | 600 | 650 | 700 | 750 | 800 | 850 | 900 | 950 | 1000 |
| 800 | 850 | 900 | 950 | 1000 | 1050 | 1100 | 1150 | 1200 | 1250 | 1300 | 1350 | 1400 | 1450 | 1500 |
| 1300 | 1350 | 1400 | 1450 | 1500 | 1550 | 1600 | 1650 | 1700 | 1750 | 1800 | 1850 | 1900 | 1950 | 2000 |
| 1800 | 1850 | 1900 | 1950 | 2000 | 2050 | 2100 | 2150 | 2200 | 2250 | 2300 | 2350 | 2400 | 2450 | 2500 |
| 2300 | 2350 | 2400 | 2450 | 2500 | 2550 | 2600 | 2650 | 2700 | 2750 | 2800 | 2850 | 2900 | 2950 | 3000 |
| 2800 | 2850 | 2900 | 2950 | 3000 | 3050 | 3100 | 3150 | 3200 | 3250 | 3300 | 3350 | 3400 | 3450 | 3500 |
| 3300 | 3350 | 3400 | 3450 | 3500 | 3550 | 3600 | 3650 | 3700 | 3750 | 3800 | 3850 | 3900 | 3950 | 4000 |
| 3800 | 3850 | 3900 | 3950 | 4000 | 4050 | 4100 | 4150 | 4200 | 4250 | 4300 | 4350 | 4400 | 4450 | 4500 |
| 4300 | 4350 | 4400 | 4450 | 4500 | 4550 | 4600 | 4650 | 4700 | 4750 | 4800 | 4850 | 4900 | 4950 | 5000 |
| 4800 | 4850 | 4900 | 4950 | 5000 | 5050 | 5100 | 5150 | 5200 | 5250 | 5300 | 5350 | 5400 | 5450 | 5500 |

2) Рассчитать плотность ρ внутри Земли для фиксированных глубин по формуле Лежандра:

ρ = 4,483 [sin(2,531 ri) / ri], (55)

где ri = 1 – Δhi/R3; ri – относительное удаление от центра Земли; Δhi – толщины (в км) слоев сейсмической модели земной коры:

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Ва-  риант | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
| Δh1 | 10 | 5 | 15 | 8 | 11 | 9 | 10 | 13 | 5 | 15 | 8 | 11 | 9 | 10 | 7 |
| Δh2 | 20 | 15 | 20 | 18 | 21 | 17 | 19 | 20 | 15 | 20 | 20 | 27 | 21 | 25 | 24 |
| Δh3 | 30 | 20 | 25 | 28 | 30 | 26 | 25 | 35 | 25 | 25 | 35 | 33 | 31 | 35 | 37 |
| Δh4 | 40 | 30 | 35 | 38 | 39 | 39 | 36 | 40 | 30 | 39 | 45 | 45 | 43 | 46 | 48 |
| Δh5 | 50 | 35 | 40 | 48 | 40 | 45 | 47 | 55 | 38 | 49 | 55 | 50 | 55 | 57 | 59 |
| Δh6 | 60 | 40 | 50 | 58 | 55 | 60 | 57 | 65 | 49 | 59 | 65 | 55 | 65 | 67 | 69 |

3) Рассчитать плотность ρ внутри Земли для фиксированных глубин по формуле Гельмерта:

ρ = 11,75(1 - 1,04ri2 + 0,275ri4), где ri = 1 – r/R3 (56)

|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| вариант | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 |
| r, км | 50 | 550 | 105 | 55 | 205 | 200 | 300 | 355 | 400 | 155 | 55 | 85 | 60 | 155 | 170 |
| 100 | 600 | 190 | 160 | 290 | 260 | 400 | 460 | 610 | 460 | 210 | 360 | 410 | 360 | 310 |
| 150 | 650 | 315 | 265 | 410 | 290 | 500 | 560 | 810 | 565 | 510 | 560 | 615 | 660 | 510 |
| 200 | 700 | 520 | 370 | 520 | 370 | 600 | 670 | 1220 | 770 | 820 | 770 | 720 | 1270 | 720 |
| 250 | 750 | 720 | 470 | 720 | 470 | 700 | 770 | 1425 | 1275 | 1220 | 1570 | 920 | 1670 | 820 |
| 300 | 800 | 830 | 580 | 830 | 580 | 800 | 880 | 1600 | 2180 | 1530 | 2580 | 1630 | 2380 | 1130 |
| 350 | 850 | 930 | 685 | 930 | 685 | 900 | 985 | 1800 | 3485 | 2530 | 3000 | 1730 | 2685 | 1735 |
| 400 | 900 | 990 | 790 | 1100 | 890 | 1000 | 1390 | 2000 | 4490 | 3540 | 3290 | 2000 | 2990 | 2740 |
| 450 | 950 | 1100 | 890 | 1240 | 995 | 1200 | 1500 | 2445 | 5000 | 4000 | 3590 | 2400 | 3400 | 3440 |
| 500 | 1000 | 1200 | 980 | 1350 | 1300 | 1350 | 1700 | 3450 | 5500 | 4550 | 3600 | 2650 | 3700 | 3750 |

R3 – радиус Земли (≈ 6370 км).

4) Полученные результаты необходимо представить в виде совместных графиков, где по оси абсцисс откладывается расстояние, по оси ординат – рассчитанные значения плотности. Дать анализ расхождению (в %) значений плотности в интервалах пересекающихся (или близких к этому) расстояний r.

