

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ  
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ  
«СИБИРСКАЯ ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОДЕЗИЧЕСКАЯ АКАДЕМИЯ»  
(ФГБОУ ВПО «СГГА»)

В. И. Кузьмин

## **ФИЗИКА ЗЕМЛИ**

Часть 1

### **СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

Рекомендовано Сибирским региональным учебно-методическим центром высшего профессионального образования для межвузовского использования в качестве учебного пособия для студентов, обучающихся по направлению подготовки бакалавров 120100.62 «Геодезия и дистанционное зондирование» и специальности 120401.65 «Прикладная геодезия»

Новосибирск  
СГГА  
2014

УДК 550.3  
К893

Рецензенты: доктор физико-математических наук, заведующий лабораторией  
ИНГГ СО РАН *В. Ю. Тимофеев*

кандидат технических наук, доцент КГТУ им. Т. Ф. Горбачева  
*А. Н. Соловицкий*

кандидат технических наук, доцент, СГГА *В. Ф. Канущин*

**Кузьмин, В. И.**

К893 Физика Земли. Часть 1. Строение Земли по геофизическим данным  
[Текст]: учеб. пособие / В. И. Кузьмин. – Новосибирск: СГГА, 2014. – 204 с.

ISBN 978-5-87693-752-0 (ч. 1)

ISBN 978-5-87693-751-3

Учебное пособие подготовлено кандидатом геолого-минералогических наук, доцентом кафедры физической геодезии и дистанционного зондирования СГГА В. И. Кузьминым в соответствии с требованиями Государственного образовательного стандарта высшего профессионального образования.

В пособии описаны геофизические методы изучения строения Земли, а также процессы и явления, происходящие как внутри, так и на ее поверхности.

Рекомендовано к изданию Ученым советом Института геодезии и менеджмента СГГА.

Ответственный редактор: доктор технических наук,  
старший научный сотрудник СГГА *А. И. Каленицкий*

Печатается по решению редакционно-издательского совета СГГА

УДК 550.3

ISBN 978-5-87693-752-0 (ч. 1)

ISBN 978-5-87693-751-3

© ФГБОУ ВПО «СГГА», 2014

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Предмет, цели и задачи курса .....</b>	<b>5</b>
<b>1. Происхождение и эволюция Земли. Гипотезы образования Солнечной системы и Земли .....</b>	<b>7</b>
<b>2. Возраст Земли и методы его определения .....</b>	<b>20</b>
<b>3. Тепловое поле Земли.....</b>	<b>30</b>
3.1. Вычисление теплового потока .....	31
3.2. Источники тепловой энергии Земли .....	36
3.3. Температура внутри Земли.....	40
<b>4. Вулканизм .....</b>	<b>43</b>
4.1. Вулканы.....	43
4.2. География вулканов и их характеристика .....	46
4.3. Типы вулканов .....	53
4.3.1. Площадные вулканы.....	53
4.3.2. Вулканы центрального типа .....	53
4.3.3. Трещинные вулканы .....	54
4.4. Типы извержений .....	55
4.4.1. Гавайский тип.....	55
4.4.2. Вулканский тип .....	56
4.4.3. Стромболианский тип .....	57
4.4.4. Купольный тип .....	58
4.5. Продукты вулканических извержений.....	61
4.6. Экология и прогноз извержений вулканов .....	66
<b>5. Внутреннее строение Земли по данным сейсмологии .....</b>	<b>68</b>
<b>6. Землетрясения.....</b>	<b>83</b>
6.1. Виды землетрясений .....	95
6.2. География землетрясений.....	97
6.3. Предвестники землетрясения.....	103
6.4. Прогнозирование землетрясений .....	105
<b>7. Внутреннее строение Земли по гравиметрическим данным .....</b>	<b>107</b>
7.1. Плотностная характеристика Земли.....	110
7.2 Толщина земной коры и её типы .....	112
7.3. Изостазия.....	114
7.4. Строение земной коры по Пратту .....	116

7.5. Строение земной коры по Эри.....	117
7.6. Строение земной коры по гипотезе Венинг-Мейнеса.....	119
7.7. Изостатические аномалии силы тяжести $\Delta g_i$ и их интерпретация.....	120
<b>8. Приливные колебания Земли .....</b>	<b>123</b>
8.1. Статическая теория приливов .....	124
8.2. Формулы для вычисления $\delta g_T$ , $\delta \vartheta_T$ , $\zeta_T$ .....	129
8.3. Виды приливных волн .....	131
8.4. Разложение потенциала приливной силы по Лапласу .....	132
<b>9. Влияние приливов на физические параметры Земли .....</b>	<b>137</b>
9.1. Приливы в океанах и морях .....	137
9.2. Вариации ускорения силы тяжести .....	138
9.3. Колебания отвесной линии .....	142
9.4. Определение деформации земной поверхности по геодезическим данным .....	147
<b>10. Неравномерность вращения Земли .....</b>	<b>150</b>
10.1. Движение полюсов Земли .....	155
10.2. Учёт движения полюсов Земли .....	158
<b>11. Магнитное поле Земли и околоземного пространства .....</b>	<b>162</b>
11.1. Магнитосфера Земли.....	175
11.2. Вариации магнитного поля .....	177
11.3. Магнитные свойства горных пород.....	178
11.4. Аномальное магнитное поле .....	180
11.5. Определение намагниченности горных пород.....	182
11.6. Палеомагнетизм.....	184
11.7. Археомагнетизм .....	188
<b>12. Гипотеза дрейфа континентов .....</b>	<b>190</b>
<b>Библиографический список .....</b>	<b>199</b>

## **ПРЕДМЕТ, ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ КУРСА**

Все науки о Земле стремятся решить две основные задачи. Первая задача – изучить внутреннее строение нашей планеты, её размеры и форму.

Второй задачей является изучение процессов, происходящих как внутри, так и на поверхности Земли (землетрясения, вулканизм, наводнения, особенности климата, физическая активность атмосферы и космоса, а также жизнедеятельность человека, которая в последнее время стала очень заметной и «результативной»). Быстрыми темпами ведётся эксплуатация месторождений углеводородного сырья, возведено множество крупных объектов народного хозяйства с их рукотворными морями, горными выработками, высокими дымящимися трубами, ядерными реакторами, несущими угрозу жизни и здоровью человека, а также разработка научных рекомендаций к их учёту в жизнедеятельности человечества.

Незнание физики процессов, протекающих на поверхности Земли и в её недрах, бездумный подход при проектировании и строительстве крупных объектов народного хозяйства и их безграмотная эксплуатация может привести и зачастую приводит к большим катастрофам и чрезвычайным ситуациям, уносящим жизни многих сотен и тысяч людей.

Поэтому перед студентами стоит задача – добросовестно отнестись к изучению данной дисциплины для того, чтобы применить полученные знания при выполнении работ, связанных с будущей профессией. А профессия геодезиста очень востребована в наше время. Повсюду вы увидите человека или с нивелиром и рейкой, или с теодолитом, или со спутниковым приёмником. Геодезические данные нужны всем. Это и изыскания трасс автомобильных и железных дорог, это строительство крупных инженерных объектов (ГЭС, ГРЭС, АЭС, шахт, прокладка тоннелей и др.) и их последующая эксплуатация. Везде геодезические данные нужны с максимально высокой точностью, для достижения которой необходимо иметь представления о физике процессов и явлений, происходящих на Земле.

В учебном пособии кратко рассмотрены ведущие геофизические методы, с помощью которых изучается строение нашей планеты: термический, сейсмический, гравиметрический и магнитный. Описаны физические процессы, происходящие как внутри Земли, так и на её поверхности: землетрясения, вулканизм и др.

При написании учебного пособия была использована информация, опубликованная в научных, научно-популярных и периодических изданиях.

В библиографии, включающей 92 наименования, приведен список работ как отечественных, так и зарубежных авторов, а также адреса интернет-ресурсов.

Автор выражает глубокую благодарность инженеру кафедры физической геодезии и дистанционного зондирования Д. Н. Голдобину и Г. В. Кузьминой за техническую помощь в подготовке пособия к изданию.

## **1. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМЛИ. ГИПОТЕЗЫ ОБРАЗОВАНИЯ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ И ЗЕМЛИ**

В истории планетной космогонии издавна наметились два типа гипотез – небулярные и катастрофические. По небулярной гипотезе, все планеты образовались в результате сгущения первичной газопылевой туманности (лат. *Nebula* – туман, облако), окружавшей Солнце. Это был длительный (эволюционный) процесс, решающую роль в котором играло гравитационное поле нашего светила.

По второй гипотезе, возникновение планет Солнечной системы явилось следствием космических катастроф – взрывы звезд, столкновение космических объектов.

И в этом типе гипотез предполагается наличие Солнца на начальном этапе развития Вселенной.

Прежде чем перейти к рассмотрению физической сути гипотез образования Земли, остановимся кратко на проблеме образования Вселенной и, в частности, Солнца.

Астрономы считают, что Вселенная возникла в результате «Большого взрыва» около 12–17 миллиардов лет назад<sup>\*</sup> [58, 65, 41, 69, 71, 68, 86, 87]. В начальный ( $t_n$ ) момент времени (сингулярность) всё вещество Вселенной находилось в объёме диаметром  $10^{-34}$  м с плотностью  $\rho = 10^{94}$  г/см<sup>3</sup> и температурой  $T = 10^{31}$  К.

Отметим, что до 1968 г. °К обозначалась единица термодинамической температуры, равная 1/273,16 части термодинамической температуры *тройной точки воды*. С 1968 г. обозначается – К. Названа в честь У. Томпсона (Кельвина). Применяется как единица международной термодинамической температурной шкалы – одна из основных единиц СИ. *Термодинамическая температурная шкала* (Кельвина шкала) – абсолютная шкала температур, не зависящая от свойств термометрического вещества (начало

---

<sup>\*</sup> По последним представлениям, возраст Вселенной составляет  $13,7 \cdot 10^9$  лет (Наука в фокусе. – 2013-2014 гг. – № 12).

отсчёта – абсолютный нуль температуры). Построение термодинамической шкалы основано на втором начале термодинамики, и, в частности, на зависимости КПД цикла Карно от природы рабочего тела. *Тройная точка* – состояние равновесного существования трёх фаз вещества: твёрдой, жидкой и газообразной. *Температура тройной точки воды* – (точки существования льда, воды и пара), равна  $0,01\text{ }^{\circ}\text{C}$  ( $273,16\text{ K}$ ) при давлении  $6,09\text{ kPa}$  ( $458\text{ mm rt. st.}$ ). Координаты тройной точки воды:  $T = 273,16\text{ K}$  ( $0,01\text{ }^{\circ}\text{C}$ ),  $p = 610,6\text{ Pa}$  ( $4,58\text{ mm rt. st.}$ ) [72, с. 1359] (рис. 1.1).

