

МИНИСТЕРСТВО НАРОДНОГО ОБРАЗОВАНИЯ БССР

ГОМЕЛЬСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИМ. Ф. СКОРИНЫ

Кафедра геофизики

МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ
по курсу "Физика Земли"
для студентов специальности
"Геофизические методы поисков
и разведки"

Гомель 1990

СОСТАВИТЕЛЬ А.П. ПИЧУК

Рекомендовано к изданию методическим советом геологического факультета Гомельского государственного университета им. Ф. Скорины

ВВЕДЕНИЕ

Методические указания по курсу "Физика Земли" рассчитаны на студентов старших курсов геофизических методов поиска и разведки. Рассматриваемые вопросы базируются на знаниях предшествующих дисциплин как геологического, так и геофизического цикла, а также физики и математики.

Вопросы физики Земли чрезвычайно обширны и многогранны. Помимо этого в этой области науки идет очень быстрое развитие исследований, что непрерывно предоставляет новую информацию о физике Земли, часто приводящую к существенному изменению понимания процессов, происходящих в Земле, к корректировке и изменению гипотез. Однако будущим специалистам геофизики необходимо иметь вполне конкретное представление о строении Земли, ее жизни и происходящих в ней физических и химических процессах, формирующих геологическое лицо планеты.

1. ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗЕМЛИ

1.1. Континентальная кора

Средняя мощность континентальной коры равна 35 км, хотя имеются и аномальные участки под Гималаями до 90 км. Самая высокая точка земной поверхности Эверест 8848 м, самая низкая - Марианский желоб - 10912 м. Средняя высота континентов 987 м, глубина океанических впадин - 3,7 км. Океана покрывает 70% земной поверхности. Континентальная кора сложена породами, образовавшимися за период более 4,6 млрд. лет.

Структуры верхних горизонтов делятся на три главных типа:

Плечи - сложены докембрийскими породами.

Плосформы - слабо складчатый чехол лежит на докембрийском фундаменте.

Складчатые горы - представлены древними породами и молодыми изверженными.

На глубинах 10-30 км в земной коре имеется граница Конрада. Она разделяет кору со скоростями продольных волн 4-5,5 км/с и 6,5-7,8 км/с. Верхняя часть коры очень изменчива, особенно до кристаллического основания, граничного слоя. Нижний слой называется базальтовым. Состав нижней коры для изучения слабо доступен, поэтому имеется несколько моделей: гранулитовые породы, амфиболитовые. Эти породы обнаружены в глубоко эродированных районах. Наиболее вероятный средний состав пород верхней коры - гранодио-

риновый, нижний - гранулитовый.

Подвигающаяся плита может способствовать началу плавления, образуя частичный расплав или выделяя летучие компоненты, способные вызвать плавление в соседних участках мантии. Жидкая фаза поднимается вверх, внедряется в кору и образует вулканическую дугу.

Граница между континентальной и океанической корой проходит на глубинах 2000-3500 м.

Западная Европа - участок коры до 22 км в Венгерской впадине. Тепловой поток в три раза больше среднего. Наличие погружающейся литосферы в районе Тирренского моря.

1.2. ОКЕАНИЧЕСКАЯ КОРА

Тихий океан. Главной чертой является слабое развитие шельфа, 1,7%. Средняя глубина 4280 м. По рельефу дна разделяется на центральную и периферическую части. В первой преобладают большие глубины - 2/3 площади, разделение на обширные котловины Северо-Западная Тихоокеанская, Северо-Восточная Тихоокеанская, Центральная и Южная, превышает площадь Европы в 2-2,5 раза каждая. Восточно-Тихоокеанское поднятие протяженностью 7500 км, хребты Вандинг и гавайский - 7500 и 5000 км. Обилие подводных океанических конусов. Центральная часть океана - область отсутствия землетрясений. Огромной протяженности разломы субперпендикулярны хребтам и поднятиям. Восточно-Тихоокеанское поднятие к северу от Калифорнийского залива выходит на сушу как плато Колорадо и хребты Большой Бассейна. Поверхность Мохэ лежит на глубине 10-12 км от поверхности океана, т.е. кора мощностью 5-6 км ниже границы Мохэ, скорость $V_p = 9,0$ км/с.

Наименьшая мощность осадочного слоя установлена на вершинах подводных гор и на дне центральной части океана. Область распространения основных пород на большей части Тихого океана отделена от окаймляющей полосы кислых пород, граничащей с континентом - "андезитовая линия".

Атлантический океан. По величине занимает второе место. Имеет центральный срединный хребет. Западная часть океана глубже восточной. Северная половина Атлантики окаймлена каледонскими складчатными сооружениями, южная - докембрийскими платформами. Обнаружены члсто исленные серии седужих хребтов поперечных разломов. Кора абиссального дна имеет мощность осадков 0,5-1 км. Тол-

щина земной коры 5-7 км.

Индийский океан. Занимает по размерам третье место. Кора 5-10 км. Восточно-Индийский хребет меридиального направления, шириной 100 км, длиной 2650 км, высотой 1000-3500 м. Заканчивается внезапно. Вдоль поднятия идет желоб. В южной части расположен Западно-Австралийский хребет с крупными впадинами и пологими северными склонами.

Система Срединно-Индоокеанических хребтов: Аравийско-Индийский, Африкано-Атлантический. Эта система переходит в Срединно-Атлантический хребет.

Северный Ледовитый океан. Имеет меньшие глубины, чем другие океаны и сильно развитую материковую окраину. Шельф занимает 37,4%. Океан пересекается сериями субпараллельных поднятий: хребтом Менделеева, Ломоносова, Срединно-Арктическим /Теткелла/. Дно океана подобно дну Тихого океана. Структура коры имеет континентальный и океанический тип. Типично океаническая кора присуща отдельным разрозненным участкам. Установлен разный характер магнитных полей в западной и восточной частях. Магнитные аномалии сходны с аномалиями других океанов.

1.3. Срединно-океанические хребты

Протяженность Срединно-Атлантических хребтов 60000 км. Центральная часть хребтов нередко расчленена рифтовой долиной, узким до 30 км ущельем с вертикальными стенками и плоским дном. В некоторых районах хребты продолжают на материке /Исландия, Калифорния, Аляска/. В других случаях хребты по трансформным разломам сочленяются с островными дугами.

Помимо срединных хребтов на дне океана имеются другие хребты, имеющие другое строение. Срединно-Атлантические хребты характеризуются высокой сейсмичностью, тепловым потоком, гравитационными и магнитными аномалиями, мелкофокусными землетрясениями. Магнитное поле полосового характера с поразительной симметрией по обе стороны от центральной рифтовой аномалии. Аномальное поле других хребтов более соответствует полу континентального типа коры. Абиссали прилегающие к хребтам характеризуются также упорядоченной структурой магнитных аномалий параллельной хребтам.

Гравитационные аномалии указывают, что литосфера хребтов уравнивается за счет менее плотного верхнего слоя мантии, а не за счет утолщения коры.

Земная кора континентальная и океаническая по своему стро-

ние существенно отличается. Строение котлы, её формирование, изменение рассматривается в науке с двух принципиально различных точек зрения: фиксизма и мобилизма. Для объяснения возможности движения литосферных плит необходимо найти силу, приводящую к их перемещению. Это может быть конвекция. Для конвекции необходим градиент температуры и различие плотностей. Нагретый материал поднимается в центре ячейки, а остывший опускается по краям. Ширина ячейки конвекции примерно равна глубине. Расчеты константы Рэлея для мантии показывают, что она больше минимально необходимой в 1000 раз. Следовательно, конвекция в мантии возможна. Во всяком случае во времена более горячей Земли конвекция была ещё более вероятной.

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

R_a - число Рэлея, α - объемный коэффициент теплового расширения, ΔT - разность температур, g - ускорение силы тяжести, ρ - плотность, d - глубина ячейки, κ - коэффициент температуропроводности, η - вязкость. Для мантии $R_a \approx 2 \cdot 10^4$, при минимуме $R_a \approx 2000$. Даже если ΔT равно 1°C конвекция должна возникнуть, но ΔT составляет сотни градусов.

Стрелить горячие струи "плазмы" пока не удалось. В эпоху жизни зоны крупных неоднородностей в мантии выявлены сейсмическими и гравитационными наблюдениями. Размеры этих неоднородностей более 1000 км.

II. РАСПРОСТРАНЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЗЕМЛЕ

2.1. Сейсмические волны в Земле

Сейсмические волны - это низкочастотные упругие звуковые волны в Земле. Волны делятся на объемные и поверхностные. Объемные волны бывают продольные - P и поперечные - S. Скорость продольных волн в 1,7 раза больше скорости поперечных.

Продольные и поперечные волны пронизывают весь объем планеты, и поверхностные распространяются вдоль земной поверхности. Скорость продольных и поперечных волн с глубиной изменяется, поэтому они распространяются не прямолинейно, а по искривленным дуговым лучам. В недрах Земли существуют кроме границ среды и резкие преломляющие и отражающие границы, где скорости волн изменяются скачком.

Общая тенденция среды Земли - увеличение скорости распространения волн с глубиной до центра Земли. Но существуют и зоны, где более глубокий горизонт, слой, имеет меньшую скорость. В этом слу-

чае образуются волноводы, в которых распространяются каналские волны.

Необычайно широк и спектр регистрируемых волн с периодом от долей секунды до часов. Источниками волн служат различные промышленные предприятия, движения машин, самолетов, катеров, различные взрывы, ветер, морские волны /штормы/, морской прибой, поджоги блоков земной коры, образование трещиноватости горных пород, землетрясения, извержения вулканов, собственные колебания Земли. Причем, на первый взгляд "слабые волны", могут распространяться на сотни километров. Так, волны создаваемые на Балтийском море, регистрируются в Белоруссии.

Волны различных периодов несут определенную информацию о Земле. Самые короткопериодные волны, микросейсмы, шуми помогают выяснить строение и геологическую жизнь земной коры, осадочной толщи. Волны землетрясений несут информацию о строении глубинных оболочек Земли. Волны землетрясений сравнивают с фонарем, освещающим глубины Земли.

В отсутствие землетрясений при высокой чувствительности регистрирующей аппаратуры регистрируются микросейсмы. Их период находится в пределах 4-6 сек. Их амплитуда непостоянна. Самые короткопериодные микросейсмы исчезают ночью. Они, видимо, связаны с шумом промышленных городов. Другие микросейсмы максимальны вблизи берегов морей, минимальны внутри суши. Часть этих микросейсм обусловлена волнами прилива, однако источник других далеко в море в центре циклонов. Волны воздействуют на дно моря, передавая ему свою энергию, которая передается далее на тысячи километров.

Микросейсмы периодом менее 1 сек создаются местными метеорологическими условиями.

Представляет интерес необычное явление усиления микросейсм или волн землетрясений и цунами, если вблизи пункта наблюдений находится озеро, водохранилище, залив в которых частота волн совпадает с приходными волнами. Резонанс усиливает колебания воды. Возникающие волны называются сейдами. Сейды возникают за тысячи километров от источника волн. Передача микросейсм на огромные расстояния, видимо, обусловлена наличием низкоскоростных волноводов.

Еще один тип сейсмических волн порождается цунами. Цунами возникает при подводных землетрясениях. Возникнув, они проходят тысячи километров почти без затухания со скоростью 600 км/ч. В открытом море цунами незаметны. Амплитуда водных волн возрастает у побережья до десятков метров (Камчатка, 1737 г. - высота пу-

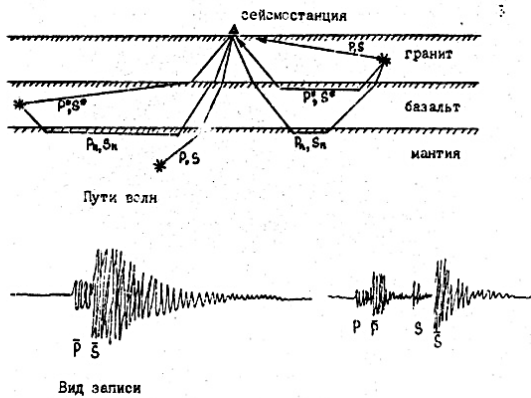
РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ

нами 70 м). Соответствующие землетрясения могут оползти в море и заливы. Порождаемые ими водные волны достигают сотен метров (Аляске, Дитуя, 1958 г. - высота волны 500 и 290 м).

Периоды наблюдаемых сейсмических волн: объемных P и S с $T=0,1-1,0$ с, поверхностных L с $T=10с+3мин$, собственные колебания Земли с $T=3+55$ мин, приливные с $T=0,5сут+15лс$.

2.2. Волны землетрясений

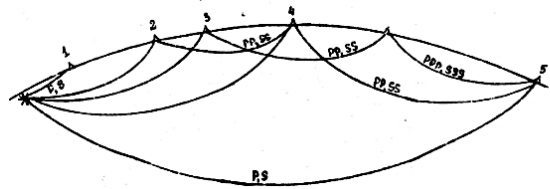
Волны местных и близких землетрясений



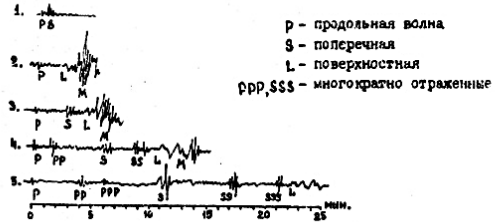
По разности времени прихода волн P и S определяется расстояние до очага землетрясений, т.е. определяется длина пути движения волны. Характер записи, частота волн, длительность колебаний, наличие нескольких вступлений волн P и S расширяет возможность извлечения информации. Местные и близкие землетрясения характеризуются малой общей длительностью записи и высокочастотным составом.

Кроме прямых волн P и S могут приходить волны многократно отраженные от дневной поверхности.

6



Пути волн

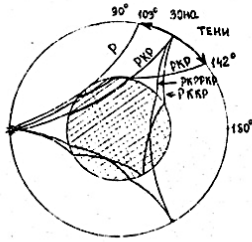


Вид записи

9

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ

Волны удаленных землетрясений
 Волны удаленных землетрясений имеют более длинные периоды.