**Лабораторная работа 4 Расчет основных интегральных характеристик Земли**

**Сведения из теории**

*Параметры, характеризующие вращательное движение Земли*

Ньютон первым показал, что вращающаяся Земля должна быть эллипсоидом вращения, слабо сжатым у полюсов (так называемый сфероид). Если предположить, что Земля симметрична относительно своей полярной оси, тогда у неё будет два главных момента инерции: А – относительно экваториальной и С – относительно полярной оси. Их можно определить следующим образом:

1. Величину (С – А) можно найти по формуле Мак-Кулло:

 (57)

где a – средний экваториальный радиус;

α – сжатие (α =(а – с)/а; а и с – большая и малая полуоси геоида); m=ω2a3/GM=3,4678∙10-3 (ω ≈ 7,29∙10-5 с-1 – угловая скорость вращения Земли; G ≈ 6,67∙10-11Н∙м2/кг2 – гравитационная постоянная, М ≈ 5,98∙1024 кг – масса Земли);

2. Теория вращения симметричного тела позволяет по периоду прецессии определить величину постоянной прецессии (динамического сжатия) Земли Н = (С – А) / С. Для Земли Н = 0,003275 = 1/305,51.

*Процессы, осложняющие вращение Земли*

К ним относятся прецессия земной оси, нутация земной оси, приливные явления и колебания полюса.

*Прецессия земной оси.* Как известно, ось Земли имеет наклон к эклиптике (нормали к плоскости, проходящей через орбиты Земли и составляет 23,50. Моменты количества движения, возникающие из-за действия Луны и Солнца на экваториальное вздутие, вызывают прецессию земной оси. Прецессией называется медленное вращение земной оси вокруг нормали к эклиптике Земли. Конус вращения составляет 470 и возврат земной оси к прежнему положению происходит через 25800 лет. Если бы прецессия не была такой медленной, то навигация по звёздам была бы очень сложной.

Средняя скорость прецессии земной оси составляет около 50,2″ в год и равна

,

, (58)

где ω – угловая скорость вращения Земли;

С, А – полярный и экваториальный моменты инерции Земли;

МСолнце – масса Солнца;

R – радиус орбиты Земли вокруг Солнца;

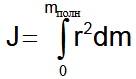
θ – угол, образованный экваториальной плоскостью Земли с экваториальной круговой орбитой Солнца вокруг Земли.

Формула ωрЛуна аналогична формуле ωрСолнце. *Нутация*. Наряду с вращением земной оси вокруг вертикали происходят колебания оси в вертикальной плоскости, сопровождающиеся изменением по широте угла α в пределах от α1 до α2. Эти колебания земной оси называются нутацией. В зависимости от начальных условий конец земной оси вычерчивает на воображаемой сферической поверхности кривую, подобную гармонической частоте.

*Приливные явления, обусловленные Луной и Солнцем.* Градиент потенциала притяжения Луны вызывает появление приливных выступов на Земле, в частности, в океанах. Процессы диссипации энергии приводят к запаздыванию приливов. Градиент гравитационного потенциала приливного выступа создаёт силу, ускоряющую орбитальное движение Луны, и силу, замедляющую вращение Земли. Это заставляет Луну переходить на орбиты с возрастающими радиусами и убыванием её угловой скорости, т. е. в настоящее время Луна удаляется от Земли. Замедление вращения Земли вызывается также и Солнцем. Однако на долю солнечных приливов приходится менее четверти всей диссипирующей энергии.

*Общие положения.* 1. Моментом инерции данного тела называется отношение момента силы к вызываемому им угловому ускорению. Единица измерения момента инерции в системе СИ: кг⋅м2. Момент элемента массы Δm, движущегося по окружности радиусом r, равен

J = r2⋅Δm. Для тела с непрерывным распределением массы используется интегральное представление

 (59)

2. Геоид является поверхностью постоянного геопотенциала U0. В каждой точке Земли полный геопотенциал складывается из потенциала силы тяжести V и члена, зависящего от вращения Земли:

 (60)

где ω- угловая скорость вращения Земли;

r, ϕ- координаты точек на земной поверхности.

На земной поверхности ускорение силы тяжести направлено по нормали к геоиду.

**Задание**

1. Вычислить полярный момент инерции Земли С (г⋅см2):

 (61)

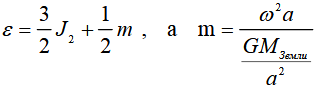
2. Вычислить экваториальный момент инерции Земли А из выражения:

 (62)

3. Вычислить значения поверхности геоида:

ri = a(1 − ε sin 2 ϕi ) ,

где



4. Вычертить поверхность геоида для 4-х четвертей, вынести на его поверхность условные материки и указать направления ускорения силы тяжести для углов ϕ = 00, 300, 600, 900. Дать пояснения. Отметить (жирными линиями) главные оси моментов инерции С и А.

*Исходные данные к заданию:*

RЗемли = 6371 км (средний радиус Земли);

МЗемли = 5,98⋅1024 кг;

ρср = 5,517 г/см3 (средняя плотность Земли);

G = 6,67⋅10-8 см3/(г⋅с2) = 6,67⋅10-11 м3/(кг⋅с2) – гравитационная постоянная;

H = 1/305,51 (константа);

J2 = 1,0827⋅10-3 (константа);

а = 6378,2 км (экваториальный радиус Земли);

ϕi = 00, 100, 200, 300, 400, 500, 600, 700, 800;

ω = 7,29211⋅10-5 с-1 (угловая скорость Земли).

**Лабораторная работа 5 Расчет нормального гравитационного поля Земли**

**Сведения из теории**

Гравитационное поле Земли – это силовое поле, обусловленное притяжением масс [Земли](http://www.mining-enc.ru/z/zemlya/) и центробежной силой, которая возникает вследствие суточного вращения Земли; незначительно зависит также от притяжения Луны и Солнца и других небесных тел и масс земной [атмосферы](http://www.mining-enc.ru/a/atmosfera/). Гравитационное поле Земли характеризуется силой тяжести, потенциалом силы тяжести и различными его производными.