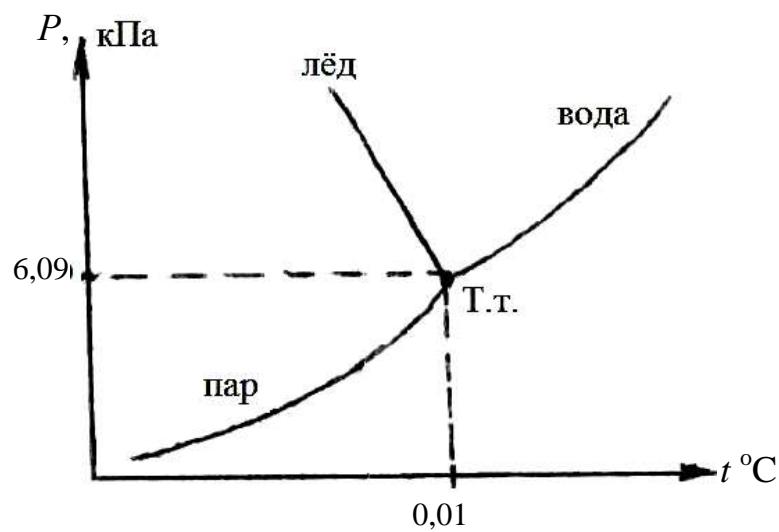


Рис. 1.1. К определению тройной точки воды

планковская длина ( $r_n$ ), где существенны явления тяготения, релятивизма, квантов, можно определить, составив выражение из констант  $G$ ,  $c$ ,  $h$ , возведённых в такие степени, при которых произведения будут иметь размерность длины:

$$r_{\Pi} = \sqrt{\frac{G \cdot h}{c^3}}, \quad (1.1)$$

где  $G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3 / \text{кг} \cdot \text{с}^2$  – гравитационная постоянная;

$c = 2,998 \cdot 10^8 \text{ м/с}$  – скорость света;

$h = 6,626 \cdot 10^{-34} \frac{\text{кг} \cdot \text{м}^2}{\text{с}}$  – постоянная Планка.

Причиной начала расширения Вселенной явились квантовые эффекты, возникшие в сильном поле тяготения сверхплотной материи. Другими словами, в момент сингулярности пространство-время, по существу, было разрушено действием гравитационных сил. Радиус кривизны пространства-времени или

Сделав несложные вычисления, получим, что  $r_{\Pi} = 4 \cdot 10^{-35}$  м, а диаметр  $1 \cdot 10^{-34}$  м.

Начальный (планковский) момент времени  $t_n$ , масса  $m_n$  и плотность  $\rho_n$  вычисляются по формулам:

$$t_{\Pi} = \sqrt{\frac{G \cdot h}{c^5}} = 1,4 \cdot 10^{-43} \text{ с}; \quad (1.2)$$

$$t_{\Pi} = \frac{r_{\Pi}}{c} \approx \frac{4,0 \cdot 10^{-35} \text{ м}}{3 \cdot 10^8 \text{ м/с}} \approx 1,35 \cdot 10^{-43} \text{ с}; \quad (1.3)$$

$$m_{\Pi} = \sqrt{\frac{h \cdot c}{G}} = 5,5 \cdot 10^{-8} \text{ кг}; \quad (1.4)$$

$$\rho = \frac{c^5}{h \cdot G^2} \approx 1 \cdot 10^{94} \text{ кг/м}^3. \quad (1.5)$$

Развитие Вселенной (от момента сингулярности) происходило по такому «сценарию» [14, 29, 59, 63, 81]:

1. До  $t = 10^{-23}$  с происходило рождение элементарных частиц и античастиц: протонов, нейtronов, электронов-позитронов. Диаметр Вселенной равнялся размеру атомного ядра  $1 \cdot 10^{-10}$  м, температура снизилась до  $T = 10^{28}$  К, а  $\rho = 1 \cdot 10^{78}$  г/см<sup>3</sup>.

2. В течение следующей секунды происходила аннигиляция электрон-позитронных пар с образованием первичного гелия (He) до  $T = 10^{10}$  К,  $\rho = 1 \cdot 10^4$  г/см<sup>3</sup> – адронная эра.

3. Через  $1 \cdot 10^6$  лет после взрыва началась эпоха фотонной плазмы. Происходило образование водорода – основного «строительного» элемента Вселенной.

4. Через  $1 \cdot 10^9$  лет началось образование первичных звёзд и галактик.

При этом звезды, зародившиеся с большими массами, эволюционировали быстрее. Термоядерные процессы, происходившие в них, из-за сжатия

и разогрева вещества, приводили к их взрыву и образованию сверхновых. В результате подобных взрывов первичных звезд за сотни миллионов лет во Вселенной накопилось значительное количество водорода и ядер тяжёлых элементов O, Mg, Fe, Au, C.

При понижении температуры и давления из этого вещества начали образовываться новые (молодые) звёзды – звёзды второго поколения. В них, хотя и в ничтожном количестве, содержались примеси атомов углерода – составного элемента, способствующего возникновению жизни на Земле.

Наше Солнце является звездой второго поколения. 69 % его объёма составляет водород, 30 % – гелий, 1 % – ядра тяжёлых элементов, из которых на долю углерода приходится ничтожное количество объёма.

Таким образом, при образовании Вселенной и её эволюции в ней уже имелись звёзды, в том числе Солнце, и огромное количество межзвёздного вещества, космической пыли и газа.

Когда же образовалась наша Земля, одна из восьми планет Солнечной системы? Рассмотрим и проанализируем существующие ныне предположения о возникновении Солнечной системы в целом и Земли, в частности, в их хронологической последовательности.

Первая гипотеза образования Солнечной системы была выдвинута в 1644 г. французским математиком и философом Рене Декартом. По его представлениям, Солнечная система образовалась из первичной туманности, имевшей форму диска и состоящей из газов и пыли [12, 15, 37, 67, 73, 79, 86, 50].

В 1749 г. своё представление о возникновении Солнечной системы и о прошлом нашей планеты высказал французский учёный-естественноиспытатель Жорж Бюффон. Он доказывал, что все планеты Солнечной системы образовались в результате космической катастрофы, во время которой на Солнце косо упала одна из комет. Удар оторвал от дневного светила несколько сгустков раскалённого вещества, которое начало обращаться вокруг Солнца в одной плоскости с ним. Из остывших сгустков образовались планеты.

Газы, окружавшие Землю во время её образования, сгостились и выпали на Землю, образовав воду и воздух, причем вода покрывала весь земной шар. Подтверждение своим доводам, что весь рельеф Земли обра-

зовался под водой, Бюффон делал на основе находок раковин морских животных в районах нынешнего высокогорья.

В противовес идеи Бюффона, французский физик Пьер Симон Лаплас в 1796 г. разработал аналогичную, но более совершенную гипотезу образования планет. При этом он подверг решительной критике космическую гипотезу Бюффона, которая свелась к следующим доводам:

1. Столкновение Солнца с кометой является маловероятным событием.

2. Сгустки солнечной материи, описав несколько витков по эллиптическим орбитам, под действием гравитационных сил Солнца упали бы обратно на светило.

3. В середине XVIII в. астрономы установили, что кометы невелики, а их огромные светящиеся «головы» и «хвосты» состоят из сильно разрежённых газов.

После столь существенных уточнений, гипотеза была признана несостоятельной.

Лаплас поставил перед собой задачу дать научное объяснение тому фактическому материалу по Солнечной системе, который был накоплен:

1. Почти вся масса Солнечной системы сосредоточена в Солнце, и только одна семисотая часть её приходится на долю планет и их спутников.

2. Плоскости орбит планет и их спутников почти совпадают между собой и с плоскостью солнечного экватора.

3. Все планеты и их спутники врачаются вокруг своих осей с запада на восток, и в том же направлении вращается Солнце вокруг своей оси.

4. Орбиты планет и спутников близки к круговым.

Чтобы объяснить и связать воедино эти факты, Лаплас сделал предположение, что Солнечная система, на начальном этапе своего развития, представляла собой обширную, вращающуюся вокруг своей оси, раскаленную газовую туманность со сгущением в центре, так называемой первичной атмосферой Солнца, которая окружала его во время образования и простиралась за пределы нынешней Солнечной системы.

Лаплас считал, что внешние частицы этой «атмосферы» двигались быстрее, чем внутренние, так как они находились дальше от центра светила. Когда огромная масса газа начала остывать и сжиматься, вращение

туманности, как следовало из открытого к тому времени закона сохранения количества движения, ускорилось. Нарастающие центробежные силы стали растягивать газопылевое облако, которое в итоге сплющилось и приобрело чечевицеобразную форму. В эпоху ротационной неустойчивости, когда центробежные силы превысили центростремительные, туманность разделилась на кольца, которые позже разорвались на отдельные части. Их вещество собралось в газовые сгустки (комья), вращающиеся вокруг своих осей. Вещество сгустков сжималось и разогревалось. При последующем остывании сгустки материи превратились в планеты.

Несколько иное представление о механизме образования планет высказал четырьмя десятилетиями ранее (в 1755 г.) немецкий философ Иммануил Кант. По его мнению, планеты Солнечной системы образовались из рассеянного вещества («частиц»). Сталкиваясь, частицы сжимались, создавая крупные сгустки вещества, которые потом превратились в планеты.

Учитывая сходство мысли двух великих ученых и отбросив различия, представлявшиеся в то время несущественными, эти две гипотезы объединили в одну под общим названием – гипотеза Канта – Лапласа. Гипотеза была одобрена учёным миром, быстро вошла в научный оборот и часто излагалась какочно устанавлившаяся теория.

Но, как говорится, «в мире нет ничего вечного». С развитием науки были добыты новые факты, которые не укладывались в гипотезу, развитую Кантом и Лапласом:

1. Были открыты спутники Урана и Нептуна, которые вращались в обратном направлении.
2. Последующие теоретические расчеты показали, что превращение кольца в планету почти не возможно.
3. Было обнаружено, что на долю Солнца приходится только 2 % от общего момента количества движения, а остальное «падает» на планеты, в то время как масса Солнца в 750 раз превышает массу всех планет.