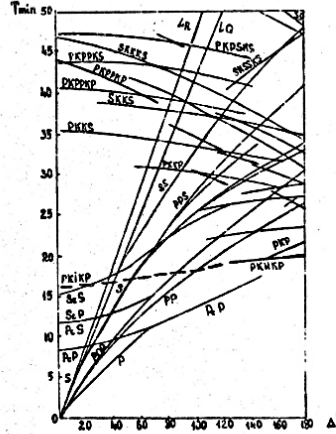


К - волна прошедшая через ядро

По мере удаления от эпицентра интенсивность P и S волн, их четкость уменьшается и на расстоянии 103° начало записи становится неразличимым до 142°. Но после 142° регистрируются уже другие волны. Время их прихода меньше, чем должно было бы быть, если бы они двигались со скоростями прежних волн. Регистрируемые волны после 142° проходят через ядро. Зона тени возникает из-за преломления волны ядром и отклонения её, что создает тень. В зоне тени существуют волны, но они значительно слабее. Это волны многократно отраженные от дневной поверхности и границ ядра. Глубины преломления на границе мантия-ядро определены в 2700 км. Впервые она была установлена Гуенборгом в 1913 г.

Наряду с рассмотренными выше простыми прямыми волнами, существует много других волн отраженных от границ разделов, многократно отраженных, меняющих свой тип, волны поверхностные, каналовые, коровые. Все это усложняет расшифровку записей, но и дает дополнительную информацию. Дальнейший опыт регистрации волн землетрясений позволил построить годографы Дюффриса-Булена. Они представляют довольно сложную картину. Ниже приведено ограниченное их количество.

10



Годографы Дюффриса-Булена, $h=0$ км

Поверхностные волны - L - имеют более длинные периоды, распространяются вдоль поверхности Земли и являются волнами Лява и Рэлея. Волны Лява - поперечные колебания в горизонтальной плоскости, не имеющие вертикальной составляющей. Волны Рэлея - производят колебания в вертикальной плоскости. Поверхностные волны распространяются медленнее S-волн, волна Рэлея L_д медленнее, чем волна Лява L_д. Землетрясение порождает волны не одного периода, а целый спектр. Скорость поверхностных волн разных периодов различна, поэтому при их приеме получаются сна-

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ

чала длиннопериодные, а затем более короткопериодные. Такая сортировка волн называется дисперсией. Если скорость упругих волн в Земле изменяется с глубиной h , то поверхностные волны должны обладать дисперсией, «так как их скорость зависит от периода».

$$U = V - \lambda \frac{dV}{d\lambda}$$

U - Групповая скорость
 V - фазовая скорость
 λ - длина волн

Скорость Рэлеевских волн $0,92 V_p$. Дина - V_d .
 Групповая скорость поверхностных волн в коре под Атлантическим и Тихим океанами выше, чем под Евразией.

В верхних слоях мантии, около 100 км, в слое минимальной теплопроводности происходит увеличение температуры, поднимающейся близко к адиабатической точке плавления. Существующее там давление относительно мало, чтобы повысить адиабатическую точку. Уменьшение массы вещества в связи с этим приводит к понижению скорости распространения волн, а на больших глубинах она опять возрастает. Наличие такой скоростной характеристики приводит к возникновению низкоскоростного канала, в котором идет распространение Р и S волн со слабым затуханием. Наблюдаются подобные каналы и в земной коре континентального типа, в океанической - отсутствует.



Пути каналовых волн земной коры.

2.3. Сейсмические волны и строение Земли

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

"Всякое землетрясение, - по выражению Б.Б.Голлицина, - можно

уподобить фонарю, который зажигается на короткое время и освещает нам внутренность Земли, позволяя тем самым рассмотреть то, что там происходит".

Земная кора

Первые запisky землетрясений от близких источников позволили определить скорость распространения продольных волн $P \approx 6$ км/с и поперечных $S \approx 3,55$ км/с и соотношение между этими скоростями равно 1,7. Далее было выяснено, что с глубиной скорости возрастают, лучи волн искривлены, поэтому зависимость времени прихода волн от эпицентрального расстояния не прямолинейная, а искривлена. Обнаружение и исследование каналовых волн, в связи с их запаздыванием, по сравнению с прямыми волнами, позволило установить особенность образования зоны пониженных скоростей внутри земной коры.

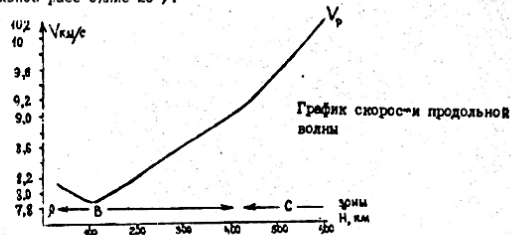
В 1910 году Мухоморовичем была исследована запись землетрясения на близком эпицентрального расстоянии. Кроме Р и S волн на записи были обнаружены вторичные колебания этих волн. Они могли возникнуть образовались от границы плотностей на глубине около 60 км. Эта граница и была названа границей Мухоморовича, которая являлась поверхностью земной коры. В дальнейшем установили вариации глубины границы "Мухо" и определено, что под горными сооружениями мощность земной коры увеличивается. Так же оказалось, что мощность земной океанической коры составляет около 15 км. Накопление фактического материала позволило установить на континентальной коре границу на глубине около 15 км, границу между гранитным и базальтовым слоем, границу Копрада. Эта граница обнаруживается не везде и граница продолжается до сих пор не только сейсмологами, но и сейсморазведчиками при помощи искусственных взрывов.

Мантия

Исследование географов на эпицентральных расстояниях до 103° позволило установить скорость распространения волн в мантии $P \approx 8,1$ км/с, $S \approx 4,5$ км/с. Было также установлено нарастание скорости волн с глубиной до значений $P \approx 13,6$ км/с, $S \approx 7,3$ км/с. Установлено наличие низкоскоростного канала на глубинах около 100 км. Распределение скоростей в мантии под океанами очень близко к их распределению под континентами. На глубинах около 200-950 км увеличению скорости распространения волн идет быстрее, чем должно

быть под влиянием давления. Предполагается изменение химического состава. На глубине 900-950 км /эпицентрального расстояния $\theta=45^\circ$ / градиент скорости резко изменяется давая основание предполагать наличие границы. Величины скорости здесь достигают $P=11$ км/с, $S=6$ км/с. Отмечено, что ниже глубины 800 км землетрясения не происходят.

Зона 900-2900 км характеризуется медленным возрастанием скорости волн P от 11 до 13,7 км/с; S от 6 до 7 км/с. Также обнаружено изменение наклона годографа для глубины 400 км /эпицентрального расстояния 20° /.



Для изучения земной коры и мантии используются и поверхностные волны. Распределение их дисперсии позволяет выделять неоднородность строения.

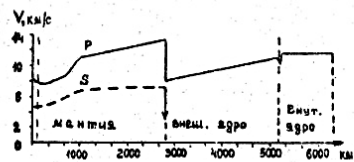
Ядро

По зоне тени P и S волн, годографам удалось выделить на глубине 2900 км ядро Земли. Скорость распространения продольных волн снизилась до 8,5 км/с, а поперечные волны не проходят через ядро. Это позволило заключить, что внешнее ядро находится в жидком состоянии. Возрастание скорости с глубиной в ядре происходит плавно и обусловлено давлением. На эпицентральной расстоянии $\theta=110^\circ$ появляется волна PK/KP , говорящая о наличии границы в ядре. Сильно преобладающие свойства этой границы заворачивают луч в сторону тени. Указанная граница на глубине 5120 км обусловлена внутренним ядром, находящимся в твердом состоянии.

Зона перехода от внешнего ядра к внутреннему около 300 км. Скорость распространения волны во внутреннем ядре 11,2 км/с. Для анализа свойств внутреннего ядра используется и дисперсия волн.

14

Радиус внутреннего ядра около 1250 км.



Распределение скорости волн в недрах Земли.

2.4. Длиннопериодные волны. Собственные колебания Земли

Кроме рассматриваемых выше колебаний наблюдаются и очень медленные, с периодом несколько часов. Самые медленные геологические колебания не регистрируются имеющейся аппаратурой, а колебания типа приливных легче регистрируются гравиметрами.

В 1960 году Беньюфф от Чилийского землетрясения записал сейсмические длиннопериодные колебания, по тем же колебаниям Слуккером были записаны приливными гравиметрами. Записанные волны оказались периодов 54; 35,5; 25,8; 20; 13,5; 11,8; 8,4 мин. Оказалось, что эти волны порождены собственными колебаниями Земли, вызванными землетрясением. Собственные колебания производят механическое движение Земли, что регистрируется сейсмометрами и гравиметрами. Спектр колебаний дискретный. Собственные колебания Земли зависят от распределения плотности в Земле и её упругих параметров модуля сжатия и модуля сдвига, а также от распределения гравитационного поля внутри Земли. Свободные колебания, с точкой поворота волны с длиной волны сравнимой с радиусом Земли.



Северная гармоника



Смещение центра тяжести



Расширение и сжатие



От вытянутого к сплюснутому



Закручивание в разные стороны



Сложные гармоника

Практическая реализация результатов наличия собственных колебаний в анализе сложных сейсмических сигналов. Кроме того, собственные колебания Земли являются ее собственными функциями, как планетного тела, характеризующими ее свойства, строение и дающие возможность проводить сопоставление с такими же параметрами других небесных тел. Следует отметить, что расчеты собственных колебаний Земли были проведены ранее в 1911 году Лявом, первая регистрация была проведена Веньоффом в 1952 году, однако «очно доказанными и зарегистрированными следует считать 1960 г. Колебания подразделяются два класса: круглые и сфероидальные.

Сфероидальные колебания связаны с изменением объема и форм планеты. С ростом номера колебаний, их частоты они вытесняются с центра и поверхности планеты. Различные частотные интервалы характеризуют различные формы Земли. Сфероидальные колебания регистрируются гравиметрами и сейсмографами.

Круглые колебания не регистрируются гравиметрами. Круглые колебания связаны только с жесткими оболочками Земли и определяются распределением модуля сдвига и плотности в мантии и коре. Это дает возможность уточнить реальную модель Земли, что и было выполнено. Параметры круглых колебаний подтвердили наличие зоны пониженных сейсмических скоростей на глубинах 50-250 км. Эта модель Земли получила название модели Гутенберга, и вся верхняя зона названа астеносферой.

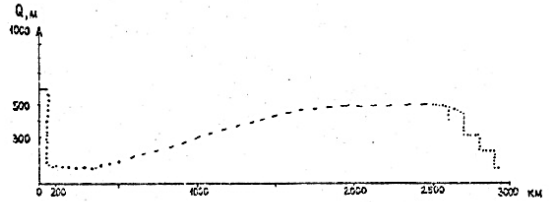
2.5. Диссипативные свойства Земли, добротность

Диссипативность — мера рассеяния механической энергии в различных слоях планеты, т.е. мера механической добротности системы. Она определяется отношением энергии, накопленной в системе к энергии, рассеянной в течение цикла.

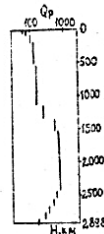
$$Q_n = \frac{1}{2\pi} \cdot \frac{E}{\Delta E}$$

Величина Q_n рассматривается как «мера идеальности» упругости среды. Чем больше добротность, тем меньше рассеивание механической энергии при колебаниях. При колебаниях в недрах Земли возникают напряжения сдвига и сжатия. Напряжение сжатия пропорционально модулю сжатия. При восстороннем сжатии процессы являются практически идеально упругими. Сдвиговые напряжения пропорциональны модулю сдвига μ . Эти процессы приводят к рассеянию энергии в неидеально упругой среде. Распределение добротности с глубиной определяется по собственным колебаниям Земли.

16



Распределение механической добротности в коре и мантии.



Модель добротности мантии.

Нижний слой литосферы 10-19 км обладает высокой добротностью $Q_n \approx 600$, далее она уменьшается до минимума на глубинах 38-90 км $Q_n \approx 100$. Сравнительно низкая добротность наблюдается до 400-500 км, потом идет постепенное ее повышение до подошвы мантии $Q_n \approx 500$. Для жидкого внешнего ядра $Q_n \gg 1000$, для внутреннего ядра $Q_n \approx 100-300$. На упругость внутренних зон Земли, в том числе и твердого ядра Земли «требуют» дальнейшего исследования. В первом приближении ее можно объяснить близостью температур к температуре плавления.

Наличие чужеродных примесей (например, в низах мантии летучих компонентов H_2O, CO_2), частичное плавление, релаксация напряжений по границам зерен при высоких температурах. Наблюдается корреляция низких значений механической добротности с высокими температурами, близкими к адиабатическим, которые обуславливают низкие вязкости вещества, разлитичные слои, астеносферные, на глубине 70-270 км и у подошвы мантии. Ученые делают вывод, что зоны низких значений механической добротности Q_n соответствуют тепловым пограничным. Предполагается и наличие пограничного на глубинах 700-900 км, но наличие его еще не доказано.

2.6. Сейсмология Луны

В 1960 году американские сейсмологи получили первые лунные

17

Источниками колебаний явились удары метеороидов, ударные фонтаны жидк., дутьерасения, приливные волны, калибровочные удары кометаретов. После удара 2,5-тонного и 15-тонного блоков сейсмические колебания продолжались соответственно 1 и 4 часа. Амплитуда колебаний сначала возрастала 5-15 мин, затем медленно ослабевала. На Земле колебания от подобных источников продолжались не более 1-10 мин. Луная запись сейсмограмм характеризуется несомненными всплесками поперечных и продольных волн, практически отсутствием фаз поверхностных волн, отличиями формы записи вертикальных и горизонтальных компонент.

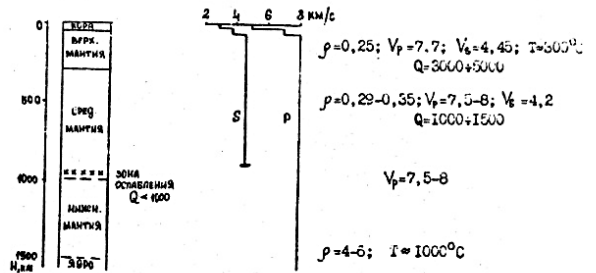
Сейсморазведочные эксперименты на Луне дали следующие результаты: в верхнем слое Луны волны движутся с очень низкими скоростями. На глубине 10 км скорость их возрастает до 5 км/с. Луна разделена на отдельные слои, на границах которых с глубиной скорость растет скачком, что обусловлено сменой генетического и химического состава.

Поверхность Луны покрыта слоем реголита /2-12 м/ плотностью 1,5-1,6 г/см³, пористость 50%, со скоростью волн $V_p \approx 100$ м/с, $V_s \approx 30$ м/с. Ниже идет слой брекчий мощностью 18-25 м, плотностью 1,7-1,8 г/см³, пористость 50%, $V_p \approx 300 \pm 50$ м/с, $V_s \approx 130 \pm 50$ м/с.