Обычно гравитационное поле Земли представляют состоящим из двух частей: нормальной и аномальной. Основная – нормальная часть поля соответствует схематизированной модели Земли в виде эллипсоида вращения (нормальная Земля). Она согласуется с реальной Землёй (совпадают центры масс, величины масс, угловые скорости и оси суточного вращения). Поверхность нормальной Земли считают уровенной, т.е. потенциал силы тяжести во всех её точках имеет одинаковое значение; сила тяжести направлена к ней по нормали и изменяется по простому закону. В гравиметрии широко используется международная формула нормальной силы тяжести γ0 (в мГал):

γ0 = 978049(1 + 0,0052884 sin2ϕ - 0,0000059 sin22ϕ) (63)

В СНГ в основном применяется формула Ф. Р. Гельмерта:

γ0 = 978030(1 + 0,005302 sin2ϕ - 0,000007 sin 22ϕ) (64)

Из правых частей обеих формул вычитают 14 мГал для учёта ошибки в абсолютной силе тяжести, которая была установлена в результате многократных измерений абсолютной силы тяжести в разных местах.

Отклонение наблюденного значения gнабл от нормального поля, теоретически рассчитанного для этой же точки, например, по формуле (2), называют аномалией силы тяжести (аномальным полем силы тяжести) Δg:

Δg = gнабл - γ0  (65)

Для соблюдения корректности этой операции необходимо, чтобы нормальное поле соответствовало уровню (высоте) и условиям наблюдения. Поэтому в наблюденные значения силы тяжести вводят поправки или редукции, снимающие эти расхождения и приводящие наблюденные и теоретические значения к одной поверхности (например, к физической поверхности Земли). Обычно используют следующие поправки.

Поправка за свободный воздух (за высоту) учитывает разницу в уровне наблюдения и уровне геоида (совпадает с уровнем Мирового океана в невозмущенном состоянии) и рассчитывается по формуле (в мГал):

δgН = 0,3086Н (66)

где Н – высота точки наблюдения над уровнем моря, м. Поправку за свободный воздух вводят в gнабл со знаком плюс, если наблюдения проводят над уровнем моря, и со знаком минус, если ниже;

Для исключения влияния масс, расположенных между поверхностью наблюдения и геоидом, вводят поправку за промежуточный слой δgσ:

δgσ = - 0,0418σН (67)

Суммарная поправка за высоту и промежуточный слой, на­зываемая поправкой Буге, вычисляется по формуле:

δgБ = (0,3086 - 0,0418σ)Н (68)

где σ – средняя плотность пород промежуточного слоя. При превышениях высоты точки наблюдения над уровнем моря поправку δgБ вводят в наблюденные значения силы тяжести со знаком минус.

**Задание**

Рассчитать нормальные значения силы тяжести вдоль заданного профиля. Линия профиля задается на топографической карте преподавателем (в соответствии со своим вариантом).

*Содержание работы:*

1. Разбить линию профиля на пикеты. Расстояние между пикетами 1 см в масштабе карты.

2. По карте для каждого пикета определить широту и абсолютную отметку.

3. По формуле Гельмерта рассчитать величину нормальной силы тяжести:

γ0=978030(1+0,0053202sin2φ-0,000007sin22φ) – 14 (мГал),

где φ – широта точки наблюдения, определить нормальные значения силы тяжести на поверхности геоида в точках пикетов. Значения округлять до сотых долей мГал.

4. В полученные значения силы тяжести γ0 ввести поправку Буге, определив тем самым нормальные значения силы тяжести на физической поверхности Земли. Они получаются по формуле:

g0= γ0 – (0, 3086 – 0,0419σ)H (мГал),

где σ – плотность пород промежуточного слоя (принять равной 2,3 г/см3), Н – абсолютная высота точки наблюдения (в метрах). Все полученные результаты свести в таблицу:

|  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- |
| Номер пикета | Географическая  широта φ, 0 | Абсолютная высота Н, м | γ0 , мГал | g0 , мГал |
|  |  |  |  |  |

5. Полученные результаты представить в виде графиков зависимости изменения силы тяжести вдоль профиля и рельефа местности. Все графики изобразить на одном рисунке.

6. Оценить изменение нормальных значений силы тяжести с широтой и значений g0 с высотой.

Лабораторная работа 6 Расчет температуры земной коры

Сведения из теории

Вопрос о температуре Земли связан с энергетикой нашей планеты. В этом его и важность, и сложность решения. Это одна из труднейших проблем, рассматриваемых в Физике Земли. От температуры зависят почти все основные физические свойства горных пород – упругость, вязкость, электропроводность, магнитные свойства и другие. По изменению этих свойств можно судить о температуре в изучаемой среде и наоборот. В отличие от распределения ρ, p, g, V которые известны достаточно точно, – распределение температуры в недрах Земли известно приблизительно. Это объясняется скудностью экспериментальных данных, возможностью неоднозначной их интерпретацией и органической связью всей проблемы с вопросом о происхождении Земли. Принятие той или иной гипотезы о происхождении Земли обуславливает принятие тех или иных начальных условий при решении проблемы о температуре её недр. Наконец, этот вопрос не чисто физического характера, а в значительной мере и физико-химического, как и многие проблемы Физики Земли. О величине теплового поля Земли и о его распределении на её поверхности позволяет судить тепловой поток, который поддается непосредственному измерению. Исследования тепловых потоков из недр Земли к её поверхности позволяют судить о степени неравномерности распределения тепла в недрах нашей планеты, решать фундаментальный для Физики Земли вопрос о поведении вещества при высоких температурах и давлениях, выделять зоны гидротермальной активности, определять температуру земной коры и, наряду с другими геофизическими методами, оценивать толщину твердой оболочки Земли – литосферы и глубину залегания размягченного слоя – астеносферы.