Пошатнувшийся авторитет гипотезы Канта – Лапласа попытались подправить в 1901 г. американские астрономы Ф. Мультон и Т. Чемберлен. Они стали утверждать, что все планеты образовались из вещества Солнца: звезда, проходившая вблизи него, оторвала огромную массу солнечной материи и потянула за собой в виде шлейфа, который впоследст-

вии распался на огненные сгустки и из них образовались планеты. Эта идея была усовершенствована английским астрофизиком Джеймсом Джинсом, выдвинувшим в 1916 г. аналогичную приливную гипотезу.

Но и эти гипотезы оказались несостоятельными. Очень мала вероятность сближения Солнца со звездой – это во-первых, и во-вторых, они не объяснили основных закономерностей в Солнечной системе, упомянутых Лапласом.

В основе всех рассмотренных воззрений лежала идея о первоначально огненно жидким состоянии Земли с последующим остыванием и кораблением верхней оболочки.

В первой половине XX в. на смену «горячим идеям» приходят представления о первоначально холодном состоянии Земли.

Одним из первых, кто научно обосновал эту концепцию в 1944 г., был советский учёный – академик Отто Юльевич Шмидт [91].

Он попытался связать астрономическую историю нашей планеты с геологической. По его мнению, только такой подход мог бы выявить силы, действующие внутри Земли, и объяснить причины явлений, происходящих на нашей планете – землетрясения, извержения вулканов, горообразование и т. п.

Каким же условиям, в принципе, должна отвечать модель происхождения Солнечной системы?

1. Почему все планеты, имея массу во много раз меньшую чем Солнце, так быстро врачаются вокруг него, а само оно поворачивается значительно медленнее (1 оборот за 27 дней)?

2. Почему у всех планет почти круговые орбиты, расположенные в плоскости экватора Солнца, хотя законы небесной механики не требуют такого единства?

3. Откуда взялось это групповое разделение – Меркурий, Венера, Земля, Марс и Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун. Первые – небольшие, но плотные, а вторые крупные, но рыхлые?

4. Почему все планеты довольно холодные?

Основная сущность гипотезы Шмидта заключается в следующем:

1. Солнце, обладающее мощной гравитационной силой без планет и пояса астероидов, совершая своё движение по окраине нашей галактики,

втягивает в сферу своего влияния и захватывает большую часть одного из многочисленных во Вселенной газово-пылевых облаков.

2. Облако имеет собственную скорость вращения, которую Солнце на начальном этапе не в состоянии изменить, хотя для этого у него достаточно средств воздействия. Это и поле тяготения, и электромагнитное, и корпупскулярное излучение. Предположением о наличии собственной скорости у облака О. Ю. Шмидт объясняет неравномерностью распределения момента количества движения (МКД) в Солнечной системе:

$$\text{МКД} = m \cdot \omega \cdot r^2, \quad (1.6)$$

где  $m$ ,  $\omega$  и  $r$  – масса, угловая скорость вращения и расстояние планеты от центра системы.

Тем не менее, в результате длительного суммарного действия названных сил, рой частиц космической пыли и газов приобрел форму колосального диска в плоскости солнечного экватора и уплотнился.

3. В результате многочисленных соударений частиц внутри диска их скорости гасились, орбиты усреднялись и становились близкими к круговым. Всё больше частиц начинало двигаться в направлении, навязанном облаку вращением Солнца.

4. Под действием солнечного ветра значительная часть менее плотных частиц оттеснялась от центра молодой системы на периферию. Более тяжелые и плотные элементы сильнее притягивались к Солнцу и оставались на близких к нему орbitах.

5. Под действием сил гравитации в уплотняющемся диске появляются сгущения, которые при столкновении сливаются в крупные тела – планеты.

Всем хороша эта гипотеза, но и она имеет недостатки:

1. Гипотеза не объяснила аномальное распределение МКД в Солнечной системе (98 % на планеты и всего 2 % на Солнце).

2. Вероятность захвата протопланетного облака Солнцем, как показали расчеты, мала. Но ни автор гипотезы, ни её сторонники не нашли доказательств этому предположению.

Интересную космогоническую идею выдвинул в 1958 г. английский астрофизик Фред Хойл. В отличие от всех предшествующих гипотез,

по которым Солнце уже существовало во Вселенной, по Хойлу Солнечная система начинает зарождаться из Протосолнца, которое на начальном этапе своего развития представляло собой молодую звезду, быстро вращающуюся вокруг своей оси.

При постепенном сжатии скорость вращения звезды непрерывно возрастала. В эпоху ротационной неустойчивости началось истечение вещества с экватора Протосолнца, которое образовало протопланетное облако, имеющее форму диска. Радиус Протосолнца равнялся в то время радиусу орбиты Меркурия (58 млн. км). Протосолнце обладало сильным магнитным полем, а вещество протопланетного облака содержало частично ионизированный газ, что привело к возникновению в нём собственного магнитного поля. В результате между протопланетным диском и Протосолнцем установилось сильное магнитное «сцепление», из-за которого Протосолнце теряло момент количества движения, продолжало сжиматься и превратилось в современное Солнце. Вещество протопланетного диска наоборот получило большой МКД.

Недостатки гипотезы свелись к следующему: у горячих звёзд атмосфера охвачена интенсивной конвекцией, и при этом магнитное поле располагается целиком внутри звезды. Значит, если Протосолнце было горячим, то оно не могло «намагнитить» вещество облака. В противном случае, протопланетное облако столь быстро раскрутится магнитным полем, что протопланетный диск не успеет сформироваться и принять на себя значительную долю МКД.

В научной литературе рассматривается много гипотез образования Солнечной системы. Так, у Э. Шацмана развитие событий схоже со схемой, предложенной И. Кантом и С. Лапласом. При этом передачу МКД от Протосолнца к протопланетному облаку автор объясняет так. На последней стадии сжатия центральное сгущение (Протосолнце), обладая высокой активностью, выбрасывало в пространство множество заряженных частиц, которые, перемещаясь вдоль силовых линий магнитного поля Протосолнца и двигаясь с его угловой скоростью до больших расстояний, замедляли его вращение, в результате чего МКД перешёл к протопланетному облаку. В этой гипотезе масса облака лишь на 10 % превышала современную массу Солнца.

По С. К. Всехсвятскому [48] Земля и планеты возникли в результате катастрофических взрывов, вызванных распадом дозвёздного вещества. Солнце могло быть компонентом двойной звездной системы, сохранившимся после того, как второй компонент разделился на мелкие части после взрыва. Взрыв второй компоненты, с массой равной массе всех планет, привёл к образованию большого количества осколков, которые из-за своей малости быстро охладились, и из них возникли сложные молекулярные соединения и твёрдые оболочки будущих планет. В дальнейшем развитие планеты Земля шло по О. Ю. Шмидту.

Нельзя оставить без внимания ещё одну интересную «Гипотезу изначально гидридной Земли», предложенную В. Н. Лариным, в которой автор предлагает следующую цепь событий при образовании Солнечной системы [40]:

1. Около 4,7 млрд. лет назад в нашей Галактике взорвалась Сверхновая. В результате пылегазовая туманность (часть межзвёздной диффузной материи с начальным МКД) потеряла свою гравитационную устойчивость и начала сжиматься к своему центру тяжести, ускоряя своё вращение.

2. С наступлением режима ротационной неустойчивости, который, по расчётам, возник при равенстве диаметра Протосолнца современному диаметру орбиты Меркурия (116 млн. км), по экватору сгустившейся туманности произошло истечение вещества, образовавшего в плоскости эклиптики протопланетный диск. В дальнейшем из Протосолнца образовалось Солнце, а из «диска» – планеты.

В общем, эта идея происхождения Солнечной системы перекликается с гипотезой Канта – Лапласа. Но, как уже отмечалось, она не смогла объяснить высокую концентрацию МКД в планетах (98 %).

Как происходила передача МКД от центра к периферии туманности – долгое время оставалось загадкой, а без её решения поступательное развитие небулы, достигшей режима ротационной неустойчивости, оказывается невозможным, так как дальнейшему сгущению туманности будут препятствовать центробежные силы.

Выход из тупика был найден в виде идеи о наличии дипольного магнитного поля у небулы на стадии формирования protoplanетного диска, предложенной в 1958 г. Ф. Хойлом.

Магнитные силовые линии, будучи «вмороженными» в частично ионизированное вещество туманности, играли роль сцепки в системе (как спицы в колесе) и поддерживали в ней равенство угловой скорости  $\omega$  на различном удалении от оси вращения  $r$ , что необходимо и достаточно для передачи МКД из центральных частей коллапсирующей небулы с массой  $m$  на её периферию. А так как момент количества движения прямо пропорционален квадрату радиуса протопланетного диска  $r$ , то при  $\omega = \text{const}$  во всех точках вращающейся системы МКД будет сосредоточен в зоне, наиболее удалённой от оси вращения. При этом центральное сгущение тормозилось и выходило из режима ротационной неустойчивости и получало возможность к дальнейшему сжатию. В то же время периферийные части небулы, приобретая МКД системы, «сбрасывались» и распределялись в плоскости эклиптики, формируя protoplanетный диск. Протовещество, «стекавшее» с Протосолнца, прежде всего водород, находилось в виде водородистых соединений (гидридов). Металлы хорошо абсорбируют водород: каждый атом железа притягивает одну молекулу водорода. При этом зарженные частицы вещества при пересечении силовых линий захватывались магнитным диполем и оставались в околосолнечном пространстве, во внутренних частях protoplanетного диска. Нейтральные же частицы выталкивались солнечным ветром и уходили на периферию (рис. 1.2).

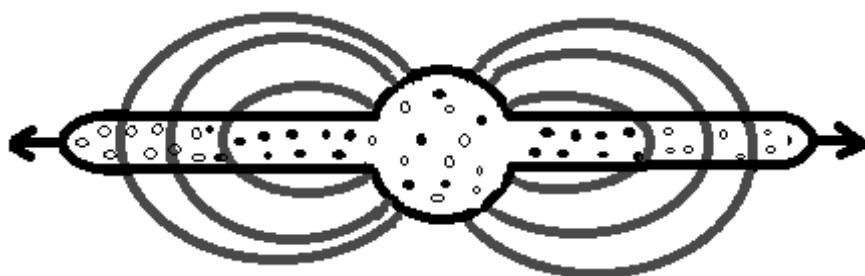


Рис. 1.2. Схема образования protoplanетного диска:  
○ – нейтральные частицы; • – ионизированные частицы

Принято считать, что с отделением вещества от Протосолнца, в связи с падением температуры, на диске сразу же должна начаться конденсация,

которая менее чем за год могла вызвать резкое укрупнение частиц до 2 см в диаметре и далее до астероидных размеров.