Волны от источников колебаний распространяются в низкоскоростном разрезе, многократно отражаясь, почти не теряя упругую энергию.

На Луне была открыта кора. В верхней ее части /20-25 км/ скорость сейсмических волн растет до значений 5-5,8 км/с. В нижней части коры скорость возрастает до 7 км/с. На глубине 50-65 км происходит резкое увеличение скорости до значений 8 км/с и более. Это граница между корой и мантией. Внутри коры область на глубине 20-25 км отличается также возрастанием скорости, скачком с 5,8 до 6,8 км/с.

С углублением в мантию скорость сейсмических волн уменьшается вплоть до 150 км. Во внутренней области Луны на 600-1000 км с поверхности зафиксировано уменьшение скорости продольных волн и отсутствие поперечных. Возможно у Луны жидкое ядро? Возможно и другое объяснение - сильное поглощение энергии сейсмических волн в результате содержания в веществе летучих или жидких компонент.



III. СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЗЕМЛИ

3.1. География землетрясений, параметры

В зависимости от глубины очага землетрясения можно разделить на: неглубокие - до 70 км, промежуточные - 70-300 км, глубоководные - 300-720 км. Выделяются следующие сейсмические зоны земного шара: Альпийский пояс Европы, Памиро-Байкальский, Андийско-Арктический, Центральной части Индийского океана, рифтовый пояс Восточной Африки. Самой высокой сейсмичностью отличается Тихоокеанский кольцевой пояс. Однако 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.

Отмечаются землетрясения и при резких изменениях нагрузки на земную поверхность: техногенные землетрясения. Они связаны с быстрой заполнением или разгрузкой водохранилищ, сооружением плотин, изменением давления воды в скважинах /Индия, 1967 г., река Кошна, водохранилище; Африка, р.Замбези, водохранилище; Греция, Крества, водохранилище; Турция, 1972г., водохранилище; США: Колорадо, Денвер, 1962 г., закачка воды с скважины/.

Гипоцентр - место начала разрыва оплосности пород. Эпицентр - точка над гипоцентром на поверхности Земли. Очаг - вся зона раз-

дупления пород, где происходит удар.

Смещение пород на поверхности Земли при слабых землетрясениях может быть всего несколько сантиметров, а при сильных - несколько метров. Например, при Сан-Франциском землетрясении 1906 г. - 6 м. Смещение пород могут быть как горизонтальные, так и вертикальные. Длина трещины, раскола может достигать сотен километров /Сан-Андрес, 1966 г. - 200 км; Чили, 1960 г. - 600 км/.

Возникшее 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.

Землетрясения измеряются в баллах до I до XII. Баллы выражают интенсивность сотрясений, колебаний на дневной поверхности. I-IV балла - слабые землетрясения, V-VII - сильные, приводящие к повреждениям, VIII-XII - разрушительные. Наиболее сильные землетрясения Гоби-Алтайские, 1957 г., - XII баллов. Число разрушений и жертв зависит не только от силы землетрясения, а и от заселенности территории и сейсмостойкости сооружений. Землетрясения одинаковой силы и 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.

Магнитуда - величина, пропорциональная выделенной при землетрясении энергии. Землетрясение имеет одну магнитуду, где бы она не измерялась, в то время, как величина максимальна в эпицентре и спадает к периферии до неслышимых колебаний.

Магнитуда определяется как десятичный логарифм амплитуды наибольшего колебания грунта в микронах на стандартном расстоянии 100 км от эпицентра. Разработал единицу магнитуды Рихтер. Магнитуду землетрясения можно определить зная величину и эпицентральное расстояние. Каждая единица магнитуды показывает, что амплитуда сейсмических волн отличается в 10 раз. Сильнейшие из зарегистрированных землетрясений имели магнитуду 8,9.

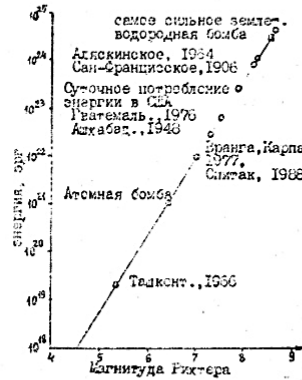
Для связи энергии и амплитуды используется формула Гутенберга:

$$\lg E = 9,9 + 1,9M - 0,024 M^2$$

Изменение магнитуды на единицу соответствует изменению выделенной энергии в 35-48 раз. Энергия землетрясения с $M=4,0$ и $M=8,0$ отличается в 2500000 раз, т.е. энергия одного землетрясения с ам-

плитудой 8,0 эквивалентна энергии 2500000 землетрясений с магнитудой 4,0. Такое соотношение ставит под сомнение возможность снять напряжение блоков пород серий вызванных малых землетрясений, чтобы предотвратить разрушительное. Энергия самых сильных землетрясений эквивалентна энергии водородной бомбы.

На Земле происходит ежегодно землетрясений с $M > 7$ около 20, с $M > 5$ около 1000, с $M > 3$ около 100000. Самое катастрофическое по последствиям землетрясение произошло в Китае в 1556 году, в результате которого погибло более 630000 человек, в 1976 году около 250 тысяч человек. На Земле ежегодно погибает от землетрясений в среднем 10000 человек.



Соотношение энергии и магнитуды.

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

3.2. Причины землетрясений

На протяжении развития геологических наук выдвигались разно-

Сейсмическая активность района проявляется в виде низкочастотного повтора землетрясений разного класса энергий. Чем выше магнитуда землетрясений, тем реже они происходят. Интервал сильных землетрясений может достигать 500-700 лет и более.

Тенденция смещения блоков земной коры в одном направлении при землетрясениях может быть длительной. Так по Сан-Андресскому разлому прослежено общее смещение в 120 метров по горизонтали, а общее поднятие территории достигло площади 12 тысяч км², произошедшее вдоль разлома на 150 км, с максимумом в 35 см.

обратные причины землетрясений. Основными только на тех, которые имеют определенное значение в настоящее время.

Одна из гипотез предполагает причинами землетрясений обрушение горных пород в подосках выщелоченных, выщелоченных водой. Этой гипотезой придерживается С. Григорьев. Подвывая часть ученых не придерживается этой гипотезы, которой невозможно объяснить сколь-нибудь значительные землетрясения на больших глубинах, малая энергия обвалов. Помимо этого пустоты, выщелоченные водой, будут заполнены водой и в этих условиях выделение энергии обрушения пород будет резко уменьшено и рассредоточено во времени, что не приведет к сильному сейсмическому толчку. Но Григорьеву, для 7-бального землетрясения необходимо обрушить 30-50 км³ пород на площади 350-500 км² с высотой 100 м. Нетрудно себе представить какие невообразимо огромные пустоты должны образовываться в Земле.

Техногенные землетрясения. Землетрясения вызваны деятельностью человека. В результате создания горных выработок, перемещения огромных масс пород, создания водохранилищ, плотин, закачки или откачки подземных вод наблюдались землетрясения с очагом на глубинах около 10 км. Во всех этих случаях происходит изменение напряженного состояния горных пород. В результате быстрого техногенного процесса реологические свойства пород не действуют. Напряжение не успевает постепенно перераспределиться, рассеяться и возникают мгновенные разгрузки, землетрясение. Такие землетрясения ограничены небольшими площадями, неглубоким гипоцентром. Но непосредственно вблизи эпицентра могут быть разрушительными в 7-8 баллов, магнитуда их достигает 7. Сильные землетрясения выделяют огромное количество энергии совершенно не сопоставляемой с энергией техногенного воздействия. Техногенные землетрясения являются спусковым механизмом, способствующим нарушению природного процесса. Таким образом, техногенные землетрясения также являются на самом деле тектоническими. Отсутствие определенных геологических признаков не приводит к возникновению землетрясения при выполнении крупных водохранилищ. В связи с этим интересно отметить, что ядерные взрывы вызывают серии землетрясений, однако не на всех полигонах. Сделана специальная проверка на Алеутских островах. При взрыве ядерного заряда землетрясение не произошло, хотя район тектонически активный.

Главенствующая роль при техногенных землетрясениях принадлежит не гравитационной нагрузке, а изменению давления порово-рецидных вод при выполнении водохранилища или снижении их уровня.

22

Земная поверхность получает значительные нагрузки в связи с выпадением дождя, снега, испарением влаги, сносом материала водой, его перераспределением, однако, не отмечается влияние этих причин на сейсмичность территории. Очевидно, величина этой нагрузки и распределение ее на значительные площади находится в пределах устойчивости горных пород и возможности их реологических свойств перераспределять энергию возникающих напряжений.

Основной причиной землетрясений являются тектонические напряжения. Накапливаясь 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 землетрясений накапливается в результате упругих деформаций горных пород. Такая причина подготовки землетрясения принимается практически всеми исследователями вне зависимости от их приверженности к гипотезе "исобилизма" или "фиксизма".

Наиболее согласованной с научными данными оказывается гипотеза движения литосферных плит. Большинство землетрясений (95%) происходит по краям плит. Максимумом (90%) отличается Тихоокеанский пояс. Внутриплитные землетрясения возникают в результате развития деформаций, вызванных давлением по краям плит. Не следует исключать также и геолого-тектонические силы, которые могут возникнуть в земной коре и мантии внутри плит в результате неравномерности протекания геологических процессов.

Небольшая группа землетрясений связана с вулканической деятельностью, которая в большинстве случаев тесно связана с краями плит.

3.3. Модели землетрясений

Сейсмическая энергия, накопленная в среде, выделяется в очаге землетрясения. Чем больше энергии землетрясения, тем больше очаг, его протяженность $l \approx 1$.

$$E_{\text{д}}(\text{км}) = 0,5M - 1,8.$$

Поэтому протяженность очаговых зон землетрясений больших амплитуд составляет сотни километров. После образования главного разрыва возникают вторичные разрывы /поперечные толчки/. Часто эти разрывы происходят в перпендикулярных плоскостях основному. Выделяющаяся в очаге энергия изменяет термодинамические параметры среды, что может повлиять на температуру и вызвать фазовые превращения, изменения объема и прочности.

23

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ

Лабораторные исследования образцов пород при высоких давлениях показывают, что первоначально при постановке давления происходит резкое сжатие, затем скорость сжатия уменьшается и через длительное время прекращается. Такая же зависимость наблюдается и при снятии давления. Т.е. освобождение накопленной энергии происходит по логарифмической зависимости. Основной «толчок» землетрясения сопровождается афтершоками. Чем меньше глубине землетрясения, тем выше вероятность афтершоков. Неглубокие землетрясения часто приобретают характер роя землетрясений с невозможностью выделить главный «толчок». Спикатское землетрясение характеризуется магнитудой $M = 7,0$; дальностью в эпицентре 10 километров, глубиной гипоцентра 10-20 км. Процесс высвобождения энергии происходил ступенчато. Выявлено 4 основные фазы с интервалами 5-15 сек., последняя 4 минуты 20 секунд. В каждой фазе вспарывался новый участок глубинного разлома земной коры. Предполагается, что в первой фазе разрыв составил 12 км, образовав ступень высотой 1м и почти метровый сдвиг.

Тектонический разрыв любого землетрясения формируется несколькими стадиями:

1. Появление и разрастание множества изолированных «рецин».
2. Лавинообразное расширение перемычек «рецин», развитие общего разрыва.
3. Возникновение напряжений краев разрыва, образование «рецин».
4. Продолжение смещения бортов разрыва.
5. Заключивание полоски разрыва.

Модель лавино-неустойчивого «рецинообразования» /ДНТ/. На ранней стадии подготовки землетрясения происходит изменение количества, размеров и ориентации «рецин», которые сливаясь образуют крупные разрывы сливающиеся в основной, приводящий к землетрясению. В зоне разрыва развиваются неупругие деформации, в периферийной - упругие деформации уменьшаются по мере ослабления напряжения.

Дилатантно-диффузионная модель /ДДМ/.

На первой стадии подготовки землетрясения напряжение возрастает до определенного уровня, когда появляются «открытые» «рецины» - дилатансия. Давление воды в «рецинах» падает, часть их осушается, что вызывает упрочнение пород. В зону устремляется вода из соседних участков, прочность падает, происходит разрыв, вызывающий землетрясение.

3.4. Сейсмическое районирование

Для выработки определенных норм и критериев, представляемых и строимельскому сосудию проводя сейсмическое районирование. Оно заключается в построении карт возможных максимальных землетрясений на данной территории. Построение «таких карт» - сложная задача. Надо учитывать землетрясения максимальной дальности не за ограниченный период наблюдений, а определить возможные максимальные землетрясения. Дело осложняется тем, что наиболее сильные землетрясения могли происходить в изучаемой местности слишком давно и не зафиксированы в памяти людей, а сеть сейсмостанций разбавлена сравнительно недавно. Примером досадных ошибок может служить Ленинградское землетрясение в 1968 году. Повторяемость сильных землетрясений может составлять сотни, а то и тысячи лет.

Составление карты сейсмического районирования учитывает и изучает следующие факторы:

1. Геологическое строение района.
2. Тектоническую активность.
3. Глубины очагов землетрясений.
4. Зафиксированные исторические землетрясения.
5. Повторяемость землетрясений.
6. Исследование ландшафта с целью обнаружения последствий исторических землетрясений.

Недооценка сейсмической опасности приводит к огромным жертвам и материальному ущербу, особенно в настоящее время. В связи с этим пришлось останавливать некоторые важные станции, прекращать их строительство. Мало кто в Белоруссии представляет себе возможность землетрясения, однако изучение всех факторов показывает возможность У1-УП балльных землетрясений местных очагов.

3.5. Прогноз землетрясений

На территории нашей страны создана Единая система сейсмических наблюдений /ЕССН/. Задача системы - регистрация землетрясений, определение их параметров, сейсмическое районирование. В эту же систему входят специальные партии, отряды, занимающиеся изучением вопросов прогнозирования землетрясений. Разработкой этих вопросов заняты многие институты сейсмологии, отдаленных других исследовательских институтов и вузов.

Исходя из модели подготовки землетрясений, анализа различных

изменений геолого-гидрогеологических признаков, изменения геофизических полей, связанных с землетрясениями отмечены следующие показатели: изменение уровня подземных вод, их химического состава, концентрации растворенных газов; изменение наклона дневной поверхности; расхождения между реперами; уровня дневной поверхности; изменения скоростей сейсмических волн, электропроводности, геомагнетизма, земного электричества; изменение поведения животных. Критерии прогнозирования землетрясений можно подразделить на геохимические, геофизические, деформационные, геодинамические, биофизические.