Рассмотрим основные энергетические процессы, в которых участвует Земля (см. табл. 7). Самое большое количество энергии Земля получает от Солнца, но значительная ее часть переизлучается обратно в пространство. Лишь малая доля солнечной энергии проникает в глубину, измеряемую метрами. В слоях, расположенных близко к поверхности континентов, все периодические изменения температуры убывают с глубиной по экспоненциальному закону. На глубине порядка 1 м от поверхности суточные изменения температуры становятся настолько малыми, что ими можно пренебречь. Так при среднем для поверхностных пород коэффициенте теплопроводности χ ≈ 0,01см2/с, интервал изменения температуры в 200С на поверхности Земли теоретически составит около 1,40 на глубине 30 см и менее чем 00,004 на глубине 1 м.

Таблица 7 – Основные составляющие энергетического баланса Земли [Трухин, Показеев, Куницын, 2005]

|  |  |
| --- | --- |
| Источник энергии | Величина энергии, эрг/ год |
| Солнечная энергия | 1032 |
| Геотермическая энергия | 1028 |
| Энергия, теряемая при замедлении вращения Земли (за счет неупругости при приливном взаимодействии Земля-Луна) | 3 · 1026 |
| Тепло, выносимое при извержении вулканов | 2,5 ∙ 1025 |
| Упругая энергия землетрясений | 1025 |

Эти расчетные значения, в основном, согласуются с наблюдениями. Поэтому солнечное излучение является основным источником энергии лишь для процессов, протекающих на поверхности твердой Земли и над ней. Влияние солнечной энергии на процессы в недрах Земли пренебрежимо мало по сравнению с той энергией, которая выделяется внутренними источниками тепла. Энергия, высвобождающаяся при землетрясениях, как и энергия приливного трения, замедляющего вращение Земли, также невелика по сравнению с геотермической потерей тепла. В настоящее время принято считать, что основным источником современной тепловой энергии в недрах Земли является радиоактивный распад долгоживущих изотопов. На ранних этапах истории Земли существенную роль в тепловых процессах могла играть освобождающаяся гравитационная энергия. По мере рассеяния тепла малая доля потока Земли переходит в другие формы энергии, которые вызывают тектонические и магматические процессы, метаморфизм и создают магнитное поле Земли.

О том, что температура земных недр высока, свидетельствуют вулканические извержения и рост температуры при погружении в глубокие шахты. Скорость возрастания температуры с глубиной носит название геотермического градиента. Величина его заметно варьирует от места к месту и лежит в интервале 1-5ºС на каждые 100 м. В среднем у поверхности Земли геотермический градиент составляет 20ºС/км. Второй геотермической величиной, которая может быть определена экспериментально, является тепловой поток Q из земных недр:

Q = χ ∙ dT/dz, (69)

где χ – коэффициент теплопроводности,

dT/dz – градиент температуры в направлении оси z.

*Процессы генерации и передачи тепла*. К возможным источникам тепла внутри Земли относят:

1. Распад долгоживущих радиоактивных изотопов.

2. Распад короткоживущих радиоактивных изотопов.

3.Тепло, запасенное при образовании Земли.

4. Преобразование энергии вращения Земли в тепло.

5. Процесс формирования ядра.

Обычно полагают, что Земля образовалась в процессе аккреции примерно однородного материала. Кора, мантия и ядро выделились впоследствии в процессе дифференциации вещества. Образование ядра должно было освободить большое количество гравитационной энергии вследствие концентрации железо-никелевой фазы высокой плотности в центре Земли.

Тозер оценил суммарное изменение гравитационной энергии напряжений при образовании ядра из вещества первоначально недифференцированной Земли. Он нашёл, что выделившееся тепло в объёме 94% должно было разогреть Землю до 1500ºС. Полное тепло, образовавшееся при выделении ядра сопоставимо с суммарным теплом радиоактивного распада долгоживущих изотопов, выделившимся за всю историю Земли.

**Задание**

*Рассчитать температуру земной и океанической коры Тi на различных глубинах zi относительно уровня моря.*

*Исходные данные:*

а) общие исходные параметры модели:

- тип теплопроводности - решеточный;

- температура поверхности Земли Тп = 100С;

- температура воздуха Тв = 180С;

- расчетные глубины, км: 20, 30, 40, 50.

б) для земной коры:

- тепловой поток Qзк = 0,58х10-6 кал/см2сек;

- генерация тепла на 1 см Рзк = 1,4х10-13 кал/см∙сек;

- коэффициент теплопроводности χзк (в соответствии с вариантом из таблицы 1), (кал/(см∙с∙К));

в) для океанической коры:

- тепловой поток Qок = 0,75х10-6 кал/см2сек;

- генерация тепла на 1 см Рок = 1,15х10-13 кал/см∙сек;

- коэффициент теплопроводности χок (в соответствии с вариантом из таблицы 8), (кал/( см∙с∙К).

Таблица 8 – Коэффициенты теплопроводности земной (χзк) и океанической (χок) коры

|  |  |  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Номер  варианта | χзк | χок | Номер  варианта | χзк | χок |
| 1 | 0,0152 | 0,0260 | 16 | 0,0160 | 0,0252 |
| 2 | 0,0153 | 0,0261 | 17 | 0,0161 | 0,0253 |
| 3 | 0,0154 | 0,0262 | 18 | 0,0162 | 0,0254 |
| 4 | 0,0155 | 0,0263 | 19 | 0,0163 | 0,0255 |
| 5 | 0,0156 | 0,0264 | 20 | 0,0164 | 0,0256 |
| 6 | 0,0157 | 0,0265 | 21 | 0,0165 | 0,0257 |
| 7 | 0,0158 | 0,0266 | 22 | 0,0166 | 0,0258 |
| 8 | 0,0159 | 0,0267 | 23 | 0,0167 | 0,0259 |
| 9 | 0,0152 | 0,0267 | 24 | 0,0159 | 0,0263 |
| 10 | 0,0153 | 0,0266 | 25 | 0,0160 | 0,0264 |
| 11 | 0,0154 | 0,0265 | 26 | 0,0161 | 0,0265 |
| 12 | 0,0155 | 0,0264 | 27 | 0,0162 | 0,0266 |
| 13 | 0,0156 | 0,0263 | 28 | 0,0163 | 0,0267 |
| 14 | 0,0157 | 0,0262 | 29 | 0,0164 | 0,0267 |
| 15 | 0,0158 | 0,0260 | 30 | 0,0165 | 0,0266 |