Но и этому предположению нашлось объяснение в гипотезе Ларина. Вспышка сверхновой обогатила туманность тяжёлыми элементами (U, To и др.) и легкими короткоживущими изотопами. Пылегазовая туманность стала высокорадиоактивной. Радиоактивность вызвала ионизацию вещества – потерю внешних электронов. В результате этого все частицы получили одинаковый положительный заряд, который препятствовал их соприкосновению. Таким образом, конденсации частиц на стадии магнитной сепарации при формировании протопланетного диска препятствовал кулоновский барьер. По мере «вымирания» короткоживущих изотопов под действием сил гравитации начались процессы конденсации и коллапса, то есть образования планет.

Изначально состав Земли и планет был представлен водородистыми соединениями (гидридами). При повышении давления происходит значительное вхождение водорода в металлы. Рост же температуры без повышения давления вызывает разложение гидридов и дегазацию водорода из металлов. Таким образом, при высоких и сверхвысоких давлениях «наводороженные» металлы, по всей вероятности, находятся в гидридной форме. Исходя из этого, автор гипотезы делает вывод о том, что при радиогенном разогреве Земля расслоилась на ряд геосфер. При этом гидриды металлов более длительно должны сохраняться в центре планеты (в зоне максимальных давлений) в окружении сферы из металлов, содержащих водород в виде раствора, тогда как из внешних оболочек водород дегазируется.

Так, по-видимому, сформировалось водородосодержащие ядро с гидридной центральной зоной и металлическая мантия, толщина которой со временем увеличивалась за счёт сокращения объёмов ядра.

В процессе развития планеты металлическая оболочка (мантия) постоянно «продувалась» водородом, поступающим из внутренних зон, что приводило к очищению земных недр от примеси кислорода, который, не имея возможности диссипировать за пределы планеты, обогащал внешние геосфера, что обеспечивало их силикатно-окисное (кислородное) сложение.

Новая геохимическая модель Земли по гипотезе Ларина представлена в табл. 1.1.

Таблица 1.1

Геохимическая модель Земли по гипотезе Ларина

Сфера	Слой	Интервалы глубин в км	Состав слоев
Кора	A	0–33	Силикаты
Мантия	B	33–400	Окислы
	C	400–1 000	Металлы
	D	1 000–2 900	
Ядро	E	2 900–5 000	Металлы с растворенным в них водородом
	F	5 000–5 100	Гидриды металлов
	G	5 100–6 371	

## **2. ВОЗРАСТ ЗЕМЛИ И МЕТОДЫ ЕГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ**

Существует две точки зрения на возраст Земли – креационная и эволюционная.

Первая утверждает, что весь окружающий нас мир создан сверхъестественной силой (от лат. *creatio* – создание) и склонна к молодому возрасту Земли. Библия повествует, что Бог сотворил Землю и всё живое на ней за 6 дней. Один день творения равен 1 000 лет. Таким образом, возраст Земли составляет 6 000 лет.

По утверждению сторонников второй точки зрения, Земля весьма стара. Большинство научных источников, посвящённых этому вопросу, указывает на то, что возраст Земли – от 4,5 до 5,5 млрд. лет [19]. Как видите, разница существенная.

Креационисты приводят следующие доводы в пользу молодого возраста Земли:

1. Напряжённость магнитного поля Земли  $T$  за последние 130 лет уменьшилась на 14 %. Это говорит о том, что 100 000 лет назад величина  $T$  была такой интенсивной, что жизнь на Земле не могла бы существовать.

2. Недавние измерения размера Солнца показали, что оно сжимается со скоростью 0,1 % за столетие. При таком градиенте скорости 100 тыс. лет назад Солнце должно было быть вдвое больше, чем в наши дни. А за  $1 \cdot 10^6$  лет назад размеры и излучение Солнца сделали бы жизнь на Земле невозможной.

3. Присутствие комет в Солнечной системе указывает на её молодой возраст.

Известно, что солнечный ветер уносит в космическое пространство частицы ядра кометы. И, если бы кометы путешествовали в Солнечной системе уже миллиарды лет, то к настоящему времени они оказались бы полностью рассеянными. Это должно было бы произойти не более чем за 10 тыс. лет.

У эволюционистов определением возраста Земли занимается наука геохронология. В её основе лежит важнейший принцип теории эволюции – настоящее является ключом к познанию прошлого. Эта концепция, более известная как принцип униформизма (от лат. единообразие) – гипотеза, согласно которой в геологическом прошлом действовали те же силы и с той же интенсивностью, что и сейчас. Знания, полученные при изучении современных геологических процессов и явлений, униформисты экстраполируют в прошлое Земли безо всяких поправок.

В противоположность униформизму, в современной геологии используется метод актуализма, согласно которому, изучая современные геологические процессы, можно судить об аналогичных процессах далёкого прошлого с учётом хода развития Земли и изменяющейся геологической обстановки.

Первые научные попытки оценить возраст Земли относятся к XVIII в. и принадлежат Жоржу Бюффону, по гипотезе которого Земля в начале своего развития была огненно-жидким шаром.

Сколько же времени потребовалось для его остывания? Задавшись этим вопросом, Бюффон провёл опыт, в котором в качестве модели горячей Земли ему служили нагретые металлические шары. Экспериментально изучив скорость их остывания, он перенёс полученные результаты на земной шар и получил возраст Земли – 75–82 тыс. лет.

Выходы учёного резко разошлись с религиозными представлениями о возрасте Земли (около 6 000 лет). Под давлением реакционно настроенных кругов Бюффон отрёкся от своих результатов.

Впоследствии опыт Бюффона повторил английский физик Кельвин. По его оценке, возраст Земли составил 40 млн. лет.

Учёные понимали, что для определения возраста нашей планеты необходимо найти такие процессы, которые протекали бы достаточно равномерно в течение продолжительного промежутка времени.

Так современник Ньютона – английский геофизик Эдмунд Галлей попытался оценить возраст Земли по содержанию солей в океане.

Известно, что подземные и поверхностные воды частично растворяют почвы и вымывают соли. Попадая, в конечном итоге, в океан, растворён-

ные соли должны были увеличить солёность. Однако этот способ не был одобрен по двум причинам:

1. Скорость протекания этого процесса неравномерна во времени: на протяжении всей истории Земли менялся климат, происходили колебания температуры, от которой напрямую зависит скорость растворения солей.

2. И, наконец, сами океаны образовались после того, как сформировалась Земля.

Более постоянной казалась скорость накопления осадочных пород. Известно, что для образования слоя толщиной в 1 м требуется около 7 000 лет. Если принять, что суммарная мощность литосферы<sup>\*</sup> 102 км, то её возраст около  $714 \cdot 10^6$  лет.

Этот (геологический) метод определения абсолютного возраста Земли хотя и прост, но не совершенен. Как и в предыдущем, здесь допускается одинаковая скорость осадконакопления, чего в действительности не наблюдается. К тому же определяется возраст самой верхней оболочки, которая составляет только 1 % от общего объёма Земли. Метод даёт условное определение возраста литосферы.

Кроме рассмотренных абсолютных методов определения возраста горных пород, существуют относительные, такие как: петрографический, стратиграфический и палеонтологический [55].

Петрографический метод (от petroc (греч.) – камень, графио – описание) основан на описании горных пород. Если в различных частях земного шара находят породы, сходные по описанию, то предполагают, что они образовались в одно и то же время. Однако этот метод «работает» на коротких расстояниях и поэтому не получил широкого распространения.

Стратиграфический метод основан на изучении взаимоотношений пластов горных пород. Он исходит из того, что пласт, залегающий ниже, древнее вышележащего пласта. Этот метод нужно применять с осторожностью, так как в областях с интенсивной тектоникой (как горизонтальной, так и вертикальной) отмечается сложная складчатость, где нередко можно наблюдать опрокинутые складки, в которых более древние породы расположены в разрезе над молодыми (рис. 2.1).

---

\*Литосфера (от греч. литос – камень + sphaire – шар) – каменная сфера, верхняя оболочка Земли, включающая верхнюю мантию и земную кору.

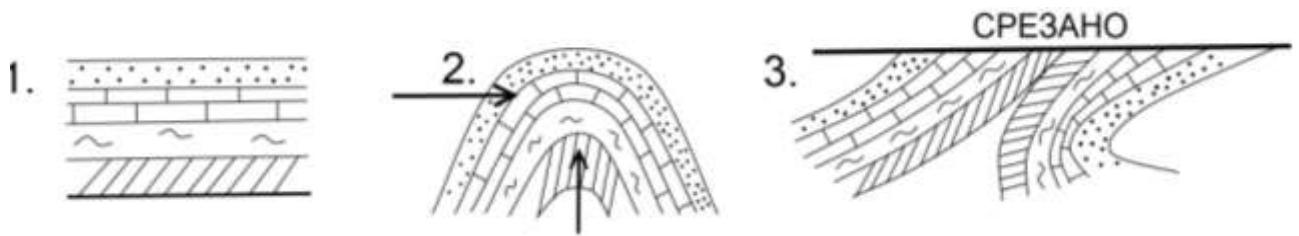


Рис. 2.1. Схема трансформации складчатой структуры

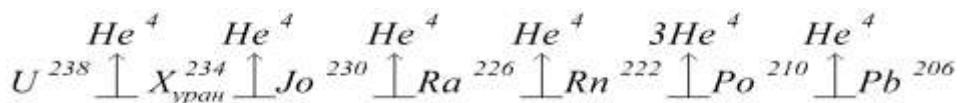
Метод применяется при изучении отдельных геологических разрезов, а также в случаях, где предоставляется возможность проследить пласти на некотором расстоянии.

Палеонтологический метод основан на определении возраста горных пород по останкам древних вымерших организмов – окаменелостей. В процессе эволюции органического и растительного мира старые их формы отмирали и заменялись новыми – более молодыми. Поэтому в древних пластах горных пород встречаются остатки одного типа организмов, а в молодых – другого типа, близкого к современному.