Казалось бы, проблема достаточно хорошо решается. Но проблема не решена до сих пор. Есть только единичные удачные прогнозы.

Прогноз заключается в определении места, мощности и времени землетрясения. Выделяют долгосрочные и краткосрочные прогнозы. Состояние прогноза можно характеризовать следующим образом: каждому землетрясению предсказать определенные или многие признаки, но на каждом сочетании признаков следует землетрясение. Решение прогноза неоднозначно. Наблюдаемые признаки находятся в пределах слабого изменения соответствующих полей на фоне значительных помех, соотношений с амплитудой соответствующего признака.

Уверенно делаются статистические прогнозы по обработке частоты и магнитуды наблюдаемых ранее землетрясений. Но эти прогнозы не дают точного времени события, а только его вероятную частоту и магнитуду.

Работы по прогнозу землетрясений накапливают знания по закономерностям изменения различных полей; улучшают аппаратно-методическую базу, выявляют наиболее информативные группы признаков. Все это несомненно приближает решение задачи прогноза. Получено решаются и конкретные задачи гидрогеологии и геоэкологии, нефтегазодобычи и прогноза нефтеносности.

IV. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ. ФИГУРА ЗЕМЛИ

4.1. Сила тяжести

Гравитационное поле Земли является следствием распределения масс в недрах Земли и тесно связано с её фигурой. Гравиметрия Земли используется в решении вопросов геодезии и топографии, космонавтики, внутреннего строения Земли.

На любую точечную массу на Земле и внутри её действует две силы: сила тяготения и центробежная сила.

25

$$F = -G \frac{m_1 m_2}{r^2}; \quad P = \bar{\rho} \omega^2 r$$

Эти две силы в сумме составляют силу тяжести. Соотношение силы тяжести к единичной массе даёт ускорение в данной точке, напряжённость поля силы тяжести, гравитационное поле. Центробежная сила изменяется от нуля на полюсах до максимума на экваторе. Сила тяготения в связи с эллиптичностью Земли от полюса к экватору уменьшается.

Среднее значение $g = 979,700$

Изменение от полюса к экватору - 5200

за счёт центробежной составляющей - 3400

за счёт сферичности - 1800

Изменение при перемещении на 1 м по высоте - 0,3

Лунно-солнечные возмущения - 0,4 мгал.

4.2. Фигура Земли

Июном был первым учёным, выдвинувшим положение о том, что Земля не сфера, а эллипсоид вращения. Схематично Земля составляется:

$$\frac{R_3 - R_n}{R_3} = 1/297 = 0,00336700$$

Экваториальный радиус равен $R_3 = 6378,385$; полярный - $R_n = 6356,912$; $R_3 - R_n = 21,473$ км. Скорость вращения точки на экваторе - 465 м/сек, средняя скорость движения по орбите - 29,8 км/сек, расстояние до Солнца - $149,504 \cdot 10^6$ км = 24439 R_3 , до Луны - 384400 км.

Гравитационное поле является потенциальным и сила тяжести - первая производная гравитационного потенциала

$$W = G \int \frac{dm}{r} + \frac{\omega^2}{2} r^2, \quad g = \int \frac{M}{r^2} + \omega^2 r$$

Поверхности равного потенциала называются уровнями поверхности. Тщательное измерение фигуры Земли показало, что её фигура отклоняется от правильного эллипсоида вращения в связи с рельефом Земли и неравномерным распределением внутренних масс. Наиболее точно отражает фигуру Земли потенциальная поверхность, называемая геоидом. Это неправильная поверхность, поэтому не может характеризоваться аналитически, хотя расхождения между поверхностями сфероида и геоида не превышает 100 м. Геоид - это уровенная поверхность мирового океана и её продолжение на континентах. Для расчёта фигуры Земли аналитическими формулами имеется ряд формул в зависимости от степени приближения к геоиду: шар, сфероид, фигура Клеро, Красовского.

27

Гильерма, Кассиниса и др. Земля представляется двусым и трехосным эллипсоидом вращения.

Движения искусственных спутников Земли, испытывающих влияние её поля тяготения, дали возможность более подробно судить о гравитационном поле Земли. Наличие у Земли экваториального сжатия вызывает перемещение плоскости орбиты спутника в 10^9 в сутки в направлении противоположном направлению движения спутника. Кроме этого вращается и полюса эллипса орбиты спутников. Экватор Земли не является окружностью, а эллипсом (разность полуосей - 100 м). Сметены грушеобразная форма Земли. Уровенная поверхность на южном полюсе ближе к центру на 30 м, чем на северном полюсе.

4.3. Момент инерции Земли

Для любого движущегося тела можно рассчитать момент инерции. Момент инерции вращающегося тела зависит от распределения массы от поверхности к оси вращения. Для однородной модели Земли безразмерный момент инерции $I = 0,4$.

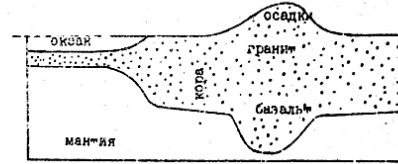
При росте плотности от периферии к центру величина момента инерции будет уменьшаться, при росте плотности к периферии - увеличиваться. Для Земли значение I составило 0,33076 по данным наблюдений, что подтверждает положение о высокой плотности ядра планеты.

4.4. Изостазия

В глубинных недрах Земли происходят процессы, приводящие к понижению плотности: разогрев, плавление. В этом случае возникают архимедовы силы выталкивания. Плотность вещества растет с глубиной за счет сжатия под действием вышележащих пород, за счет увеличения концентрации тяжелых элементов с глубиной.

Положение поверхности геоида достаточно хорошо определяется по гравитационным измерениям и по спутниковым измерениям. Также определено гипсометрическое положение поверхности Земли. Из истории гравитации известно, что горы и впадины влияют на гравитационное поле как объекты с избыточной массой и дефектом массы. Казалось бы кора поперечности геоида и кора поверхности Земли должны быть хорошо согласованы, подтверждать друг друга. Однако, этого не происходит. Горы и континентальные области изостатически скомпенсированы. Они плавают в подкоре субстрате, как глетцские айсберги, подчиняясь архимедовой силе выталкивания. Легкая кора, состоящая из

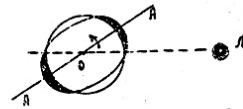
гранита и базальта, уравновешивается не более тяжелой мантей. И чем выше гора, тем больше должна быть мощность её погруженной части, тем больше "корни" гор. Наличие гор почти не сказывается на величине гравитационного потенциала. Такая закономерность получила название изостатического равновесия.



В то же время известно, что мантия находится в твердом состоянии, в ней существуют поперечные сейсмические волны, относительно слабые приливные волны. Т.е. мантия ведет себя как твердое тело и как жидкость. В первом случае для процессов кратковременных в жизни Земли, во втором случае - для длительных процессов с периодами порядка десяти и более тысяч лет. Период релаксации составляет 10100 лет. Вязкость манты составляет 10^{21} пуаз, очень большая.

4.5. Земные приливы

Приливы наблюдаются в атмосфере, океанах, морях, твердой части Земли - континентах, которые называются земными приливами, Луна и Солнце являются источниками приливообразующих сил.



Когда Луна располагается над точкой наблюдения, сила тяжести уменьшается. Уровенная поверхность её перемещается в сторону Луны. На противоположной стороне Земли в это время созданы условия минимального взаимодействия между Луной и массой этой части Земли, согласно закону всемирного тяготения $F = G \frac{M_2 M_1}{r^2}$, в связи с мал-

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ

сильными значениям расстояния между этими небесными телами. Приливобразующая сила на противоположной части Земли будет меньше, чем на обращенной к Луне. На линии перпендикулярной направлению взаимодействия Луна-Земля наблюдается отлив. Величина приливобразующей силы зависит от силы притяжения Луна-Земля и скорости вращения Земли. Если бы Земля не вращалась Земля здесь сила притяжения Земля-Луна и центробежная сила складывалась, и приливобразующая сила максимальна. На обратной стороне Земли центробежная сила направлена от Луны, а гравитационная сила притяжения Луны минимальна, разность этих сил и является приливобразующей силой, но направлена в противоположную от Луны сторону.

Если бы Земля была идеально упругая, то приливные деформации Земли были бы максимальны на линии Земля-Луна. Но вещество Земли имеет вязкость, деформации его не будут идеальными. Максимальная деформация возникает позже времени максимального напряжения, а приливной выступ будет смещен от линии центров Земля-Луна по направлению вращения Земли, т.е. Земля имеет большую угловую скорость вращения, чем скорость вращения Луны вокруг Земли.

Наличие вязкости вещества Земли приводит к возникновению трения между частями вещества. Наличие угла между силой взаимодействия центров Земля-Луна и линией, соединяющей максимальные приливные деформации приводит к возникновению момента сил, направленных навстречу моменту вращения Земли. Выступ А стремится ускорить движение Луны по орбите, что приводит к поперечной энергии вращения Земли, замедляя скорость её вращения и отодвигает Луну от Земли. Примерно 400 млн. лет назад земные сутки содержали 22 часа. Силы притяжения Луны и Солнца вызывают смещение центра масс Земли, не совпадении оси вращения Земли и главных осей инерции, что приводит к нутационным колебаниям ось Земли.

Наибольший подъем уровня поверхности в см:
от Луны - 35,6; Солнца - 16,4;
опускания от Луны - 17,6; Солнца - 8,2.

При положении Земля, Луна, Солнце на одной прямой амплитуда перемещения поверхности Земли составит 76 см. Приведенные данные верны для Земли с идеально жидкой оболочкой. Для абсолютно твердой Земли приливы отсусовали бы. Реальная деформация Земли составляет 65% от идеального прилива и максимальное колебание земной поверхности на экваторе составляет 51 см.

Явления приливов в атмосфере и океанах объясняются силами, рассмотренными выше. Океанические и морские приливы осложнены конфигурацией береговой линии, наплывами и силой ветра, глубиной и наклоном шельфовой зоны и в отдельных условиях могут достигать 50 м, при среднем значении 12 м.

Луно-солнечные приливы имеют значительно более сложную характеристику, чем рассмотренные выше. Рассмотренные приливы имеют максимальную амплитуду. Но кроме этого имеются приливные волны с другими периодами в связи с тем, что Луна имеет сложную орбиту движения и разную скорость, а также наклон орбиты к экваториальной плоскости Земли. Наблюдаются следующие периоды лунных экваториальных приливных волн: 12ч, 25мин; 12ч, 11мин; 11ч, 55мин; меридиональных - 14 суток. Имеются и другие периоды волн небольших амплитуд.

4.6. Изменение силы тяжести

Некоторые изменения силы тяжести:

1. Неравномерность вращения Земли приводит к изменению центробежной соосвальной силы тяжести. Наблюдается вековое ускорение вращения, уменьшение длины суток. Ускорение вызывает перекачку масс к экватору, изменение сжатия Земли.
2. Активная жизнь Земли: вулканическая деятельность, движение плит, конвекционные процессы, вертикальные движения, физико-химические процессы вызывают изменение силы тяжести.
3. Изменения гравитационной постоянной. Эта гипотеза еще не проверена в связи с невозможностью достичь достаточной точности наблюдений.

Изменения силы тяжести с глубиной. Изменения силы тяжести с глубиной зависят от её величины на поверхности Земли и от распределения плотности в толде Земли. Если допустить, что вся масса Земли сосредоточена в её центре, тогда сила тяжести непрерывно возрастала бы с глубиной и была максимальной в центре. При однородной Земле будет наблюдаться непрерывное уменьшение силы тяжести с глубиной до нуля в центре. Это результат вытекающий из формулы:

$$g = \frac{G}{R^2} \int_0^R dm = \frac{G}{R^2} \int_0^R 4\pi r^2 \rho dr = \frac{4\pi G}{R^2} \int_0^R r^2 \rho dr.$$

Увеличение плотности вещества Земли с глубиной и наличие резких граней изменения плотности и земная кора-мантия-внешнее ядро-внутреннее ядро сила тяжести увеличивается с глубиной до подошвы коры, затем начинается уменьшение с небольшой минимумом на глубине около

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ

1500 км, дальнейшее увеличение силы тяжести достигало минимума на границе мантия-ядро, после чего уменьшалось до нуля к центру Земли.

У. ПЛОТНОСТЬ И УПРУГИЕ ПОСТОЯННЫЕ ЗЕМЛИ

5.1. Однородная модель

Эта модель является простейшей и была исторически исследована первой. Для вычисления средней плотности Земли необходимо знать её массу и объём.

$$\rho_m = \frac{M}{V}$$

Объём Земли определяется по астрономическим или геодезическим наблюдениям, измеряя кривизну или длину градуса окружности, экватора. Массу Земли находят несколькими методами. Их можно разделить на две группы. К первой относятся методы сравнения массы Земли с массами других известных геологических объектов, ко второй - с массой ostensibly небольших протопланет. Используется известная формула:

$$F = \frac{4}{3} \pi R^2 g; \quad M = 5,98 \cdot 10^{27}$$

Средняя плотность Земли оказалась равной $\rho = 5,52 \text{ г/см}^3$. Распределение ускорения силы тяжести с глубиной подсчитывается:

$$g = \frac{4}{3} \pi r^2 \rho, \quad \text{где } \frac{4}{3} \pi r^2 \rho = 6,87 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3/\text{г} \cdot \text{с}^2, \text{ - масса, заключенная внутри сферы радиуса } - r$$

При однородной модели $m = \frac{4}{3} \pi r^3 \rho$

Далее: $g = g_0 x$, $g_0 = \frac{4}{3} \pi r^2 \rho$, $x = \frac{r}{R}$, $g_0 = 1000 \text{ см/с}^2$.

x - измеряется от единицы на поверхности до нуля в центре планеты. В однородной модели ускорение силы тяжести измеряется по линейному закону от максимума на поверхности до нуля в центре планеты.

Давление на глубине равно весу выходящих пород. Для расчета давления разбиваем планету на тонкие оболочки, где принимаем значение плотности и ускорения силы тяжести постоянными. Определяем вес пород на единицу площади в каждой оболочке, затем суммируем.

$$P_k = \sum_{i=1}^k \rho_i g_i \Delta r; \quad P = P(0) [1 - x^2], \quad P_0(0) = \frac{1}{2} g_0 \rho R = 1,73 \cdot 10^6 \text{ бар}$$

В однородной модели давление рассчитано по квадратическому закону от нуля на поверхности до $1,73 \cdot 10^6$ бар в центре Земли. Однако в реальной Земле, в центре, плотность вещества очень большая, давление нарастает быстрее и в центре в два раза больше $P = 3,6 \cdot 10^6$ бар.