Содержание работы

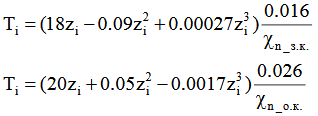
1. Вычислить величину температуры Тi на различных глубинах zi для земной и океанической коры по теоретической формуле В. А. Магницкого:

(70)

где j = 2, 1 = 4, n = 15

2. Построить совмещенные графики изменения температуры Ti как функции глубины от zi для земной и океанической коры.

3. Вычислить величины температуры Ti на различных глубинах zi для земной и океанической коры по эмпирическим формулам В.А. Магницкого соответственно:

 (71)

4. Построить эмпирические графики Тi на предыдущих графиках Тi.

5. Сделать заключение о применимости тех или иных формул для расчета температур на основе решеточной теплопроводности, если исходить из условия, что на глубине порядка 100 км температура должна быть близка к температуре плавления базальтов 12000С, но не превышать 20000С.

**3 Контроль знаний**

**3.1 Перечень вопросов к зачету**

1 Планеты Солнечной системы и законы их обращения

2 Расширение Вселенной

3 Межзвездный газ и его состав

4 Метеориты

5 Гипотезы образования солнечной системы

6 Тектонические, вулканические, денудационные и техногенные землетрясения

7 Макросейсмические шкалы (Меркели, Росси - Фореля, MSK – 64)

8 Магнитуда, шкала Рихтера

9 Причины и модели землетрясений

10 Спрединг, рифтовые котловины и трансформные разломы

11 Субдукция, глубоководные желоба и островные дуги

12 Годографы Джеффриса - Буллена

13 Обнаружение внешнего и внутреннего ядер, их агрегатное состояние

14 Основные оболочки мантии, их сейсмические особенности

15 Гипотезы состава ядра

16 Состав слоя В мантии

17 Зона фазовых переходов

18 Нижняя мантия

19 Происхождение земной коры

20 Характеристика основных слоев континентальной коры

21 Строение океанической земной коры

22 Понятие об истиной фигуре Земли - геоиде

23 Геоид и эллипсоид вращения

24 Форма Земли и новейшая геодинамика

25 Сила тяжести и ее потенциал

26 Нормальное гравитационное поле

27 Редукции силы тяжести

28 Изостатическое равновесие земной коры

29 Свободная нутация, периоды Эйлера и Чандлера

30 Земные приливы

31 Приливные колебания земной поверхности и их влияние на значение силы тяжести

32 Элементы земного магнетизма

33 Нормальное магнитное поле Земли

34 Вариации геомагнитного поля

35 Природа геомагнетизма

36 Остаточная намагниченность горных пород и ее причина

37 Гипотеза дрейфа континентов

38 Разрастание дна океанов и дрейф континентов

39 Естественное электромагнитное поле Земли

40 Теллурическое поле

41 Электропроводность Земли

42 Геоэлектрическая модель литосферы

43 Источники тепла

44 Температура Земли и геотермический градиент

45 Тепловой баланс земной коры

46 Оценки вязкости астеносферы, мантии, ядра

47 Круговорот вещества Земли

48 Контракция и тектогенез перисферы

**4 Вспомогательный раздел**

**4.1 Учебная программа дисциплины**

Учреждение образования

«Гомельский государственный университет имени Франциска Скорины»

|  |
| --- |
| **УТВЕРЖДАЮ**  Проректор по учебной работе  ГГУ имени Ф. Скорины  \_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_ И.В. Семченко  (подпись)  \_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_  (дата утверждения)  Регистрационный № УД-\_\_\_\_\_\_\_\_\_/уч. |

|  |
| --- |
| **ФИЗИКА ЗЕМЛИ** |

Учебная программа учреждения высшего образования по учебной

дисциплине для специальности:

|  |  |  |
| --- | --- | --- |
| 1 -51 01 01 |  | «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» |

|  |
| --- |
| 2019 |

|  |
| --- |
| Учебная программа составлена на основе образовательного стандарта высшего образования, утверждённого постановлением Министерства образования Республики Беларусь от 30.08.2013 № 88 и учебного плана УВО рег. № 151- 01-13 29.08 2013 |

**СОСТАВИТЕЛИ:**

|  |
| --- |
| Абрамович А.А., старший преподаватель кафедры геологии и географии УО «ГГУ им. Ф. Скорины» |

**РЕКОМЕНДОВАНА К УТВЕРЖДЕНИЮ:**

|  |
| --- |
| Кафедрой геологии и географии УО «ГГУ им. Ф. Скорины» |
| протокол № \_\_\_\_\_ от \_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_\_2019 г. |
| Научно-методическим советом Гомельского государственного |
| университета имени Франциска Скорины» |
| протокол № 8 от 17.05.2019 г. |

**ПОЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА**

Знание дисциплины «Физика Земли» является необходимым элементом профессиональной подготовки инженера-геолога, независимо от специализации и дальнейшего направления его деятельности.

«Физика Земли» – это фундаментальная дисциплина, являющаяся основой понимания сущности геологических и геофизических процессов, происходящих в природе. Актуальность изучения физики с основами геофизики обусловлена необходимостью знания специалистом – геологом законов природы, специалист должен иметь представление о строении планеты Земля, физических процессах, происходящих в ее недрах и их воздействии на земную кору.