Палеонтологический метод позволяет легко сравнить разрезы земной коры различных территорий независимо от расстояния и безошибочно определить относительный возраст напластований земной коры.

Возможность установления абсолютного возраста Земли и абсолютной геохронологии появилась лишь в начале XX в. – после открытия явления естественных радиоактивных превращений атомов некоторых элементов. Появились подходящие «часы» для измерения больших промежутков времени.

Известно, что атомы неустойчивых химических радиоактивных элементов, распадаясь, переходят в устойчивые атомы, образующие нерадиоактивные элементы. Так, уран с атомным весом 238 ( $U^{238}$ ), распадаясь, превращается в нерадиоактивный свинец ( $Pb^{206}$ ) по схеме:



Обычный свинец  $Pb^{207,2}$  – радиоактивен. Разница атомных весов позволяет отличить атомный свинец ( $Pb^{206}$ ) от обычного ( $Pb^{207,2}$ ) и, тем самым, определить накопление первого в урановых рудах.

Закономерность распада не зависит от внешних условий и она свойственна всем радиоактивным элементам [51, 85].

В связи с этим, можно предположить, что количество атомов  $dN$ , которые распадаются за интервал времени  $dt$ , прямо пропорционально количеству атомов  $N$ , не распавшихся к моменту времени  $t$ , т. е.

$$-dN = \lambda \cdot N \cdot dt. \quad (2.1)$$

Разделив левую и правую части выражения (2.1) на  $N$  и проинтегрировав их в интервале времени от  $t = 0$  до  $t = t_i$ , получим

$$-\int_0^{t_i} \frac{dN}{N} = \int_0^{t_i} \lambda \cdot dt. \quad (2.2)$$

Подставив пределы интегрирования, получим

$$\ln N_{t_i} - \ln N_0 = -\lambda \cdot t_i; \quad (2.3)$$

$$\ln \frac{N_{t_i}}{N_0} = -\lambda \cdot t_i,$$

откуда

$$N_{t_i} = N_0 \cdot e^{-\lambda \cdot t_i}, \quad (2.4)$$

где  $\lambda$  – постоянная распада для исходного элемента;

$N_0$  – начальная концентрация радиоактивных ядер – количество атомов распадающегося исходного (материнского) элемента в начальный момент;

$N_{t_i}$  – современная концентрация радиоактивных ядер – количество атомов исходного элемента, не распавшихся в процессе превращения.

Если известна  $N_0$  в момент  $t = 0$ , то определив  $N_{t_i}$ , можно вычислить возраст исследуемого образца. Но  $N_0$  не известна, а известно количество атомов конечного исходного элемента  $N_k$  и количество не распавшихся атомов  $N_t$ , которые определяют с помощью масс-спектрометров. То есть:

$$N_0 = N_k + N_t. \quad (2.5)$$

Подставив выражение (2.5) в (2.4), получим

$$N_k = N_t (e^{\lambda t} - 1),$$

откуда

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left( \frac{N_k}{N_t} + 1 \right). \quad (2.6)$$

Это основная формула для определения возраста геологических объектов.

Во многих случаях время распада  $t$  заменяют периодом полураспада  $T$ , под которым понимают промежуток времени, в течение которого распадается половина радиоактивного изотопа.

Положив в (2.3)  $N_t = N_0 / 2$  и  $t = T$ , запишем

$$\ln \frac{N_0}{2} - \ln N_0 = -\lambda T \quad (2.7)$$

или

$$\ln \frac{N_0}{2 \cdot N_0} = -\lambda T,$$

откуда

$$T = \frac{\ln 0,5}{-\lambda}. \quad (2.8)$$

Так как  $\ln 0,5 = -0,69315$ , то выражение (2.8) примет вид:

$$T = \frac{0,69315}{\lambda}. \quad (2.9)$$

Таким образом, если известны  $\lambda$  и характер последующих радиоактивных превращений дочерних изотопов, можно рассчитать содержание и начальных, и дочерних продуктов распада практически для любого промежутка времени.

Однако, если мы хотим использовать радиоактивный распад для определения больших промежутков времени, например, возраста Земли, нужно чтобы  $\lambda$  был достаточно длительным. Этому требованию удовле-

творяют три радиоактивных ряда, родоначальниками которых являются  $\text{U}^{238}$ ,  $\text{U}^{235}$ ,  $\text{Th}^{232}$  (табл. 2.1).

*Таблица 2.1*

Характеристики химических элементов радиоактивных рядов

№ п/п	$N_0$	$\lambda \cdot 10^{-10}$ лет	$T \cdot 10^8$ лет	$N_k$
1	${}_{92}\text{U}^{238}$	1,538	44,9	$\text{Pb}^{206}$
2	${}_{92}\text{U}^{235}$	9,72	7,13	$\text{Pb}^{207}$
3	${}_{90}\text{Th}^{232}$	0,499	138,6	$\text{Pb}^{208}$
4	${}_{19}\text{K}^{40}$	5,28	13,1	$\text{Ar}^{40}$
5	${}_{37}\text{Rb}^{87}$	0,116	615	$\text{Jr}^{87}$
6	$\text{Ra}^{226}$		1 622	

С учётом данных табл. 2.1 определим возраст Земли по  $\text{U}^{238}$ .

$$T = \frac{0,693}{1,538 \cdot 10^{-10}} \approx 4,5 \cdot 10^9 \text{ лет.}$$

Существуют и другие приёмы определения возраста горных пород. Так как продуктами распада первых трёх элементов являются изотопы свинца, можно записать

$$\left. \begin{aligned} N_k^{(1)} &= N_t^{(1)} \cdot \left( e^{\lambda^{(1)} \cdot T^{(1)}} - 1 \right) \\ N_k^{(2)} &= N_t^{(2)} \cdot \left( e^{\lambda^{(2)} \cdot T^{(2)}} - 1 \right) \\ N_k^{(3)} &= N_t^{(3)} \cdot \left( e^{\lambda^{(3)} \cdot T^{(3)}} - 1 \right) \end{aligned} \right\}. \quad (2.10)$$

Более надёжной формулой для определения  $T$  является отношение

$$\frac{N_k^{(2)}}{N_k^{(1)}} = \frac{N_t^{(2)} \cdot (e^{\lambda^{(2)} \cdot T^{(2)}} - 1)}{N_t^{(1)} \cdot (e^{\lambda^{(1)} \cdot T^{(1)}} - 1)}. \quad (2.11)$$

Отношение изотопов  $N_t(\text{U}^{235}) / N_t(\text{U}^{238})$  известно. Оно постоянно и равно 1/139.

Отношение в левой части выражения (2.11) также можно вычислить по результатам измерений с помощью масс-спектрометра.

Используя результаты измерений  $N_k$  и  $N_t$  и  $\lambda$ , можно вычислить  $T$ .

Существует и третий способ вычислений возраста горной породы. Химические анализы угольных руд показывают, что урана в них (по расчёту на число атомов) всегда содержится в  $2,8 \cdot 10^6$  раза больше, чем радиоактивного радия, т. е.

$$N_t(\text{U}) / N_t(\text{Ra}) = 2,8 \cdot 10^6. \quad (2.12)$$

Можно составить отношения

$$\frac{N_t(\text{U}^{238})}{T(\text{U}^{238})} = \frac{N_t(\text{Ra}^{226})}{T(\text{Ra}^{226})}, \quad (2.13)$$

откуда

$$T(\text{U}^{238}) = \frac{N_t(\text{U}^{238})}{N_t(\text{Ra}^{226})} \cdot T(\text{Ra}^{226}) = 2,8 \cdot 10^6 \cdot 1622 = 4,5 \cdot 10^9 \text{ лет.} \quad (2.14)$$

Применяя этот метод к различным горным породам, получим числа от 1,5 до 3,5 млрд. лет. Таким образом, можно заключить, что возраст твёрдой оболочки Земли (земной коры) около  $(3,0\text{--}3,5) \cdot 10^9$  лет, а абсолютный возраст Земли –  $4,5 \cdot 10^9$  лет.

Различия в органических остатках (окаменелостях) и физических составах горных пород позволили разделить толщу земной коры на пять лежащих друг на друге комплексов (толщ) [20].

На Международном геологическом конгрессе (МГК), состоявшемся в 1881 г., была утверждена стратиграфическая шкала с названием геологических периодов (эр) и их продолжительность.

I. Кайнозойская (KZ), верхняя, 67 млн. лет.

II. Мезозойская (MZ) – эра средней жизни,  $163 \cdot 10^6$  лет.

III. Палеозойская (PZ) – эра древней жизни,  $340 \cdot 10^6$  лет.

Эти три эры принято называть одним термином *фанерозой* (от греч. *фанерос* – явный, *зοή* – жизнь). Термин введён в 1930 г. Чедвиком.

IV. Протерозой (PR), около  $700 \cdot 10^6$  лет.

V. Архей (AR), около  $1800 \cdot 10^9$  лет.

Породы IV и V периодов (две древнейшие эры геологической истории) очень бедны органическими остатками и трудно поддаются расчленению по возрасту. Поэтому они объединены под общим названием – *докембрийские*. Таким образом, суммарный возраст всех толщ около  $3,07 \cdot 10^9$  лет.

Заслуживает внимания то обстоятельство, что результаты определения длительности геологических периодов, полученные с помощью радиоактивных методов, хорошо согласуются со стратиграфическими и палеонтологическими методами и находятся в прямой зависимости: чем древнее порода, тем больше её возраст. Ниже приведена краткая характеристика геологических периодов.

#### *Архейская эра (AR).*

Отсутствуют окаменелости. Повсеместная складчатость. Мощные вулканические извержения, о чём свидетельствуют обширные пространства магматических пород, сильно метаморфизованных.

#### *Протерозойская эра (PR). Эра зарождения жизни на Земле.*

Мощные горообразовательные процессы и вулканизм, приуроченные к ограниченным областям. Породы менее метаморфизованы. Органические остатки скудные, представлены беспозвоночными организмами и известняковыми водорослями. Горные породы этого возраста – прекрасный строительный материал.

#### *Палеозойская эра (PZ).*

Интенсивные перемещения и подвижки в земной коре. Дважды повторяются сильные горообразовательные процессы (каледонский и герцинский орогенезы), которые определили конфигурацию поверхности Земли, создали новые климатические условия обновления флоры и фауны. К концу PZ появляются многочисленные рептилии и млекопитающие. Нет только птиц. Эра папоротникообразных, хвощей и т. п.