32

5.2. Реальная модель Земли

Измерение плотности доступных пород и материалов показало, что её среднее значение 2,52 для осадочной толщ, а для пород дна океанов - 2,85-3,05. Плотность метасоритов каменных - около 3,0; железных - около 12. Эти данные, а также модель Земли по сейсмическим данным дают основание предположить, что планета имеет плотное ядро.

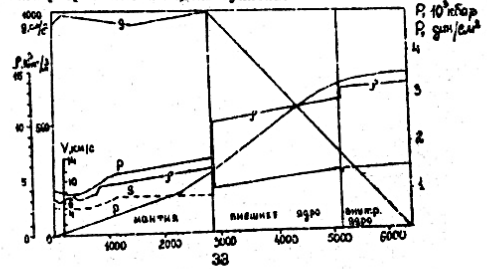
Плотность Земли должна распределяться таким образом, чтобы выполнялось условие: $\int_0^R \rho r^2 dr = 5,52$

и чтобы плотность верхних слоев соответствовала измеренным значениям. Сейсмические исследования показали, что внутри Земли с глубиной плотность изменяется не плавно, а скачками. Глубины соответствующих границ определены: земная кора, мантия, внешнее и внутреннее ядро, имеются менее контрастные границы и внутри мантии. Для определения плотности внутри Земли используются сложные, но наиболее точные методы анализа по распределению скорости сейсмических волн. Известны следующие зависимости:

$$\mu = \frac{K}{r} = V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2; \quad K = \rho \frac{dP}{d\rho} \text{ - модуль всестороннего сжатия}$$

Для Земли известны распределения скорости с глубиной для продольных и поперечных волн, впервые надежно определенные Джеффрисом и Гутенбергом.

Закон нарастания давления с глубиной: $\Delta P = \rho g \Delta x$, $\Delta P = \frac{\rho}{g} \Delta x$, закон Адамса-Вильямсона. Распределение параметров плотности и давления с глубиной были определены Буллетом в конце тридцатых годов. Позже была разработана и модель Буллена.



РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ

Верхним пределом плотности внутри ядра является плотность 13 г/см³. Буллард дает значение 12,6, Буллен - 20 г/см³.

5.3. Упругие постоянные. Число Лява

Упругие свойства тела определяются двумя из следующих модулей: модулем объемной упругости - K / несосторожное сжигие / характеризующим изменение объема; модулем сдвига M , характеризующим изменение формы; модулем упругости E / модулем Юнга /, характеризующим изменение длины стержня; коэффициентом Пуассона G , характеризующим отношение сжатия к удлинению; постоянной Ляво λ .

В однородном идеально упругом теле выполняются соотношения:

$$K = \frac{1}{3} \cdot \frac{E}{1-2G} = \frac{2M(1+G)}{3 \cdot (1-2G)} = \lambda + \frac{2M}{3} = \rho \cdot (V_p^2 - \frac{4}{3}V_s^2) = \rho \lambda;$$

$$M = \frac{1}{2} \cdot \frac{E}{1+G} = \frac{3K \cdot (1-2G)}{2 \cdot (1+G)} = \frac{3}{2} (K - \lambda) = \frac{\lambda(1-2G)}{2G} = \rho V_s^2;$$

$$\lambda = \frac{G \cdot E}{(1+G) \cdot (1-2G)} = \rho (V_p^2 - 2V_s^2);$$

$$E = 3K(1-2G) = 2M(1+G) = \rho \frac{2}{(1+G)} \cdot \frac{4V_s^2}{1};$$

$$G = \frac{\lambda}{2 \cdot (\lambda + \mu)};$$

$$V_p^2 = \frac{2M(1+G)}{\rho \cdot (1-2G)}; \quad V_s^2 = \frac{M}{\rho}; \quad \left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 = 1 + \frac{1}{1-2G}.$$

Для большей части мантии коэффициент Пуассона $G=1/4$. В этом случае:

$$\begin{cases} M = \lambda = \frac{2E}{5} = \frac{3K}{5} = \rho V_s^2 = \rho \cdot \frac{V_p^2}{3}; \\ E = \frac{3K}{2} = \frac{5M}{2} = \frac{5\rho V_s^2}{2} = \frac{5\rho V_p^2}{6}; \\ K = \frac{2E}{3} = \frac{5M}{3} = \frac{5\rho V_s^2}{3} = \frac{5\rho V_p^2}{9}; \quad V_p^2 = \frac{3M}{\rho} = \frac{9K}{5\rho}; \quad V_s^2 = \frac{M}{\rho} = \frac{3K}{5\rho}; \end{cases}$$

$$\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 = 3; \quad V_p = 1,732 V_s.$$

Для идеальной жидкости M, E, V_s равны нулю, $G=1/2$, $\lambda=K=\rho V_p^2$. При исследовании земных приливов Ляв ввел две константы: h и K^* . Величина h определяет отношение высот твердого земного прилива к высоте осредненного равновесного прилива в океане. Величина K^* - отношение дополнительного гравитационного потенциала в связи с деформацией Земли, к деформационному потенциалу. Третья постоянная

числа ℓ , ввел Ляв. ℓ - отношение горизонтального смещения земного прилива к смещению соответствующего осредненного осредненного прилива.

В однородной жидкой сфере $h=1$, $K^*=0,6$, $\ell=0,3$, в абсолютно твердой сфере все три постоянные равны нулю. Для однородной твердой сферы с ρ, μ и радиусом r , существуют следующие выражения для числа Лява:

$$h = \frac{5r}{2\ell + 1}; \quad K^* = \frac{3\ell}{2\ell + 1}; \quad \ell = \frac{3\ell}{2(2\ell + 1)}, \quad \text{где } \ell = \frac{9\rho r^2}{19M};$$

$$K^* = 0,6; \quad h = 2\ell.$$

Значения чисел Лява определяются по наблюдениям за земными приливами, свободной чучелой Земли.

$$K^* \approx 0,26; \quad h \approx 0,6; \quad \ell \approx 0,61.$$

Коэффициент жесткости пропорционален тангенциальному напряжению, которое необходимо приложить, чтобы получить сдвиг. В земной коре и верхней мантии жесткость должна возрастать с ростом давления и уменьшаться с увеличением температуры. Жесткость гранитного слоя $(2-3) \cdot 10^{11}$ дин/см², осадков $(1-2) \cdot 10^{11}$, габбро - $(3-4) \cdot 10^{11}$, диоритов - $(5-6) \cdot 10^{11}$, мантии - $(5-20) \cdot 10^{11}$, ядра - $2 \cdot 10^{12}$ дин/см². Однако до удовлетворительной точности результатов еще далеко.

Модуль объемной упругости K , отношение напряжения сжатия к объемной деформации

$$K = - \frac{\Delta P}{\Delta W} W, \quad \Delta P - \text{изменение давления,} \\ \Delta W - \text{изменение объема.}$$

Чем больше модуль объемной упругости, тем меньше сжимаемость. При увеличении давления модуль объемной упругости быстро возрастает, что связано с процессом закрытия пор в горных породах (глубина до 5 км). При дальнейшем росте давления после 1600 атм. увеличение модуля объемной упругости происходит слабо.

Значения K для базальта - $4 \cdot 10^{11}$; габбро - $6 \cdot 10^{11}$; диорита - $12 \cdot 10^{11}$ дин/см²; мантии - $(2-6) \cdot 10^{12}$, внешней ядре - $(6-12) \cdot 10^{12}$, внутреннем - $(12-16) \cdot 10^{12}$ дин/см².

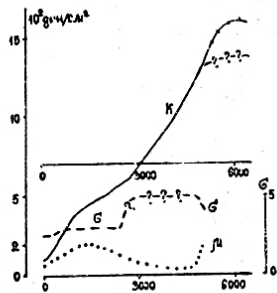
Коэффициент Пуассона характеризует отношение поперечного сжатия к продольному растяжению $\Delta l/l$.

$$G = - \frac{(\Delta d/d)}{(\Delta l/l)}$$

Наибольшим значением может быть $G=0,5$, для мантии материала не имеющего жесткости ($M=0$) или для несжимаемого материала (K очень

ведимо). Для внутренних частей Земли β рассчитывается по соотношению скоростей продольных и поперечных волн. Для большинства горных пород $\beta = 0,25$. Для верхней границы ядра $\beta = 0,27$, нижней $-0,3$, внешнего ядра $-0,5$, уменьшается в переходной зоне до $0,4$.

Модуль $\Delta\sigma$. E - отношение напряжения растяжения к деформации. Модуль $\Delta\sigma$ составляет около $(0,25-0,25) \mu$ в мантии, 3μ - во внешнем ядре, $2,75 \mu$ - во внутреннем ядре.



Нутация Земли. Если ось вращения Земли не совпадает с главной осью инерции, то она описывает круговой корпус около оси инерции с "периодом Чандлера" T_0 .

$$T_0 = \frac{A}{C - A} \frac{ds}{s}, \quad \begin{array}{l} A, C - \text{моменты инерции} \\ ds - \text{продолжительность суток} \\ T_0 - \text{период для абсолютно жесткой сферы.} \end{array}$$

С 1900 года ведутся непрерывные наблюдения свободной нутации Земли. Значение $T_0 = 305$ суток. Значения периода нутации Земли колеблются от 414 до 440 суток. Эллиптическое движение имеет период в 1 год. Сочетание этих двух движений приводит к спиралевидным движениям с максимумом амплитуды через 7 лет.

VI. ГЕОТЕРМИКА

3.1. Источники тепла

Источники тепловой энергии Земли находятся как внутри её, так и вне. Внешний, основной космический источник - это излучение Солнца. Видимо, меньшее значение оказывает излучение звезд, галактик. Инфракрасное излучение Солнца нагревает атмосферу и поверхность Земли. С Солнечной радиации Земля получает 10^{21} ккал/см²сек. Выделяющаяся тепловая энергия в результате теплопередачи конвективной и кондуктивной проникает вглубь земной коры, по данным некоторых исследователей, на сотни метров. Под действием космического излучения μ -частиц нейтрино происходит выделение тепловой энергии на больших глубинах. Космические составляющие космического излучения приводят в Земле к образованию радиоактивных элементов и нерадиоактивных изотопов. Если этот процесс значительен, тогда законмерно объясняется уменьшение радиоактивных элементов с глубиной и равенство тепловых потоков в континентальных и океанических зонах.

К внутренним источникам выделения тепловой энергии относятся распад радиоактивных элементов, приливно-приливное трение в результате воздействия Луны и Солнца, гравитационная дифференциация, энергия фазовых, полиморфных переходов, химических реакций. Большое значение для Земли имеет её нагрев в процессе формирования. Суммарная генерация тепла в Земле в 2-3 раза больше её излучения в космическое пространство, которое составляет $1,5 \cdot 10^{20}$ ккал/см²сек, а всей Земли - $0,77 \cdot 10^{13}$ ккал/сек или $9,9 \cdot 10^{27}$ эрг/год. За время существования Земли $4,5 \cdot 10^9$ лет, её излучение составило $4,5 \cdot 10^{37}$ эрг/год. Величина тепловой энергии внутренних источников Земли представляется следующей, 10^{31} Дж.

Радиогенная - 1,5 - 2,5

Гравитационная, образования Земли - 30

Потенциальная гравитационная - 25

Упругая (сжатия планеты) - 2

Гравитационной дифференциацией - 1,5 - 2,0

Замедления скорости вращения - 0,55

Колебания скорости вращения - 2

Тепловая энергия Земли является источником её активной геологической жизни, землетрясений, метаморфических и тектонических процессов. Достоверно точных оценок производимой в Земле тепловой энергии не существует. Кроме того возможны еще и другие источники, кото-

ры в настоящее время не изучены.

6.2. Механизм передачи тепла

Существуют различные механизмы теплопередачи в Земле. В земной коре передача тепла осуществляется путем молекулярной теплопроводности, конвекции и лучеиспускания. Теплопроводность горных пород находится в широких пределах, достигая 7,75 в/м град, при среднем значении 2-3,5 в/м град. С увеличением температуры возрастает роль лучистой и других видов (электрической, электронной) теплопроводности. Молекулярная компонента убывает с ростом температуры. На глубине около 100 км существует зона минимума относительно небольшой суммарной теплопроводности, что приводит к окрашивающему эффекту. Ниже зоны минимума теплопроводности идет быстрое ее увеличение и на глубине около 1000 км, теплопроводность Земли в 10 раз больше, чем теплопроводность земной коры.

6.3. Температура Земли, геотермический градиент

На поверхности Земли температура фиксируется от +50 до -50°C. Наибольшие ее колебания в течение года наблюдаются на экваторе и наибольшие в средних широтах и на полюсах. Дно океанов имеет температуру близкую к 4°C. В верхних частях земной коры наблюдаются периодические колебания температур соответственно периодам суток, лет, веков, что соответственно связано с изменением солнечной радиации, климата; оледенения. Периодические годовые колебания температур замедляются на глубинах до 10-100 м. Более длительные периоды колебаний температур наблюдаются на больших глубинах. Так средняя глубина залегания постоянных суточных температур - 1 м, годовых - 10-20 м. Величина постоянных годовых температур (нейтрального горизонта) увеличивается от минусовых значений на полюсах до +25-30°C на экваторе. Зоны с отрицательными значениями температур нейтрального горизонта, являются зонами вечной мерзлоты, мощность которой может достигать сотен метров и нескольких километров (Антарктида, Гренландия).

Ниже нейтрального горизонта наблюдается увеличение температур от 1,5 до 5°C/100 м со средним значением около 3,3°C/100м. Геотермический градиент различен для разновозрастных структур, чистых структур, тектонической активности, разновидностей пород, различных глубин. Существует общая закономерность уменьшения геотер-

мического градиента с увеличением возраста структур, 10⁻² град/м, Ареакские кристаллические щиты (Балтийский, Украинский) 0,8-1 Герцинские, каледонские области (Урал, Саяны, Алтай).

Тянь-Шань - 1,6-3,5

Альпийские (Карпаты, Крым, Кавказ) - 2-6.

Повышенным геотермическим градиентом обладают зоны срединно-океанических хребтов, дуга вулканических поясов - (3-20)·10⁻² град/м.

Температурный градиент скандинавского дна Тихого океана - 2,1-2,15, Атлантического - 2,4-5,5°C/100м.