Целью дисциплины компонента учреждения высшего образования «Физика Земли» является овладение студентами основными законами природы, сведениями о строении, физических свойствах и составе Земли.

Задачами дисциплины являются:

– усвоение фундаментальных законов физики и применение их при решении прикладных задач геологических исследований;

– формирование научных представлений о геофизических процессах, происходящих в природе;

– анализ геофизических методов, применяемых для исследований структуры и свойств геологической среды.

Выпускник должен:

**знать:**

– фундаментальные законы природы и их применение при анализе геологической среды;

– распределение и структуру геофизических полей, их природу;

– состав и внутреннее строение основных оболочек геосферы;

**уметь:**

– использовать специальную литературу и другую информацию для анализа полученных геофизических данных;

– использовать методы анализа геофизических данных для оценки внутреннего строения Земли;

**владеть:**

– методами анализа геофизической информации;

– методами исследования внутреннего строения и состава земных оболочек.

Освоение учебной программы по дисциплине компонента учреждения высшего образования должно обеспечить формирование следующих групп академических и профессиональных компетенций:

АК-2. Владеть системным и сравнительным анализом.

АК-7. Иметь навыки, связанные с использованием технических устройств, управлением информацией и работой с компьютером.

ПК-1. Проводить региональные геологические исследования, геологопоисковые работы, геофизические, гидрогеологические и инженерно-геологические съемки, разрабатывать рекомендации по их выполнению.

ПК-6. Анализировать зарубежный опыт геологических исследований и поисков месторождений полезных ископаемых, рационального недропользования, разрабатывать рекомендации по международному сотрудничеству в области геологии и смежных наук о Земле.

ПК-11. Проводить геологическую экспертизу различных видов проектных работ (национальных, региональных), технико-экономический анализ производственной деятельности при решении геологических задач.

ПК-14. Анализировать геологическое строение территории и выяснять ее перспективы в отношении залежей месторождений полезных ископаемых на основе использования методов дистанционного зондирования Земли.

ПК-18. Осуществлять авторский надзор за ходом выполнения геолого-съемочных и поисково-разведочных работ и своевременно их корректировать (уточнять, дополнять с геологических и прогнозно-минерагенических позиций).

ПК-20. Контролировать соблюдение техники безопасности и охраны труда при полевых и камеральных работах.

ПК-23. Участвовать в составлении геологических отчетов и графических приложений к ним (карты, разрезы и т.п.), осуществлять подготовку научных статей, монографий и заявок на изобретения.

ПК-30. Осуществлять подготовку инженеров-геологов в сфере высшего образования; устанавливать контакты с геологическими организациями с целью обеспечения их квалифицированными кадрами.

ПК-36. Разрабатывать и реализовывать на практике принципы и нормативы рационального недропользования, системы управления качеством геологической среды.

ПК-37. Прогнозировать кратко- и долгосрочные эколого-геологические последствия разработки месторождений полезных ископаемых.

ПК-45. Составлять договоры на выполнение научно-исследовательских работ, а также договоры о совместной деятельности по освоению новых технологий.

Материал дисциплины компонента учреждения высшего образования «Физика Земли» основывается на ранее полученных студентами знаниях по таким учебным курсам, как «Высшая математика», «Химия», «Физика», «Общая геология».

Форма обучения – дневная, курс – 1, семестр – 2. Общее количество часов – 66 (2 зачётные единицы); аудиторное количество часов – 40, из них: лекции – 28, лабораторные занятия – 12 часов.

Форма отчетности – зачет во 2 семестре.

**СОДЕРЖАНИЕ УЧЕБНОГО МАТЕРИАЛА**

**Раздел 1 Основы космогонии**

**Тема 1.1 Структурные элементы Галактик**

Галактики. Планеты Солнечной системы и законы их обращения. Расширение Вселенной. Гипотеза большого взрыва. Реликтовое излучение. Межзвездный газ и его состав. Космическая пыль, ее состав и структура. Метеориты. Каменные метеориты, хондриты и ахондриты. Железные метеориты. Железокаменные метеориты, мезосидериты и палласиты. Гипотезы образования солнечной системы.

**Раздел 2 Основы сейсмологии**

**Тема 2.1 Землетрясения и их характеристики**

Тектонические, вулканические, денудационные и техногенные землетрясения. Глубина очага землетрясения. Сейсмические зоны Земли. Тихоокеанский кольцевой пояс. Сейсмичность территории Беларуси. Гипоцентр и эпицентр землетрясения. Макросейсмические шкалы (Меркели, Росси-Фореля, MSK – 64). Магнитуда, шкала Рихтера. Связь магнитуды с выделенной при землетрясении энергией. Статистика землетрясений.

**Тема 2.2 Причины землетрясений, сейсмическое райнирование и**

**прогноз**

Причины и модели землетрясений. Теория упругой отдачи Рейда. Тектонические напряжения. Модель лавинно-неустойчивого трещинообразования и дилатантно-диффузионная модель. Гипотеза движения литосферных плит. Спрединг, рифтовые котловины и трансформные разломы. Субдукция, глубоководные желоба и островные дуги. Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений. Понятие о сейсмическом режиме, статистика землетрясений.

**Тема 2.3 Сейсмологическая модель Земли**

Продольные и поперечные сейсмические волны. Годографы прямой, отраженной, преломленной волн. Годографы Джеффриса-Буллена. Принципы построения годографов Джеффриса-Буллена, эпицентральное расстояние. Обнаружение внешнего и внутреннего ядер, их агрегатное состояние. Основные оболочки мантии, их сейсмологические особенности. Граница Мохоровичича.