#### *Мезозойская эра (MZ).*

Относительное тектоническое спокойствие. Наивысшее развитие животного и растительного мира. В конце MZ происходит вымирание многих представителей флоры и фауны. Особенно порадел класс гигантских рептилий. Причина – похолодание климата.

### *Кайнозойская эра (KZ).*

Моря и континенты приняли современную форму. Напряжённый вулканизм и могучий альпийский орогенез, охвативший весь земной шар. Образовались Альпы, Кавказ, Гималаи, Кордильеры, Анды. В конце *MZ* материк Гондвана распался на части. Ледниковая эпоха (четвертичный период около 1,5–2,0 млн. лет) Земля была покрыта слоем льда толщиной до 2 км (на территории России). Появился человек [20].

### **3. ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ**

Вопрос о температуре Земли связан с энергетикой нашей планеты. В этом его и важность, и сложность решения. Это одна из最难нейших проблем, рассматриваемых в физике Земли [27, 43, 44, 75].

От температуры зависят почти все основные физические свойства горных пород – упругость, вязкость, электропроводность, магнитные свойства и др. По изменению этих свойств можно судить о температуре в изучаемой среде и наоборот – зная распределение температуры, можно вычислить физические параметры Земли.

В отличие от распределения плотности, давления, ускорения силы тяжести и скорости объёмных волн ( $\rho$ ,  $p$ ,  $g$ ,  $V$ ), которые известны достаточно точно, – распределение температуры в недрах Земли известно приблизительно.

Это объясняется скучностью экспериментальных данных, возможностью неоднозначной их интерпретации и органической связью всей проблемы с вопросом о происхождении Земли. Принятие той или иной гипотезы о происхождении Земли обуславливает и принятие тех или иных начальных условий при решении проблемы о температуре её недр. Наконец, этот вопрос не чисто физического характера, а в значительной мере и физико-химического, как и многие проблемы физики Земли.

О величине теплового поля Земли и о его распределении на её поверхности позволяет судить *тепловой поток*, который поддаётся непосредственному измерению.

Исследования тепловых потоков из недр Земли к её поверхности позволяют судить о степени неравномерности распределения тепла в недрах нашей планеты, решать фундаментальный для физики Земли вопрос о поведении вещества при высоких температурах и давлениях, а также выделять зоны гидротермальной активности, определять температуру земной коры и, наряду с другими геофизическими методами, оценивать толщину твёрдой оболочки Земли – литосферы и глубину залегания размягчённого слоя – астеносферы.

### 3.1. Вычисление теплового потока

Из физики известно, что если различные части тела по-разному нагреты, то тепло переходит от более нагреватого к менее нагретому.

Возьмём некоторую поверхность  $\Sigma$  внутри тела, а на ней элемент  $d\sigma$  такой величины, чтобы температуру ( $t$  °C) на нём можно считать постоянной. Обозначим через  $n$  – направление внешней нормали к поверхности элемента  $d\sigma$  (рис. 3.1).

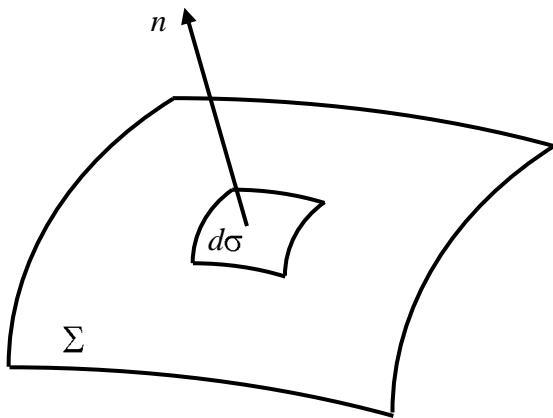


Рис. 3.1. К определению количества теплоты

Опыт показывает, что количество тепла  $dQ$ , прошедшее за время  $dt$  через элемент поверхности  $d\sigma$ , пропорционально площади этой поверхности  $d\sigma$ , промежутку времени  $dt$  и градиенту температуры  $\partial T / \partial n$  вдоль нормали  $n$  к поверхности  $d\sigma$  в сторону убывания температуры, т. е.

$$dQ = -\lambda \frac{\partial T}{\partial n} \cdot d\sigma \cdot dt. \quad (3.1)$$

Проинтегрировав весь поток тепла, прошедшего через поверхность  $\Sigma$  за время  $dt$ , получим формулу для вычисления теплоты  $Q$  в данной точке

$$Q = -\lambda \frac{\partial T}{\partial n}, \quad (3.2)$$

где  $\lambda$  – коэффициент пропорциональности, он же коэффициент теплопроводности, численно равный количеству тепла, перенесённого через единицу поверхности за единицу времени при градиенте температуры, равном единице. Размерность этой величины измеряется в Вт/(м·К).

Если передача тепла через поверхность  $\Sigma$  происходит за время  $dt = t_2 - t_1$ , то формула для вычисления теплового потока при  $t_1 = 0$  °С имеет вид:

$$\Phi = \frac{Q}{t}, \quad (3.3)$$

где

$$\Phi = -\lambda \cdot \frac{\partial T}{\partial n} \cdot S; \quad (3.4)$$

$Q$  – подводимое или отводимое количество теплоты, Дж (Джоуль)\*;

$t$  – время передачи теплоты, с;

$S$  – площадь поверхности, через которую протекает (проходит) тепло, м<sup>2</sup>.

За единицу теплового потока в СИ принят 1 Вт (ватт): 1 Вт = Дж/с.

Тепловой поток  $\Phi$  характеризует передачу тепла  $Q$  за промежуток времени  $t$  однородным по строению телом. Земля же, как вы уже знаете, имеет неоднородное строение. Поэтому, чтобы судить о величине теплового потока таких объектов, нужно знать поверхностную плотность теплового потока  $q$  – тепловой поток, равномерно распределенный по поверхности  $S$ , т. е.

$$q = \frac{\Phi}{S}. \quad (3.5)$$

Размерность  $q$  – Вт/м<sup>2</sup> – поверхностная плотность теплового потока 1 Вт, равномерно распределённого по поверхности площадью 1 м<sup>2</sup>.

Экспериментально тепловой поток определяют путём измерения градиента температуры в земной коре и коэффициента теплопроводности тех горных пород, в которых измеряется градиент температуры

$$q = \lambda \cdot \frac{\partial T}{\partial n}. \quad (3.6)$$

Геотермический градиент и теплопроводность сильно изменяются от места к месту.

\* 1 Дж = 10<sup>7</sup> эрг = 0,238 8 кал;

1 кал = 4,186 8 Дж = 4,186 8 кг·м<sup>2</sup>/с<sup>2</sup> = 4,186 8 · 10<sup>7</sup> эрг;

1 эрг = 2,39 · 10<sup>-8</sup> кал = 1 · 10<sup>-7</sup> Дж;

1 Вт = Дж/с = (кг·м<sup>2</sup>)/с<sup>3</sup>;

1 н = 1 (кг·м)/с<sup>2</sup>.

Средний градиент  $\partial\bar{T}/\partial n$  для Земли составляет примерно  $20 \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$ . По другим источникам, температура повышается на  $1 \text{ }^{\circ}\text{C}$  через каждые 33 м. При этом, на острове Борнео –  $1 \text{ }^{\circ}\text{C}/20 \text{ м}$ , в Средней Европе –  $1 \text{ }^{\circ}\text{C}/(30–35) \text{ м}$ , в Северной Америке –  $1 \text{ }^{\circ}\text{C}/(40–45) \text{ м}$ .

Коэффициенты теплопроводности некоторых горных пород, элементов и минералов  $\lambda$ , Вт/(м·К) таковы: торф – 0,07; глина – 1,60; каменная соль – 3,64; серебро – 418,0; ртуть – 8,0; золото – 310,0; лёд (при  $\rho = 0,92 \text{ г}/\text{см}^3$  и  $T = 273 \text{ K}$ ) – 2,23.

Теплопроводность зависит от состава породы, давления и температуры. Теплопроводность оболочки Земли слагается из трёх частей:  $\lambda_p$  – решёточной части коэффициента теплопроводности, обусловленного обычным механизмом переноса тепла в диэлектриках за счёт диффузии тепловых колебаний кристаллической решётки – фононов, лучистой части коэффициента теплопроводности –  $\lambda_l$ , обусловленной переносом тепла инфракрасными электромагнитными волнами, и экситонной части –  $\lambda_e$ , обусловленной переносом тепла экситонами (квазичастицами), состоящими из электрона и положительной «дырки». Таким образом:

$$\lambda = \lambda_p + \lambda_l + \lambda_e.$$

Измерения этих параметров проводят в скважинах, на глубинах, где не сказываются суточные и сезонные колебания температуры и фильтрация подземных вод. При этом нужно следить за тем, чтобы в скважине установилось тепловое равновесие, нарушенное в процессе бурения. Образцы пород для изучения их теплопроводности в лабораторных условиях отбираются из скважины равномерно по глубине.

Величина  $q$  впервые была измерена в 1939 г. в глубоких скважинах Южной Африки, а затем в 1954 г. – на дне Атлантического океана. В России такие измерения начались с 1960 г. в районе глубоких скважин близ Сочи.

Анализ распределения  $q$  на земном шаре (рис. 3.2) показывает, что наименьшие его значения в ( $\text{мВт}/\text{м}^2$ ) – «холодные» пятна – приходятся на Восточную Европу (40–50), Канаду (40–50), Северную Америку и Северную Африку (30–40), Австралию – 50, Центральную часть Тихого океана (40–50) и Южную Америку (40–50).