Кольская сверхглубокая скважина дала возможность рассмотреть изменение температурного градиента с глубиной. Так, в верхней зоне до 8 км геотермический градиент составлял 1,0°C/100 м, далее он увеличился в среднем в два раза.

Для определения температур на больших глубинах используют значения среднего градиента, температуры расплавленной лавы, зависимость электропроводности от температуры. Исходя из среднего градиента температуры земной коры можно предположить, что на глубине 100 км температура составляет не более 2000°C. Расплавленные магмы имеют температуру около 1200°C. Так как мантия Земли находится в вязком состоянии, то по лабораторным исследованиям верхний предел температуры плавления на глубине 100 км составляет около 1500°C.

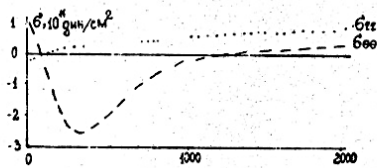
Земное ядро находится в расплавленном состоянии, поэтому нижний предел его температуры, исходя из железного состава и давления 1,4·10¹¹ бар будет около 4500°K. Во внешнем ядре происходит слабая конвекция вещества, что приводит к образованию магнитного поля. При температурах выше эддингтоновской в ядре возникла бы сильная конвекция и быстрый вынос тепла к границе мантии. Условием слабой конвекции составляет температура (4-5)·10³ K.

Реферной температурой является температура на глубине 400 км в зоне фазового перехода оливин-шпинели.

При температурах, близких к плавлению вещества его электропроводность повышается. Эти зоны могут быть установлены по данным магнитоэлектрического зондирования. Зоны высокой проводимости обнаруживаются в различных геотектонических областях. В тифозных зонах (Байкал), зонах кайнозойского вулканизма (Япония, Венгерская впадина, Восточная Камчатка) слои повышенной проводимости находятся на глубине 50-100 км, в кайнозойских прогибах - 200, на дугах - 600, островных дугах - 200-300 км.

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ

Гео-термический градиент наиболее высокий в верхних слоях Земли, затем он уменьшается. Существует и горизонтальный градиент температуры, особенно большой в зоне перехода от океанической коры к континентальной. Наличие неравномерного распределения температуры вызывает термомолупругие напряжения.

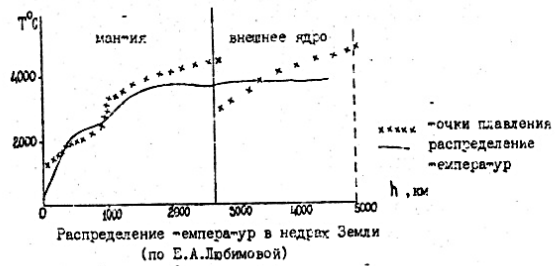


Наибольшего значения напряжения достигают радиальные σ_r . Они положительны в верхних 50 км оболочки (земной коре) и отрицательны в интервале 50-1000 км. Вверху они расширяющие, внизу — сжимающие. Скорость накопления напряжений довольно значительна и составляет 50 дин/см² год. Считая прочность вещества критической $\sigma_{кр} = 10^8$ дин/см², она накапливается за десятки миллионов лет, за период сравнимый с геологическими эпохами. Скорость накопления термомолупругих напряжений убывает с глубиной, начиная с 200 км. Скорость выделения сейсмической энергии согласуется с такой закономерностью. На глубине 300 км она в 100 раз меньше, чем при поверхностных землетрясениях, а на глубине 700 км сокращается до нуля.

Разогрев Земли должен приводить к изменению её радиуса. Сейчас скорость нарастания радиуса составляет 3,5 см на 1000 лет. В течение первых миллиардов лет жизни Земли её радиус мог увеличиться на 50-100 км, что соответствует изменению длины окружности на 300-600 км. Следствия неизбежных разрывов могут быть рифтовые долины.

Возрастание градиента температуры на глубинах 50-150 км приводит к возникновению сейсмического волновода. Небольшой тепловой поток обуславливает малую вероятность возникновения волноводов под ним. Это подтверждается для Канадского и Австралийского щитов. На океанических корях наблюдается уменьшение глубины волноводов, что соответствует приближению зоны высоких градиентов к поверхности Земли.

На глубинах 15-140 км находятся максимальные гео-термические



градиенты. На этих же глубинах выделяется 95% энергии землетрясений. Температура равных глубин мантии для разных тектонических зон различна, отражая происходящие в мантии процессы: конвекционные перемещения вещества, частичные его расплавления в отдельных зонах, стимуляцию возникновения трещин, отрыв блоков вязкого вещества, опускание их на значительные глубины, горизонтальные и вертикальные смещения блоков земной коры. 80% очагов вулканизма Земли сосредоточено вдоль "линии андезита", границы гранитной и базальтовой оболочек, зоны землетрясений, аномалий силы тяжести.

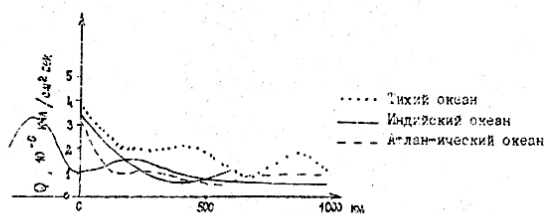
6.4. Тепловой поток

Тепловая энергия Земли — основной источник энергии Земли. Этапы эволюции планеты тесно связаны с энергетикой. Все процессы течения жизни планеты зависят от её энергетического состояния. Отдача энергии Землей $\sim 10^{26}$ эрг/год в 10-100 раз больше энергии всех землетрясений и вулканических процессов. Среднее значение теплового потока континентов $- 4,86 \cdot 10^{-2}$, океанов $- 5,0 \cdot 10^{-2}$, тектонических поясов $- 6,7 \cdot 10^{-2}$ в/м². Неожиданным оказывается равенство тепловых потоков земной коры океанического и континентального типов в связи с их различным строением, отсутствием гранитного слоя в океанической коре, который содержит наибольшее количество

линейные редисек-каних элементов. Следует предположить, что океаническая кора и мантия более проречивы, чем континентальная. Распад радиоактивных элементов в земной коре дает 40-70% излучаемого Землей теплового потока.

Потери тепла Землей за время её существования и выделение тепла различными источниками при первоначальной температуре образования Земли в 1000°C, показывая сначала разогревание Земли и дифференциацию её недр, а затем постепенное остывание примерно на 800°C. В настоящее время она теряет примерно столько же тепла, сколько в ней образуется при радиоактивном распаде.

Значения плотности и теплового потока коррелируются с возрастом структур, чем моложе возраст — тем выше плотность теплового потока. Для океанического типа земной коры наблюдается уменьшение теплового потока с удалением от оси срединных хребтов и океанических островных дуг.



Распределение температуры в недрах Земли, её тепловой поток, источники тепла имеют важнейшее значение для изучения истории образования и эволюции Земли. Температура и давление определяют состояние вещества внутри Земли и являются ключом к определению её строения. При гравитационной конденсации холодного космического вещества образуется горячая планета с холодным ядром. Выделившаяся энергия нагревает ядро, приводит в действие механизм дифференциации вещества. Остывание оболочки, затвердевание уменьшает теплоотдачу планете, что приводит снова к разогреву оболочки, перераспределению напряжений, разрывам коры, горообразованию. Возникают циклические геотектонические процессы с периодами в десятки и сотни миллионов лет.

VII. ГЕОМАГНЕТИЗМ И ЭЛЕКТРОПРОВОДИМОСТЬ

7.1. Общие сведения о магнитном поле

Магнитными полями обладают звезды, Солнце и почти все планеты Солнечной системы. Поле состоит из постоянной и меняющейся составляющих. Напряженность магнитного поля земного шара можно рассматривать как поле намагниченного шара по оси, отклоняющейся на 11,5° от оси вращения Земли. Источники поля разделяются на внутренние и внешние. Внутренний источник магнитного поля находится в ядре Земли. На это поле накладывается фон от намагниченности горных пород земной коры. Наиболее подробный анализ составивших магнитного поля Земли проведен Гауссом в 1849 году. Показано преобладание дипольной компоненты, на которую наложены квадрупольное поле и поле высшей мультипольности. Дипольное поле на порядок превосходит поля других компонент. Величина дипольной составляющей $3,5 \cdot 10^{20}$ ед. СГСМ. Картина изолиний в дипольной части магнитного поля смещается в западном направлении со скоростью $0,2^\circ$ в год и может совершать оборот вокруг земной оси за период около 2000 лет. Величина земного магнитного поля со времени Гауссона непрерывно уменьшается на 0,05% в год и при сохранении скорости исчезновение поля может произойти через 2000 лет. Но такое заключение некорректно, т.к. скорость изменения поля и его знак могут с течением времени варьировать, что подтверждается палеомагнитными исследованиями. Установлен один из периодов изменения поля в 6000 лет. Напряженность магнитного поля Земли 2000 лет назад была в 2 раза больше современной.

На основании анализа полосовых аномалий срединно-океанических хребтов высказана гипотеза о сменах полярности дипольного магнитного поля Земли с периодом около $2 \cdot 10^5$ лет и более. По полосчатой структуре магнитных аномалий океанических хребтов и периодом изменения полярности можно оценивать скорость раздвижения океанического дна.

Центр земного магнитного диполя смещен относительно центра планеты на 0,07 R. Магнитные полюса не остаются на одном месте, а передвигаются. Они смещаются от среднего положения даже в течение суток примерно на 100 км, вследствие суточных вариаций и магнитных возмущений.

Породы земной коры вносят свой вклад в магнитное поле. Ориентированная глубина залегания нижней границы намагниченных пород превышает точку Кюри, при которой исчезают магнитные свойства по-

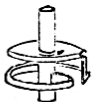
РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ

год. Среднее значение температуры точки Кюри для разных пород находится в пределах 450-775°C.

7.2. Природа геомагнетизма

Самые первые представления о равномерно намагниченных породах земного шара, создавших дипольное магнитное поле, сменились более обоснованными теориями. В настоящее время хорошо разработана теория гидромагнитного динамо (ГМД). Основная идея теории — создание магнитного поля в ядре, как в динамо-машине с самовозбуждением. Электрический ток в результате конвекционного движения вещества ядра создает магнитное поле, которое усиливает внешнее магнитное поле, что в свою очередь приводит к усилению тока.

В жидком ядре Земли происходят конвекционные движения, в результате которых существует система гидродинамических течений. Возникновение конвекционных движений происходит в результате дифференциации вещества. Более тяжелые фракции будут двигаться к внутреннему ядру, легкие — к мантии. Внешнее ядро может рассматриваться неоднородным по плотности.



Самовозбуждающееся динамо

Впервые теория ГМД была предложена Лармом в 1929 году, в дальнейшем развивалась Я.И.Френкелем, В.Эльзассером, Т.Каулингом и др. Была доказана принципиальная возможность ГМД с невозможностью стационарного неавтоухающего процесса. Были построены первые действующие кинематические модели ГМД.

Жидкое ядро Земли в результате различия плотности вращается вокруг земной оси не как одно целое, а с различными угловыми скоростями для разных слоев. Более легкие частицы, выплывая к мантии, сохраняют свой момент количества движения и будут замедляться в верхних слоях, а более тяжелые частицы погружаясь ускоряются. В связи с этим наблюдается западный дрейф поля в верхних горизонтах, который и отмечается на поверхности Земли. Внутренний восточный дрейф экранируется и не наблюдается.

На поверхности Земли наблюдается поле В₀, 5 Гс, внутри ядра будет существовать поле В₀ 3 Гс. Полная теория ГМД достаточно сложна для рассмотрения. В ней рассматривается преобразование радиального поля генератора в торoidalное, дополнительные магнитогидро-

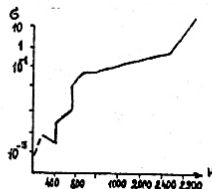
44

динамические волны МАК, уравновешивающие магнитные, архимедовы и кориолисовы силы в ядре Земли и отклоняющие ось магнитного диполя от оси вращения Земли на 11,5°.

7.3. Электропроводность Земли

Электропроводность горизонтов Земли определяется в верхних горизонтах различными методами постоянных и переменных полей искусственного и естественного происхождения. Методами ВЭЗ со сверхдлинными питающими линиями до 750 км и мощными генераторами, ДЭЗ — дают возможность изучения электропроводности до 15-25 км глубины. Более глубокие методы магнитовариационного профилирования и магнитотеллурического зондирования позволяют изучать Землю до глубины около 1000 км. Распределение электропроводности на больших глубинах оценивается по данным физики высоких давлений и температур.

При температурах до 1000-1200°C проводимость горных пород пресная полупроводниковая. При более высоких температурах преобладающей становится проводимость ионная. В целом отмечается быстрый рост электропроводности с глубиной после 400-420 км с 10⁻⁴ до 10⁻¹ Ом⁻¹см⁻¹, т.е. в верхней мантии. Далее рост электропроводности замедляется и резкое возрастание происходит в нижней мантии. Проводимость внешнего земного ядра составляет 3·10⁻³ Ом⁻¹см⁻¹.



УШ. ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЗЕМЛЕ

Давление в недрах Земли достигает 3,5 млн. атм., температуры достигают 6000°C. Достичь таких параметров в лабораторных условиях трудно. Для этого используют динамические методы скачки ударными волнами. Эксперимент длится доли секунды. Такие исследования позволяют решить неизвестные вопросы физики Земли. Раскрыта тайна

45

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ

получения алмазов.

8.1. Горные породы земной коры и мантии

Горные породы представляют собой агрегаты минералов. Важнейшими породообразующими минералами являются группы кварца SiO_2 , ортосиликатов Mg, Fe, Si, O , пироксенов Mg, Si, Fe, O , амфиболов $Ca, Al, Fe, Mg, Si, O, OH$, алмосиликатов K, Al, Na, Ca, Si, O , слюды K, Mg, Fe, Al, Si, O, H , железо.

По генетическому признаку различают породы магматические, изверженные, осадочные, метаморфические. По содержанию окисла SiO_2 изверженные породы делятся на кислые 65-75% SiO_2 /граниты и др./, средние - 60% SiO_2 /диориты, андезиты/, основные - 45-55% SiO_2 /базальты, ультраосновные - 40% SiO_2 /ультрабазиты/.

Ниже осадочного чехла в континентальной земной коре залегают граниты, потом идут базальты. Мантия Земли состоит из ультрабазитов. Т.е. с глубиной уменьшается кислотность пород, содержание SiO_2 уменьшается, также уменьшается Al_2O_3, Na_2O, K_2O и увеличивается содержание MgO, FeO, Fe_2O_3 . Важнейшими минералами в этих породах являются оливин, пироксен, амфибол; минералы эти объединены в группы пироксенитов, перидотитов, оливинитов.