**Раздел 3 Строение Земли**

**Тема 3.1 Физика ядра и мантии**

Сейсмологические особенности внешнего и внутреннего ядра. Гипотезы состава ядра. Обоснования железного и силикатного состава ядра. Состав слоя В мантии. Основные силикаты слоя В. Зона фазовых переходов. Гипотеза о полиморфных изменениях силикатов. Гипотеза о распаде силикатов на окислы. Нижняя мантия. Гипотезы о составе слоя D. Силикаты и окислы в условиях высоких температур и давлений.

**Тема 3.2 Земная кора**

Природа границы Мохоровичича. Происхождение земной коры. Гипотеза зонной плавки. Физико-геологические особенности континентальной коры. Характеристика основных слоев континентальной коры. Осадочный, гранитный и базальтовый слои. Граница Конрада. Микроконтиненты. Строение океанической земной коры. Осадочный, платобазальтовый и базальтовый слои. Структуры океанической коры, срединно-океанические рифты, трансформные разломы, глубоководные желоба.

**Раздел 4 Геофизические поля**

**Тема 4.1 Учение о фигуре Земли**

Понятие об истиной фигуре Земли - геоиде. Геоид и эллипсоид вращения. Устойчивость гравитирующего вращающегося тела. Сжатие эллипсоида. Связь сжатия эллипсоида с механическими моментами инерции. Определение массы, средней плотности и момента инерции Земли. Форма Земли и новейшая геодинамика.

**Тема 4.2 Гравитационное поле**

Сила тяжести и ее потенциал. Уровенные поверхности, геоид. Изучение фигуры Земли по астрономическим и геодезическим измерениям. Эллипсоид Крассовского. Нормальное гравитационное поле. Формулы Гельмерта и Кассиниса. Изменение силы тяжести, плотности и давления с глубиной. Редукции силы тяжести. Изостатическое равновесие земной коры. Гипотезы Эри и Пратта.

**Тема 4.3** **Земные приливы**

Вращение Земли. Свободная нутация, периоды Эйлера и Чандлера. Земные приливы. Статическая теория лунно-солнечных приливов, понятие о динамической теории. Влияние приливного трения на вращение Земли. Эволюция системы Земля-Луна. Изменение продолжительности суток в геологическом времени. Приливные колебания земной поверхности и их влияние на значение силы тяжести.

**Тема 4.4 Геомагнитное поле Земли**

Историявозникновения учения о земном магнетизме. Элементы земного магнетизма. Магнитные полюса, геомагнитные полюса. Магнитосфера. Нормальное магнитное поле Земли. Главное магнитное поле. Карты элементов земного магнетизма. Вариации геомагнитного поля. Магнитные бури.Природа геомагнетизма. Гипотезы о происхождении магнитного поля Земли, «самовозбуждающееся динамо».

**Тема 4.5 Палеомагнитные исследования**

Остаточная намагниченность горных пород и ее причина. Изменение положения с течением времени геомагнитных полюсов (дрейф полюсов). Гипотеза дрейфа континентов. Реконструкция континентов в палеозое по данным палеомагнитных исследований. Разрастание дна океанов и дрейф континентов. Гипотеза тектоники плит.

**Тема 4.6 Геоэлектрическое поле Земли**

Естественное электромагнитное поле Земли. Теллурическое поле. Теллурические токи. Источники электромагнитного поля Земли. Электропроводность Земли. Удельное электрическое сопротивление горных пород. Геоэлектрический разрез. Геоэлектрическая модель литосферы. Методы естественных и искусственных полей в электроразведке.

**Тема 4.7 Тепловое поле Земли**

Источники тепла. Радиоактивное тепло и оценка его роли. Тепловой поток. Температура Земли и геотермический градиент. Нейтральный горизонт. Факторы, определяющие тепловой режим земной поверхности. Тепловой баланс земной коры. Температура в недрах Земли. Причины образования температурных аномалий.

**Тема 4.8 Движение вещества Земли**

Упругие деформации, жесткость. Неупругие деформации, вязкость. Релаксации горных систем. Оценки вязкости астеносферы, мантии, ядра. Конвекционные потоки в Земле. Круговорот вещества Земли. Контракция и тектогенез перисферы. Важнейшие тектонические следствия контракции.

**ИНФОРМАЦИОННО-МЕТОДИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ**

Методические рекомендации по организации и выполнению УСР по дисциплине компонента учреждения высшего образования «Физика Земли»

Для самостоятельного изучения выделяются следующие темы дисциплины «Физика Земли»:

- «Земные приливы»;

- «Геоэлектрическое поле Земли»;

- «Движение вещества Земли».

Самостоятельное изучение данных тем преследует следующие цели:

* активизация учебно-познавательной деятельности обучающихся;
* формирование у обучающихся умений и навыков самостоятельного приобретения и обобщения знаний;
* формирование у обучающихся умений и навыков самостоятельного применения знаний на практике;
* формирование саморазвитие и самосовершенствование.

Учебная программа УСР

*Тема 4.3*  «Земные приливы» – 2 часа

*Тема 4.6*  «Геоэлектрическое поле Земли» – 2 часа

*Тема 4.8*  «Движение вещества Земли» – 2 часа

Цели: сформировать достаточные знания по изученному учебному материа­лу на уровне узнавания; сформировать компетенции на уровне воспроизведения; сформировать компетенции на уровне применения полученных знаний.

Виды заданий УСР с учетом модулей сложности

А) задания, формирующие достаточные знания по изученному учебному материалу на уровне узнавания:

1. Составить конспект лекций по темам на основе изучения специальной ли­тературы по заданной теме.

Б) задания, формирующие компетенции на уровне воспроизведения:

1. Подготовить реферат по одной из предложенных тем.