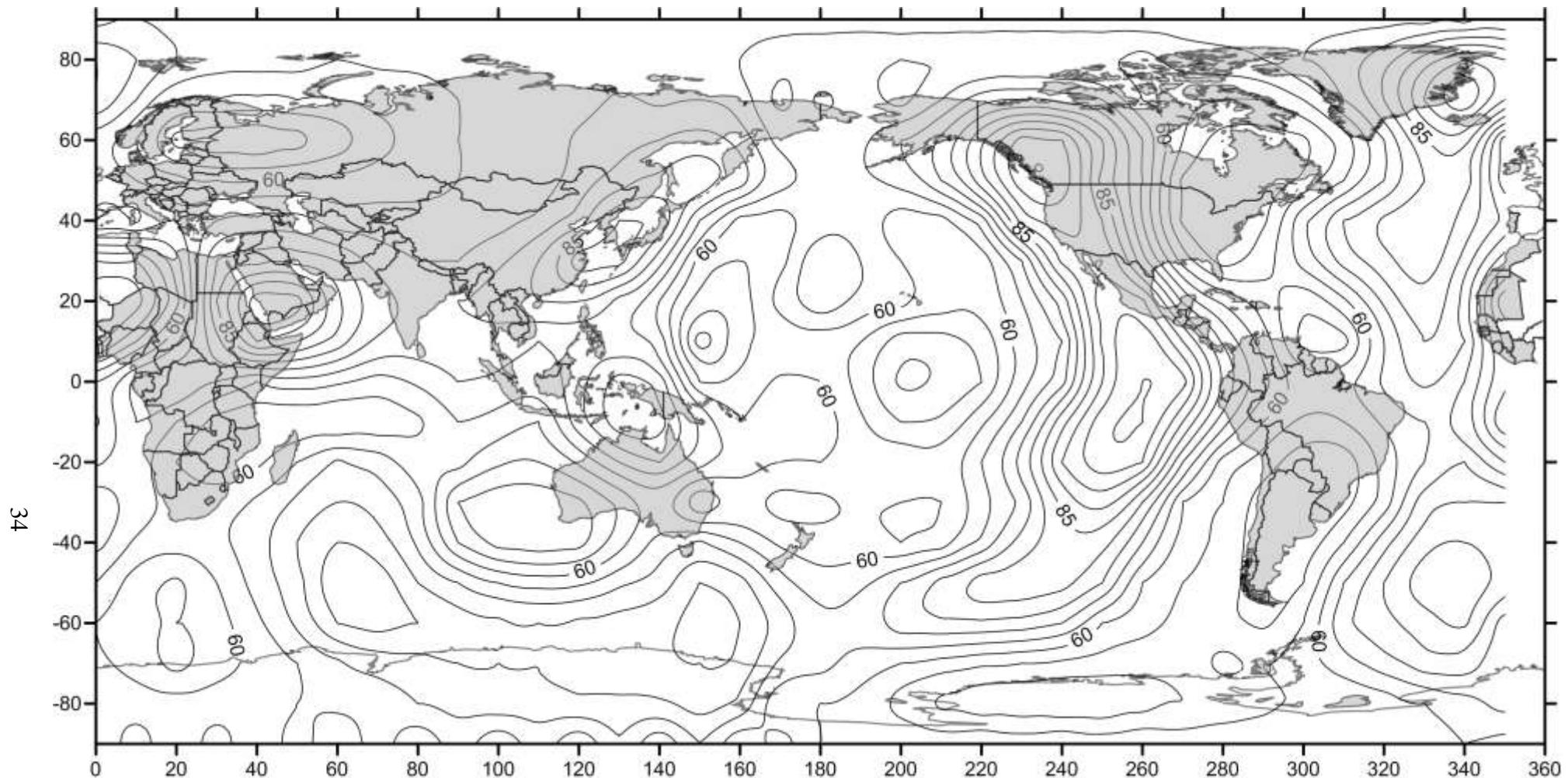


Рис. 3.2. Карта поверхности плотности теплового потока Земли (по данным Е. И. Суетковой), в мВт/м<sup>2</sup> [32]

Наибольшие значения  $q$  ( $\text{мВт}/\text{м}^2$ ) – «горячие» пятна нашей планеты – наблюдаются в районе Исландии – до 100, Байкала – 60, Красного моря – 100, Восточно-Тихоокеанского поднятия – до 100 и более, Срединно-Атлантического и Индийского подводных хребтов – 70–80, Охотского и Японского морей – 80–90. На территории Западной Сибири  $q$  изменяется от 50 до 60  $\text{мВт}/\text{м}^2$ .

Кстати, Западная Сибирь и, в частности, Новосибирская область богаты термальными источниками. Под нами находятся моря горячей воды. Этими источниками богаты Купинский, Здинский, Татарский, Чановский и другие районы запада Новосибирской области.

В среднем для Земли  $\bar{q} \approx 75 \text{ мВт}/\text{м}^2$ . При этом не отмечается значительной разницы  $\bar{q}$  со дна морей, океанов и материков.

В пределах континентов отмечено увеличение  $q$  от областей древних платформ и щитов (приподнятые области древней складчатости, где отсутствует тектоническая активность) к областям молодой складчатости. Так, на территории Восточной Европы величина  $q$  низка на Кольском полуострове – 30–50  $\text{мВт}/\text{м}^2$  и повышается до 80–90  $\text{мВт}/\text{м}^2$  в молодых складчатых областях Кавказа и Карпат.

В этих районах  $q$  наиболее неравномерен по величине в горизонтальном направлении. Наличие резкой неоднородности  $q$  в регионе свидетельствует о его высокой тектонической активности.

Уменьшение теплового потока с возрастом структур более отчетливо наблюдается в областях океанического дна. Величина  $q$  на океанах обратно пропорциональна корню квадратному от возраста пород. Эти закономерности являются отражением внутренних процессов, связанных с конвективным переносом тепла в мантии.

Из сравнения карт теплового потока из недр Земли (см. рис. 3.2) и гравитационных аномалий (см. рис. 7.1) видно, что корреляция  $q$  и  $g$  отрицательная, т. е. большим значениям теплового потока соответствует уменьшение силы тяжести.

Тепловой поток поступает из недр непрерывно и уносит в околоземное пространство ежегодно не менее  $2 \cdot 10^{20}$  Дж тепла. Эта энергия в 100 раз превышает годовую энергию землетрясений, вулканических извержений, гидротермальной активности и др.

Если раньше средняя плотность  $\bar{q}$  была такой же, как сейчас ( $75 \text{ мВт/м}^2$ ), то за время всей жизни (около 4,5 млрд. лет) Земля потеряла колоссальную энергию – около  $10^{30} \text{ Дж}$ . Каковы же источники этой энергии?

### 3.2. Источники тепловой энергии Земли

Тепловая энергия внутри Земли выделяется в результате:

- 1) радиоактивных превращений;
- 2) гравитационного сжатия недр Земли;
- 3) гравитационной дифференциации вещества;
- 4) вращения Земли;
- 5) векового замедления скорости вращения Земли;
- 6) приливного трения Луны;
- 7) солнечного излучения.

1. Энергия естественных радиоактивных превращений имеет в «термике» Земли доминирующее значение.

Для многих районов земной поверхности установлена прямая зависимость между поверхностной плотностью теплового потока  $q$  и выделением тепла от распада радиоактивных элементов в приповерхностных породах. Радиоактивные изотопы, хотя и в очень малых количествах, встречаются во всех породах. Особенно велико их содержание в гранитах –  $10^{-6}$  грамм на один грамм породы. В меньших концентрациях ( $10^{-7}$ ) они присутствуют в базальтах и ( $10^{-8}$ ) в более глубоких породах верхней мантии (эклогит, дунит).

В табл. 3.1 приведены данные о генерации тепла ( $P$ ) некоторыми породами земной коры.

Теплогенерация – способность горных пород генерировать, накапливать и отдавать в окружающее пространство тепловую энергию.

Причина обогащения верхнего (до 10 км) слоя земной коры радиоактивными изотопами в том, что уран и торий способны образовывать окиси и входить в лёгкие силикатные соединения, которые всплыли к поверхности Земли при конвекции первичной мантии.

Таблица 3.1

## Теплогенерация горных пород

Порода	Гранит	Габбро	Эклогит	Дунит	Железный метеорит
$P, \text{ Вт}/\text{м}^3$	$2,4 \cdot 10^{-6}$	$0,5 \cdot 10^{-6}$	$0,04 \cdot 10^{-6}$	$8 \cdot 10^{-8}$	$1 \cdot 10^{-11}$

Радиоактивные элементы непрерывно генерируют энергию, достаточную для поддержания теплового потока и конвекции вещества в верхней мантии и ядре.

2. Гравитационная энергия  $\overline{E_g}$  является следствием сжатия земных недр под действием силы тяжести.

$$E_g = -\frac{3}{5} f \cdot \frac{M^2}{R}, \quad (3.7)$$

где  $M$  – масса Земли, равная  $5,96 \cdot 10^{24}$  кг;

$\bar{R}$  – средний радиус Земли, равный 6 371 км;

$f$  – гравитационная постоянная, равная  $6,67 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3/(\text{кг} \cdot \text{с}^2)$ .

С учётом численных значений параметров Земли получим

$$E_g = -2,26 \cdot 10^{32} \text{ Дж.}$$

Приращение энергии равно  $1,38 \cdot 10^5$  Дж/год.

3. Тепловая энергия Земли образуется и в процессе гравитационной дифференциации вещества  $E_{\Gamma, \text{д}}$ . Земля сначала была однородной, затем в процессе разогрева недр произошло её расслоение, в результате которого образовалось плотное ядро и менее плотная оболочка

$$E_{\Gamma, \text{д}} = E_{\text{одн.з.}} - E_{\text{рассл.з.}} = 1,5 \cdot 10^{31} \text{ Дж.}$$

Приращение энергии равно

$$\frac{\partial E_{\Gamma, \text{д}}}{\partial t} = 0,25 \cdot 10^4 \text{ Дж/год.}$$

4. Тепловая энергия, выделяемая при вращении Земли, вычисляется по формуле

$$E_{\omega} = \frac{C \cdot \omega^2}{2}, \quad (3.8)$$

где  $C$  – полярный момент инерции Земли, равный  $8,068 \cdot 10^{37}$  кг·м<sup>2</sup>;  
 $\omega$  – угловая скорость вращения Земли, равная  $7,29 \cdot 10^{-5}$  с<sup>-1</sup>.

С учётом этих значений получим, что

$$E_{\omega} = 2,14 \cdot 10^{29} \text{ Дж.}$$

5. Вековое замедление скорости вращения Земли даёт приращение энергии

$$\frac{dE_{\omega}}{dt} = \frac{C \cdot \omega}{2} \cdot \frac{d\omega}{dt} = -1,5 \cdot 10^{12}, \text{ Вт,} \quad (3.9)$$

где  $\frac{d\omega}{dt} = -5 \cdot 10^{-22} \text{ с}^{-2}$  – замедление угловой скорости вращения Земли в год.