За время жизни Земли мантия претерпела естественные изменения. Для изучения этих процессов ученые стараются определить первичный состав мантии и подвергнуть его воздействию высоких температур и давления. Считают, что первичная мантия состояла из пироксеново-оливиновой породы - пиролита. При плавлении она дает базальтовую магму.

При высоких давлениях и температурах силикаты испытывают различные фазовые переходы. Реализуются три типа минеральных групп.

В области низких давлений - пироксены, плагиоклаз, кварц, шпинель. Отсутствуют граниты.

При возрастании давления появляются граниты и далее отношение плагиоклаз /гранит уменьшается до полного исчезновения плагиоклазов/. Дальнейшее повышение давления и температуры до 1100°C и 20 кбар приводит к образованию эгглогитовой породы /гранит, кварц, пироксен, пироп/.



Изменение минерального состава базальтов при изменении давления.



6.2. Метеориты

Метеориты являются представителями процесса аккреции планет, остатками развивавшейся ранее Солнечной системы. Некоторые из них должны иметь состав эквивалентный среднему составу Земли. Метеориты делят на четыре группы: железные - состоят на 90% из сплава никеля и железа; каменные /хондриты и ахондриты/ - сложены силикатными минералами, широко развитыми на Земле, железокремнеземные. Широко распространены хондриты, недифференцированные метеориты. Хондриты имеют такой же состав, как и окружающее их вещество, но имеют

сферическую форму в результате плавления до их включения в общую агрегатную среду. Плавление происходило на ранней стадии аккреции при соударениях.

Дифференцированные метеориты - железные, железокремниевые и хондриты. При температуре 1200°C смесь 10% никеля в железе оба элемента полностью смешиваются в твердом растворе и свободно обмениваются в кристаллической решетке. При понижении температуры происходит разделение в две различные решетки с преобладанием в каждой разного элемента. Хондриты близки к силикатным базальтам и перидотитам. Железокремневые метеориты состоят из железо-никелевого вещества с небольшим включением силикатных минералов.

Из рассмотренного материала можно сделать следующие выводы: хондриты соответствуют самой ранней стадии развития Солнечной системы. Порода похожая на хондриты на Земле нет. Их можно считать тем веществом, с которого шла формирование Земли. Поэтому для исследования принята хондритовая модель. Хондриты, железокремневые и железные метеориты явились результатом дифференциации первичного вещества и могут служить примером дифференциации вещества в земных недрах.

8.3. Дифференциация вещества планеты

Предполагается, что все вещества при образовании планеты сконцентрировались в ядре и имели температуру около 1000°C (хондритовая модель). Следующим этапом явился разогрев, связанный с самой аккрецией, падением вещества и преобразованием кинетической энергии в тепло. При росте планетного тела повышение температуры увеличивается. При этом может происходить испарение газообразных веществ, освобождающихся из силикатов H_2O , CO_2 , SO_2 и др. Идеи процессы восстановления железа. Чем больше масса планеты, тем сильнее будут развиты эти процессы и будет выше плотность планеты.

После завершения аккреции дальнейший разогрев планеты происходит в связи с радиоактивным распадом элементов. В первичном веществе велика доля короткоживущих радиоактивных элементов. Вещество, богатое восстановленным железом, плавится первым при температурах 1000-1500°C, когда силикаты еще остаются твердыми. Расплавленное вещество двигалось к центру планеты, что вызвало высвобождение энергии и ускорило процесс дифференциации вещества, расслоение на ядро и мантию. Вещество планеты имеет следующий элементный состав: O - 32%, Fe - 25%, Si - 14,5%, Mg - 12,5%, S - 6%, другие элементы 8%.

48

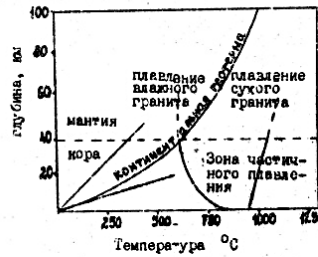
В результате образования соединений с учетом геохимических закономерностей должны образоваться на планете три слоя: силикаты Mg и Fe, сернистое железо FeS и металлическое железо. При достаточно высокой температуре эти слои расположатся в порядке плотности. В ядре существует металлическая область и зона, богатая сульфидами, мантия и кора имеют силикатный состав. Ядро Земли составляет 32% её массы.

8.4. Физические процессы в мантии

Мантию можно разделить на три зоны: верхнюю, переходную, нижнюю. В верхней и нижней мантии низкие плотностные градиенты, в переходной зоне - более высокие. Непосредственно у подошвы мантии существует еще одна переходная зона. Предположение о составе мантии дают метеориты, вулканические базальты, кимберлитовые трубки, офиолиты, выведенные на поверхность в результате надвиговых движений.

Верхняя мантия (400 км). Породы, могущие быть основными в веществе мантии - перидотит и эггирит. Различие между этими породами в том, что эггирит содержит больше граната, пироксенов кремнезема, а в перидотите преобладают оливин. Эггирит по составу очень близок к базальту. Состав эггиритовой мантии требует полного плавления эггирита при переходе в базальт и более высоких давлений, чем наблюдается у поверхности Мухомовича. Газовый переход эггирит-базальт явился бы на распространение поперечных сейсмических волн.

Перидотитовый состав мантии лучше удовлетворяет имеющимся



физическим условиям. Частичное плавление перидотита превращает вещество мантии в базальт. Плавление может происходить в этом случае при температуре 500°C и низком давлении. Вода в породах и мантии может голыться из водосодержащих минералов роговой обвалки и флогопита, присутствующих в мантии.

49

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ

Мантия — крупнейшая из глубинных оболочек Земли, 83% её объема и 68% массы. Мантия служит основным резервуаром земного тепла. В ней развиваются глобальные процессы, зарождаются землетрясения и вулканизм. Наши знания о внутреннем строении мантии основаны на геофизических методах исследований.

В верхней мантии и, особенно, в переходном слое плотность вещества увеличивается быстрее, чем может быть обусловлено гравитацией. Это значит, что вещество в мантии подвергается преобразованиям, фазовым превращениям.

В океанической коре распространены офиолитовые комплексы. Они значительно тоньше, чем океаническая кора, не обладают магнитными аномалиями, имеют более низкие сейсмические скорости. Можно предположить, что офиолиты представляют океаническую литосферу. Океаническая кора образуется за счет верхних слоев мантии путем 25% плавления и в связи с этим обеднением компонентами с низкой температурой плавления.

Свойства мантии под океанами и континентами различны и это различие прослеживается до глубины 700 км.



Переходная зона (400–1050 км) мантии. На скоростном разрезе выделены три скачка скорости 400, 650, 1050 км. Они соответствуют изменениям плотностного разреза. Зона представляет область образования фазы высокого давления силикатных минералов. Фазовые превращения включают изменения структуры и плотности без изменения химического состава. На экспериментальной установке создающей давление 200 кбар (500 км) было доказано превращение оливина в шпинель с возрастанием плотности на 8%. Шпинель обладает более плотноупакованной кубической структурой, по сравнению с орторомбической оливином. Глубина 400 км при давлении 110–130 кбар соответствует границе фазового перехода оливина в шпинель. Здесь же происходит и превращение

пироксена в гранат.



Нижняя мантия (1050–2885 км). Плотность нижней мантии возрастает линейно от 4500 до 5500 кг/м³, скорость поперечных волн падает. Моделей состава нижней мантии проведено много, но не получено результатов, хорошо согласующихся с имеющимися данными.

Выводы. Вся мантия за исключением верхних нескольких десятков километров, имеет один и тот же химический состав — перидотитовый: 60% оливина, 30% пироксена, 10% полевого шпата.

В верхней 30-километровой зоне под раздвигающимися хребтами перидотит испытывает частичное плавление с образованием гарцбургита и дунита. В других, более низкотемпературных местах, происходит 5–10% плавление с образованием щелочных базальтов.

На глубине 400 км происходит фазовые изменения с превращением оливина в шпинель, а пироксена в гранат. На глубине 650 км гранатовая структура переходит в ильменитовую и коровскинговую, а шпинелевая — в структуру плумбита стронция. Фазовые изменения вызывают повышение плотности, обусловленное перестройкой атомного каркаса минералов.

Плотность увеличивается снова на глубине 1050 км, где формируется структура нижней мантии.

8.5. Физические процессы в ядре

Ядро. Состав ядра должен быть таким, чтобы выполнялись известные условия: согласование с геохимическими законами, значениями

На границе 650 км происходит перестройка структуры шпинели, граната, пироксена. Повышение плотности за счет этих процессов составляет 9%.

При фазовых переходах происходят и изменения объема вещества. Переход пироксен-гранат — сопровождается уменьшением объема на 7,8%, гранат-ильменит — 8%, ильменит-пироксен — 6,9%.

плотности, давления, твердая фаза для внутреннего и жидкая для внешнего, возможность генерировать магнитное поле. Эти условия соответствуют модели состава внутреннего ядра из железа и никеля. Во внешнем ядре железо растворено с серой, что понижает его точку плавления. Необходимая энергия для конвекции и возбуждения магнитного поля может быть получена при радиоактивном распаде ^{40}K , растворенного вместе с серой во внешнем ядре или в результате предполагаемой дифференциации вещества.

Для плотности внутреннего ядра принимают $(12,6-13) \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$. Эти значения при давлении 3,6 Мбар могут быть получены только при смеси железа с никелем. Одно железо не может приобрести такую плотность. Внешнее ядро имеет большой размер и массу, плотность изменяется от границы мантии $9,9 \text{ кг/м}^3$ до внутреннего ядра $12,2 \text{ кг/м}^3$. Для давления 1,4 Мбар (граница-ядро-мантия) чистое железо имеет плотность $10,5 \text{ кг/м}^3$, значит во внешнем ядре железо должно быть разбавлено более легкими элементами. Наиболее вероятными являются кремний и сера. Хорошее совпадение дает сплав Fe - 90%, Si - 10% или серы 10-15%.

Минимально возможная температура у границы ядро-мантия - 1800°C , максимальная - 3000°C . Для внутреннего ядра максимальная температура внешней границы - 4400°C , минимальная - 2300°C .

Земное ядро могло быть полностью расплавлено. Потери энергии в связи с конвекционными течениями и высокой теплопроводности мантии привело к остыванию ядра и его росту. В настоящее время внутреннее ядро составляет 1,7% массы Земли. Предполагают, что рост ядра продолжается и будет идти до 10% массы Земли.

По лабораторным динамическим исследованиям получено, что свойства земного ядра соответствуют свойствам смеси 10% никеля и 90% железа. При этом оба элемента обладают при высоких температурах и давлениях полной эквивалентностью свойств в кристаллических решетках.

С ростом давления почти все вещества испытывают фазовые пере-

52



ходы со скачкообразным возрастанием плотности. Гипотеза фазового перехода на границе мантия-ядро предполагала, что сдвигается металлизироваться, переходя в металлическое состояние. Это обуславливает и необходимую электропроводность внешнего ядра с его способностью создавать магнитное поле. На экспериментальные проверки не под твердая данной гипотезы. Более доказанным является изменение на границе мантия-ядро химического состава.

IX. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЗЕМЛИ

9.1. Реология

Реология - наука о течении и механическом поведении реальных сред, или неидеально упругих тел. Простейшей реологической моделью является ньютоновская вязкая жидкость, в которой энергия механических колебаний будет диссипировать в тепло из-за вязкого трения.

Если постепенно увеличивать вязкость жидкости, то увидим, что жидкость будет принимать форму сосуда через длительное время. Например такой ряд: вода, масло, алаякая глина, гудрон, каменная соль.

Время релаксации t_R - время естественной разгрузки внутреннего напряжения среды равно отношению вязкости η к модулю сдвига M .

$$t_R = \eta / M.$$

Для процессов с периодом больше времени релаксации тело ведет себя как жидкость, а для процессов периода меньше времени релаксации - как твердое тело. Практически любое вещество в зависимости от продолжительности наблюдений может проявлять себя как жидкость и как твердое тело.

Известно, что вещество жидкости не организуется в кристаллы. Твердые тела с течением времени образуют структурные группы. Но в силу различных причин, наличия примесей, тепиз, кристаллические решетки имеют дефекты, которые и обуславливают изменение вязкости и модуля сдвига.

Физический механизм реологических свойств. Если бы кора и мантия состояли из идеальных металлов без дефектов, то прочность их была бы больше прочности реальных пород в 10^3 раз, а вязкость пород равнялась бы бесконечности - они не обладали бы свойством текучести. Точка зрения, что горные породы не текут - не имеют оснований. Смятие наружных пластов Земли в складки, близость фи-

53

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ

гору Земли и разливистой фигуре соответствующей скорости её вращения, несмотря на то, что эта скорость изменялась. Если бы течения пород не было фигура Земли была бы другой. Последникозные поднятия Скандинавии и Кильды, течения каменных солей все эти факты подтверждают реальность течения горных пород.

Дефекты кристаллических решеток. В реальных кристаллах горных минералов всегда имеются дефекты решетки. Они возникают при росте кристаллов, в процессе их существования и при пластических деформациях. Атомы тела всегда находятся под действием температуры в колебательных движениях. Под влиянием тепловых флуктуаций отдельные атомы могут быть выброшены из узлов кристаллических решеток и перейти в междоузельные положения, теряя связь со своим узлом. В узлах кристаллической решетки появляются вакансии (эффект Френкеля). Идет и обратный процесс - рекомбинация дефектов.

Большое значение в нарушении кристаллической решетки имеет дефект Потки. Атом или ион, покинув узел кристаллической решетки, располагается не в междоузлии, а на поверхности кристалла и решетка имеет просто вакансию. В идеальной решетке атомы примесей не смогли бы диффундировать сквозь кристалл, а атомы самого кристалла не смогли бы перемещаться. Но тепловые дефекты всегда возникают в кристаллах и достигают максимальных значений - один дефект на $10^3 - 10^4$ узлов вблизи точки плавления. Если создать искусственно градиент концентрации вакансий, то выравнивание градиента сопровождается переносом вещества, его течением. Градиент концентрации вакансий возникает в кристаллах при приложении касательного напряжения. Поликристалл течет и его эффективный коэффициент вязкости η будет определяться коэффициентом самодиффузии D . Чем больше коэффициент самодиффузии, тем меньше эффективная вязкость поликристалла.

$$\eta_1 = A \frac{RT}{D} \left(\frac{h}{a} \right)^2$$

h - средний размер кристаллических зерен, A - постоянная решетки, R - постоянная Больцмана, T - абсолютная температура, $A = 1/30$ - постоянная, D - коэффициент самодиффузии.