Объем реферата по УСР – до 4-5 страниц печатного теста. Шрифт – Times New Roman, размер – 14, без переносов. Поля: верхнее – 20 мм, нижнее – 20 мм, левое – 30 мм, правое – 10 мм. Межстрочный интервал – одинарный, выравнива­ние – по ширине страницы, абзацный отступ – 10 мм.

Структура работы – реферат может включать в себя следующие разделы: титульный лист; введение; основная часть; список использованных источников (не менее 3 источников).

Текстовая часть реферата нумеруется от первой до последней страницы по возрастанию, титульный лист работы является первым, номер страницы на ти­тульном листе не указывается. В титульном листе указываются: название учреж­дения образования, название кафедры, номер и тема УСР, данные об исполнителе.

*Рекомендуемые темы рефератов*

1. Каменные метеориты, хондриты и ахондриты.

2. Железокаменные метеориты, мезосидериты и палласиты.

3. Катастрофические и эволюционные гипотезы образования солнечной системы.

4. Физические свойства внутренних и внешних планет.

5. Распределение момента количества движения в солнечной системе.

6. Сейсмические зоны Земли.

7. Сейсмичность территории Беларуси.

8. Гипотеза движения литосферных плит.

9. Сейсмическое районирование и прогноз землетрясений.

10. Продольные и поперечные сейсмические волны.

11. Годографы прямой, отраженной, преломленной волн.

12. Сейсмологические особенности внешнего и внутреннего ядра.

13. Природа границы Мохоровичича.

14. Происхождение земной коры.

15. Гипотезы Эри и Пратта.

16. Эволюция системы Земля-Луна.

17. Гипотезы о происхождении магнитного поля Земли.

18. Источники электромагнитного поля Земли.

19. Температура в недрах Земли.

20. Релаксации горных систем.

В) задания, формирующие компетенции на уровне применения полученных знаний:

1.Обсуждение и защита рефератов.

2.Контрольная работа. Проводится на практическом занятии в письменной форме.

При подготовке к контрольной работе необходимо:

- самостоятельно изучить тему соответствующей УСР, используя литерату­ру, список которой представлен в задании;

- внимательно изучить вопросы соответствующей УСР (контрольная рабо­та);

- подготовить ответы на каждый вопрос контрольной работы.

***Примерный перечень лабораторных работ***

1 Структурные элементы галактик

2 Анализ годографов Джеффриса-Буллена

3 Вычисление плотности вещества Земли

4 Расчет основных интегральных характеристик Земли

5 Расчет нормального гравитационного поля Земли

6 Расчет температуры земной коры

***Рекомендуемые формы контроля знаний***

1. Собеседование.

2. Письменные отчёты по аудиторным (домашним) лабораторным работам.

3. Контрольные работы.

***Рекомендуемые темы контрольных работ***

|  |
| --- |
| 1 Земные приливы |
| 2 Геоэлектрическое поле Земли |
| 3 Движение вещества Земли |

**4.2 Перечень рекомендуемой литературы**

**Основная**

1 Викулин, А.В. Физика Земли и геодинамика: учебное пособие для геофизических специальностей вузов/А.В. Викулин. – Петропавловск-Камчатский: Изд-во КамГУим. Витуса Беринга, 2008. – 463 с.

2 Гаврилов, В.П. Физика Земли: учеб. для вузов / В.П. Гаврилов. – М.: 000 «Недра­Бизнесцентр», 2008. – 287 с

3 Захаров, В.С. Физика Земли: учеб. для вузов / В.С. Захаров, В.Б. Смирнов. – М.: ИНФРА-М, 2016. – 328 с.

4 Джеффрис, Г. Земля, ее происхождение, история и строение / Г. Джеффрис. – М.: Иностранная литература, 1960.

5 Жарков, В. Н. Внутреннее строение Земли и планет: учебное пособие / В. Н. Жарков. – М.: Наука, 1978.

6 Кашубин, С.Н. Физика Земли: учебное пособие для бакалавров. – 2-е изд., исправ. и перераб. / С.Н. Кашубин, В.Б. Виноградов, А.В. Кузин, В.В. Филатов; под ред. В. В. Филатова. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. – 188 с.

7 Магницкий, В. А. Внутреннее строение и физика Земли: учеб. пособие / В. А. Магницкий. – М.: Мир, 1978.

8 Орленок, В. В. Физика Земли, планет и звезд: учебное пособие / В. В. Орленок. – Калининград: изд-во КГУ, 1991.

9 Пинчук, А. П. Физика Земли: учебное пособие / А. П. Пинчук. – Гомель. ГГУ им. Ф. Скорины, 1994.

10 Стейси, Ф. Физика Земли: учебное пособие / Ф. Стейси. – М.: Мир, 1972.

**Дополнительная**

11Глубинное строение и динамика земных недр территории Белоруссии / Р. Г. Гарецкий [и др.]; под общ. ред. Р. Г. Гарецкого. – Мн.: Навука и тэхнiка, 1991.

12 Грачев, А. С. Рифтовые зоны Земли / А. С. Грачев. – Л.: Недра, 1977.

13 Жарков, В.Н. Внутреннее строение Земли и планет – В.Н. Жарков. – М.: Наука, 1983. – 415 с.

14 Комплексные исследования по физике Земли / отв. ред. Садовский М. Л. – М.: Недра, 1989.

15 Косыгин, Ю. А. Тектоника: учеб. пособие / Ю. А. Косыгин. – М.: Недра, 1983.

16 Лобковский, Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъ­ярусной тектоники плит / Л.И. Лобковский. – М.: Наука, 1988. – 252 с.

17 Павлов, А.Н. Геофизика. Общий курс о природе Земли: учеб. для вузов / А.Н. Павлов. – СПб.: РГГМУ, 2006. – 454 с.

18 Сорохтин, О.Г. Развитие Земли / О.Г. Сорохтин, С.А. Ушаков. – М.: МГУ, 2002. – 559 с.