Линейные дефекты. Пластическое течение кристаллических твердых тел обусловлено движением дисковых дефектов (дислокаций) в их плоскостях скольжения. Дислокации перемещаются из одной плоскости скольжения в другую. Дислокации бывают краевые, винтовые и смешанные. Дислокации образуются при наличии линий полуплоскостей в кристалле. Наличие дислокации облегчает скольжение одной части кристалла относительно другой. Кристалл освобождается от линейного дефекта

со смещением на решетку. Скорость процесса перемещения дислокации определяется диффузией в поликристаллах.

Течение вещества обеспечивается двумя механизмами: перемещением дефектов кристаллической решетки и перемещением линейных дефектов (дислокаций). При температурах, приближающихся к точке плавления, подвижность атомов возрастает, подвижность увеличивается. Для сейсмических волн, имеющих период несколько секунд, горные породы представляют упругую твердую среду, но на сроки, действующие тысячи лет, они реагируют как вязкая жидкость.

Под литосферной температурой пород близка к температуре плавления, поэтому этот слой имеет пониженную вязкость.

9.2. Состояние горных пород

Упругое состояние. Земля не представляет идеально упругого тела. Это положение принято еще в самых ранних исследованиях. Веществу Земли свойственны упругие последствия, вязкость, внутреннее трение. И как бы они ни были малы, эти величины, они оказывают существенное влияние на происходящие физические процессы. Тем более, что рассматриваются процессы с периодом действия от десятой доли секунды до миллионов лет.

Джеффрис предложил для сдвиговой деформации γ , вызванной тангенциальным напряжением S следующее соотношение:

$$\gamma = \frac{S}{M} - t_r \frac{d\gamma}{dt} + \frac{1}{\eta} \int S dt$$

где η - вязкость, $\nu = \mu/r$, μ - модуль сдвига, η - коэффициент вязкости, t_r - время релаксации при вязком течении, ν - коэффициент внутреннего трения, t_r - время запаздывания (время, за которое деформация падает до 1/2 первоначального значения).

Первая часть уравнения соответствует закону Гука, вторая - существенна для короткопериодных напряжений, третья - для напряжений длительности: длительное время $t = 1/\mu$.

Описать указанным уравнением все неупругие процессы невозможно, трудно даже сделать удовлетворительные оценки для длиннопериодных воздействий, хотя результаты таких воздействий существуют и наблюдаются. Трудность содержится в неуверенном определении констант земного вещества, его неопределенности, невозможности провести точные измерения. Ситуация значительно улучшается, если рассматриваются короткопериодные процессы.

Исследование коэффициента затухания волн землетрясений различ-

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ

их периодах, проходящих через земную кору, мантию и ядро, дает дополнительную информацию о их строении. Так колебания с периодами доли секунды быстро затухают и не наблюдаются далее экваториальных расстояний 20° . На расстояниях $25-110^\circ$ поперечные волны периодом менее 4 сек. не наблюдаются, а продольные есть 1 сек. Продольные волны, переходящие через ядро и мантию не обнаруживают зависимости коэффициента поглощения от периода.

Течения горных пород. Релаксация напряжений. И в вопросах течения горных пород можно отнести цепую серию: уменьшаются ли горы с течением времени, движутся ли материалы, как действует ледниковая нагрузка в Гренландии и Антарктиде, как идет подъем суши после таяния ледника и т.д.

Самым ярким примером дуализма действия различной длительности нагрузки представляет лед, каменная соль и гудрон. Эти вещества при кратковременных нагрузках ведут себя как упругие твердые тела, при более длительных воздействиях мы можем наблюдать их течение. Так что, очевидно, все горные породы обладают таким эффектом, если принять во внимание тысячи и миллионы лет воздействия сил.

В Северной Америке и Скандинавии после исследования ледника происходит поднятие суши. Скорость поднятия в настоящее время зафиксирована в $1\text{ м}/100\text{ лет}$ в центре. По поводу таких поднятий существует два предположения: поднятие в связи с изостатическим выравниванием. Максимальная толщина льда была в Скандинавии 2-3 км. Таяние началось 40 тыс. лет назад и закончилось около 9 тыс. лет назад. Поверхность Земли в центре оледенения поднялась на 250-300 м к концу таяния, после этого увеличилась еще на 250 м. Наблюдаемые скорости поднятия согласуются со скоростями, требуемыми ньютоновской ледкостью. Центр области оледенения находится все еще на 200 м ниже положения равновесия. По мере приближения к центру оледенения увеличиваются отрицательные аномалии до 50 мгал.

В Гренландии должен иметь место прогиб поверхности горных пород. Он и наблюдается. В центре острова толщина льда составляла 1200 м, а его поверхность выше уровня моря на 1870 м. Т.е. поверхность горных пород в центре острова на 200-270 м ниже уровня моря. Горные же породы у берегов имеют высоту до километра. Т.е. поверхность горных пород представляет муляж.

Время релаксации в обычных условиях поверхности Земли составляет 20-30 тыс. лет. Древние каменные строения поражают археологов необычной подогнанностью каменных блоков. Однако это не искусство

строителей, а результат ползучести материала на счет релаксации напряжений. Для геологического времени время релаксации в тысячи лет означает, что многие, большинство гор должны были бы растечься под действием собственного веса, но это не произошло. При скорости горообразования процессов $1\text{ см}/год$ действие релаксации напряжений успевало бы их уничтожить. Известно, что современная фигура Земли соответствует той скорости вращения, которая была 10 млн. лет назад.

9.3. Релаксация горных систем

Релаксация напряжений горных пород зависит от размера системы, поэтому лабораторные данные релаксации напряжений небольших блоков не возможно переносить на большие объемы без соответствующих поправок. Под релаксацией понимается процесс достижения системой термодинамического равновесия, при котором значения параметров термодинамического равновесия, при котором значения параметров системы во всех ее точках становятся одинаковыми. Зависимость релаксации от размеров системы наглядно подтверждается временем охлаждения нагретых тел. Чем больше тело, тем дольше оно остывает. В блоках горных пород релаксация идет сначала вблизи поверхности, появляется сеть трещин разгрузивших напряжение. Более глубокие части массива остаются в прежнем напряженном состоянии. Затем процесс распространяется на более глубокую зону.

$$T \approx T_0(L/\eta)^2 \gg T_0$$

где T - общее время релаксации блоков, T_0 - обща, L - размер системы, η - характерный размер локального объема.

Примерами зависимости времени релаксации от размеров системы могут служить и процессы в горных выработках. Часто обрушение происходит не сразу, а спустя определенное время, иногда длительное. Бывает, что в отвалах горные породы в кусках взрываются от разрядки напряжений, хотя прошли часы, сутки после их выемки из горного массива. Так же построенные дома при плохих расчетах фундамента дают трещину не сразу, а спустя годы после окончания строительства. Все эти факты подтверждают общую закономерность релаксации напряжений в зависимости от размеров системы.

С ростом температуры время релаксации быстро уменьшается. По мере роста глубины, а значит повышения температуры, вещество становится более текучим, более подвижным. Распределение выделенной

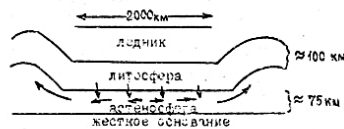
энергии во время землетрясения по глубине подтверждает такую закономерность.

Представление о влиянии вязкости при воздействующих силах дает трех-слойная модель с увеличением плотности каждого слоя с глубиной. Конкая упругая деревянная пластинка на поверхности жидкого масла, которое в свою очередь налито на более густое. Небольшую нагрузку выдерживает пластинка за счет изгиба и плавучести дерева. При большой нагрузке пластинка погружается, необходимым отток масла. Но процесс оттока занимает время большее, чем для вязкости масла. Следует обратить внимание и на ускорение тяжести в этом процессе. При изостатическом равновесии ускорение силы тяжести над нагрузкой очень значительно отличается от фонового. Величина инерции сил тяжести дает между современным отклонением от изостазии.

Используя закономерность модели можно определить по степени поднятия поверхности Земли в районе бывших ледников вязкость литосферы, астеносферы и остальной части мантии.

Глубина, км	область	вязкость, M^2/c	жесткость, Н.м
0-100	Литосфера		$5 \cdot 10^{24}$
100-175	Астеносфера	$\approx 4 \cdot 10^{19}$	
175-2835		$\approx 1 \cdot 10^{21}$	

Если бы перетекание слоя астеносферы под ледниковым покровом было без влияния на более жесткую часть мантии, то по краям ледника из-за повышения давления в атмосфере развились бы поднятия. При таянии ледника - обратный процесс. Но таких явлений не наблюдается. Следовательно пластическая деформация уходит глубоко в мантию.



9.4. Конвективные потоки в Земле

В различных геотектонических гипотезах предполагается наличие подповерхностных течений. Время релаксации в процессах течения уменьшается с увеличением глубины от нескольких тысяч лет на $H=50$ км до 100 лет на глубине 700 км. Скорости потоков имеют порядок 1 см/год . Горизонтальные движения могут быть обнаружены по переизменению водоразрывов, по геодезическим измерениям. В центральной части Сан-Андрейского разрыва видимо смещение русел рек составляет сотни метров, хотя общее смещение за время существования разлома невозможно оценить. Примерные оценки по отложенным гордам составляют сотни километров. Подобные результаты движения наблюдаются в Японии, на Аляске, на Филиппинах. В Новой Зеландии относительное смещение было установлено на величину 500 м, инструментально за последние 50 лет определена скорость перемещения 4 см/год . В большинстве областей только часть смещений происходит во время землетрясений, а остальные во время постепенного движения.

При исследовании процессов более глубоких частей Земли реологические свойства все больше неопределенны. Требуется соблюдение баланса возможности накопления упругой энергии на глубинах около 700 км, где наблюдаются очаги землетрясений, тектонические трещины и способности релаксации напряжений в результате вязкого течения. Так глубоководные землетрясения могут происходить периодом 100 и даже 10 лет в одном районе. Следовательно, за это время деформация не успевает заметно уменьшиться процессами вязкого течения. Время релаксации составляет 1000 лет.

Ниже глубины 700 км не наблюдается землетрясений, время релаксации вещества там должно быть порядка 30 лет. Вязкость на этих глубинах уменьшается до величины 10^{20} дз.

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ

СОДЕРЖАНИЕ

	стр.
ВВЕДЕНИЕ	3
I. ОСНОВНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗЕМЛИ	3
1.1. Континентальная кора	3
1.2. Океаническая кора	4
1.3. Срединно-океанические хребты	5
II. РАСПРОСТРАНЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЗЕМЛЕ	6
2.1. Сейсмические волны Земли	6
2.2. Волны землетрясений	8
2.3. Сейсмические волны и строение Земли	12
2.4. Длиннопериодные волны. Собственные колебания Земли	15
2.5. Дисиплятивные свойства Земли, добротность	16
2.6. Сейсмология Луны	17
III. СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЗЕМЛИ	19
3.1. География землетрясений, параметры	19
3.2. Причины землетрясений	21
3.3. Модели землетрясений	23
3.4. Сейсмическое районирование	24
3.5. Прогноз землетрясений	25
IV. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ. ФИГУРА ЗЕМЛИ	26
4.1. Сила тяжести	26
4.2. Фигура Земли	27
4.3. Момент инерции Земли	28
4.4. Исостазия	28
4.5. Земные приливы	29
4.6. Изменение силы тяжести	31
V. ПЛОТНОСТЬ И УПРУГИЕ ПОСТОЯННЫЕ ЗЕМЛИ	32
5.1. Однородная модель	32
5.2. Реальная модель Земли	33
5.3. Упругие постоянные. Число Лява	34
VI. ГЕОТЕРМИКА	37
6.1. Источники тепла	37
6.2. Механизмы передачи тепла	38
6.3. Температура Земли, геотермический градиент	38
6.4. Тепловой поток	41
VII. ГЕОМАГНЕТИЗМ И ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ	43
7.1. Общие сведения о магнитном поле	43
7.2. Природа геомагнетизма	44

7.3. Электропроводность Земли	45
VIII. ФИЗИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЗЕМЛЕ	45
8.1. Горы земной коры и мантии	46
8.2. Метеориты	47
8.3. Дифференциация вещества планеты	48
8.4. Физические процессы в мантии	49
8.5. Физические процессы в ядре	51
IX. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ЗЕМЛИ	53
9.1. Геология	53
9.2. Состояние горных пород	56
9.3. Релаксация горных систем	57
9.4. Конвективные потоки в Земле	59

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Деменская Р.И. Кора и мантия Земли.- М.: Недра, 1975, 253 с.
2. Жигицкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли.- М.: Недра, 1955, 379 с.
3. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет.- М.: Наука, 1983, 416 с.
4. Бреун Д., Массе А. Недоступная Земля.- М.: Мир, 1984, 261 с.
5. Буллен К.Е. Плотность Земли. - М.: Мир, 1978, 437 с.
6. Жарков В.Н., Гробицкий В.П., Самсоенко Л.В. Физика Земли и планет. Фигуры и внутреннее строение. - М.: Наука, 1971, 384 с.
7. Мясников В.П., Шадеев В.Е. Гидродинамические модели эволюции Земли и планет земной группы. - М., 1980, 232 с. (Итоги науки ВИННИИ. Т.5).
8. Стейси Ф. Физика Земли.- М.: Мир, 1972, 342 с.
9. Элли Дж.А. Землетрясения. - М.: Недра, 1982, 264 с.
10. Лисинов А.Л. Землетрясения. - М.: Знание, 1984, 192 с.
11. Кац Я.Г., Рябухин А.Г. Космическая геология, 1984, 80 с.
12. Одетов О.А. Землетрясения.- Знание, М., 1958, 48 с.

Методические указания по курсу "Физика Земли"
для студентов специальности "Геофизические методы
поисков и разведки"

Составитель Пинчук Адам Петрович

Ответственный за выпуск А.П.Пинчук

Подписано в печать 02.02.90г. Формат 60x84 1/16. Бумага писчая №1.

Печать офсетная. Усл.п.л. 3,3. Уч.-изд.л. 3,0. Тираж 300 экз.
Заказ 421 Бесплатно

С*печатано на ротационной ГТУ, г.Гомель, ул.Советская, 104

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