Плотность теплового потока через поверхность Земли ( $5,1 \cdot 10^{14}$  м<sup>2</sup>) за счёт замедления её вращения будет прирастать на величину  $dq_{\omega}$ :

$$dq_{\omega} = \frac{dE_{\omega}}{S \cdot dt} = -2,94 \cdot 10^{-3} \text{ Дж / (м}^2 \cdot \text{с), (Вт / м}^2\text{),} \quad (3.10)$$

что составляет около 5 % от величины полного теплового потока Земли, равного  $6,3 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>.

6. Приливное трение Луны даёт приращение тепловой энергии  $E_{\text{Л}}$ .

$$\frac{dE_{\text{Л}}}{dt} = C \cdot \omega \left( 1 - \frac{\sqrt{f \cdot M \cdot \bar{L}_{\text{Л}}}}{\bar{L}_{\text{Л}}^2} \right) \frac{d\omega}{dt} \approx -2,93 \cdot 10^{12}, \text{ Вт} \quad (3.11)$$

и теплового потока

$$dq_{\text{Л}} = \frac{dE_{\text{Л}}}{dt \cdot S_{\text{Л}}} = -0,58 \cdot 10^{-2} \text{ Вт / м}^2, \quad (3.12)$$

т. е. около 9 % теплового потока Земли.

$\bar{L}_{\text{Л}} = 384\,440$  км – среднее расстояние от Земли до Луны.

Приращение тепловой энергии из-за приливного трения Луны можно вычислить и по другой формуле:

$$\frac{dE_{\text{Л}}}{dt} = C \cdot \omega - \omega_{\text{Л}} \cdot \frac{d\omega}{dt}, \quad (3.13)$$

где  $\omega_{\text{Л}}$  – угловая скорость вращения Луны,  $2,56 \cdot 10^{-6} \cdot \text{с}^{-1}$ .\*

Подставив значения величин, приведённых в формулах (3.8), (3.9), получим  $\frac{dE_{\text{Л}}}{dt} = -2,93 \cdot 10^{12} \text{ Вт}$ .

7. Величину энергии солнечного излучения можно вычислить по формуле:

$$E_n = \pi \cdot r^2 \cdot \varepsilon, \quad (3.14)$$

где  $\varepsilon$  – солнечная постоянная, равная  $1\ 390 \text{ Вт}/\text{м}^2$ ;

$r$  – радиус частицы вещества, находящейся на поверхности Земли.

Если частица с  $r = 1 \cdot 10^{-3} \text{ м}$  находится на расстоянии 1 а. е. от Солнца, то энергия излучения  $E_n = 4,37 \cdot 10^{-3} \text{ Вт}$ .

С другой стороны, частица, нагретая до температуры  $T$ , излучает энергию  $E_u$

$$E_u = 4\pi \cdot r^2 \cdot \sigma \cdot T^4 = 4,13 \cdot 10^{-3}, \text{ Вт}, \quad (3.15)$$

где  $\sigma$  – постоянная излучения, равная  $5,670\ 32 \cdot 10^{-8} \text{ Вт}/(\text{м}^2 \cdot \text{К}^4)$ .

Тепловое равновесие частицы наступит при  $E_n \approx E_u$ , то есть при

$$\varepsilon = 4\sigma \cdot T^4. \quad (3.16)$$

Откуда  $T \approx 276 \text{ К}$  или  $\approx 3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ .

То есть, в результате солнечного излучения поверхность Земли нагревается до  $3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ .

Фактическая же температура земной поверхности около  $10\text{--}15 \text{ }^{\circ}\text{C}$ . Разница в температуре поверхности Земли, полученной из теоретических расчетов и фактических измерений, объясняется парниковым эффектом атмосферы: атмосфера хорошо пропускает коротковолновое солнечное излучение и задерживает длинноволновое тепловое излучение, идущее от поверхности Земли.

\*  $\omega_{\text{Л}} = \frac{1 \text{ оборот}}{27^d 07^h 43^m} = \frac{1 \text{ оборот}}{655^h 43^m} = \frac{2\pi}{2\ 360\ 580^s} = 2,56 \cdot 10^{-6} \cdot \text{с}^{-1}$ .

8. Существуют и другие источники тепла: энергия фазовых и полиморфических\* превращений, самопроизвольного деления ядер, космического излучения, химических реакций, процессов, ведущих к изменению структуры электронных оболочек и тектонических процессов (землетрясения).

### 3.3. Температура внутри Земли

О температуре глубоких слоёв Земли судят, в основном, по её магматической деятельности (магма – полный или частичный расплав горных пород Земли) [44].

При этом необходимо решить две задачи:

1. Определить глубины первичных источников питания вулканов.
2. Определить температуру в очаге вулкана.

Первая задача решается сравнительно просто – по сейсмическим данным. Поскольку через жидкую магму поперечные волны не проходят, то на поверхности Земли образуется область сейсмической тени. По этому признаку обнаружили глубину очагов ряда вулканов: Ключевской (Камчатка) – около 60 км при линейных размерах 25–35 км, на Гавайях – высота 60–80 км. О температуре излившейся лавы можно судить или из непосредственных измерений, что весьма сложно, или по температуре плавления пород в лабораторных условиях, что не точно.

1. Прямые измерения дают температуру лавы от 1 000 до 1 200 °C.

Однако, при этом необходимо учесть потерю тепла  $Q$ : через стенки жерла вулкана, охлаждение через радиацию и нагревание воздуха и за счёт выделения газов и их адиабатического расширения, нагревания при химических реакциях.

Основным источником тепла является реакция  $2\text{H} + \text{O} = \text{H}_2\text{O}$ . Если считать, что практически вся вода магмы получена таким образом, то разогрев будет приблизительно на +100 °C. Потеря  $Q$  через стенки жерла даёт –100 °C. Потеря  $Q$  Земли мала: охлаждение за счёт расширения газов даёт уменьшение температуры приблизительно на 350 °C на последних 5 км подъёма магмы [44]

---

\* Полиморфизм – свойство некоторых веществ существовать в нескольких кристаллических (агрегатных) состояниях, например: углерод, графит, алмаз.

$$T - T_0 = T_0 \cdot \left[ \left( \frac{p}{p_0} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}} - 1 \right], \quad (3.17)$$

где  $p_0$  и  $T_0$  – начальные параметры давления и температуры.

Для  $\text{H}_2\text{O}$

$$\frac{\gamma-1}{\gamma} = 0,25; \\ p = \frac{4,619}{V-1,9} \cdot e^{\left( \frac{-1,08 \cdot 10^5}{V \cdot T^{3/2}} \right)}, \quad (3.18)$$

где  $V$  – объём водяного пара.

С учётом этих потерь температура в очаге вулкана должна быть (1 100–1 300 °C).

По точкам плавления вещества, для глубины около 100 км получают температуру  $t = 1 300$  °C, что хорошо согласуется с данными прямых измерений.

2. По электропроводности вещества недр Земли  $\alpha$

$$\alpha = \alpha_1 \cdot e^{\left( \frac{-\varepsilon_1}{2\kappa T} \right)} + \alpha_2 \cdot e^{\left( \frac{-\varepsilon_2}{2\kappa T} \right)}. \quad (4.19)$$

Для верхней мантии  $\alpha_1 = 0,1 \text{ Ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$ ;  $\varepsilon_1 = 2,0 \text{ эВ}$ .

Данные об электропроводности верхних (от 100 до 400 км) слоёв земной коры дают  $t = 1 000$ –1 400 °C.

3. По данным адиабатического градиента [44]

$$\frac{dT}{dp} = \frac{\alpha \cdot T}{C_p \cdot \rho}, \quad (3.20)$$

откуда

$$T = \frac{C_p \cdot \rho \cdot dT}{\alpha \cdot dp},$$

где  $p$  – давление;

$\alpha$  – коэффициент объёмного расширения;

$C_p$  – теплоёмкость;

$\rho$  – плотность пород (вещества).

При  $\alpha = 4 \cdot 10^{-5}$  град $^{-1}$ ,  $C_p = 0,3$  кал/(г·градус) получим  $T = 1\ 300$  °C.

4. Температуру в мантии на глубинах от 50 км и ниже определяют в настоящее время по результатам испытания образцов горных пород в лабораторных условиях при высоких давлениях  $p$  и температурах  $t$ , присущих изучаемым глубинам.

5. Применяют также аналитические методы, основанные на зависимости различных физических параметров (скорости объёмных волн, плотности горных пород, давления) от температуры.

Кольская сверхглубокая скважина опровергла устоявшееся представление о распределении температуры в недрах Земли. Предполагалось, что в районе скважины увеличение температуры с глубиной незначительны. Например, ожидали, что на отметке 7 км температура достигнет 50 °C, а на отметке 10 км – около 100 °C. В действительности до глубины в 3 км температура росла как и предполагалась, на 1 °C через каждые 100 м. Однако, ниже температура стала возрастать на 2,5 °C каждые 100 м и на уровне 10 км достигла 180 °C.

Изменилось и представление о тепловом режиме земных недр, о глубинном распределении температур в районах базальтовых щитов. На глубине более 6 км получен температурный градиент 20 °C на 1 км вместо ожидавшегося (как и в верхней части) 16 °C на километр.

В настоящее время для Земли приняты следующие значения температуры: на глубине 100 км – 1 100–1 300 °C; 400 км – 1 400–1 700 °C; 2 900 км – 2 200–4 700 °C; 5 000 км – 5 000 °C.

## 4. ВУЛКАНИЗМ

По мнению большинства учёных, вулканизм – это явление, благодаря которому в течение геологической истории сформировалась среда обитания живых организмов – биосфера<sup>\*</sup>[17, 44, 47, 75].

С геологической точки зрения, вулканизм является эффузивной формой *магматизма* – процесса, связанного с движением магмы<sup>\*\*</sup> из недр Земли к её поверхности. По участкам дробления и разломов земной коры магма поднимается и изливается на поверхность в виде лавы (отличается от магмы тем, что почти не содержит летучих компонентов, которые при падении давления отделяются от магмы и уходят в атмосферу) [47, 75].

### 4.1. Вулканы

В Тирренском море в группе Липарских островов есть небольшой остров Вулькано. Древние римляне считали этот остров входом в ад, а также владением бога огня и кузнечного ремесла Вулкана. По названию этого острова огнедышащие горы впоследствии стали называть вулканами [2, 74].

*Вулканы* – это конусообразные или куполовидные возвышения над каналами, трубками взрыва и трещинами в земной коре, по которым из недр извергаются: газообразный продукт, лава, пепел, обломки горных пород

Строение вулкана представлено (схематически) на рис. 4.1. Корень вулкана (его первичный магматический очаг) располагается в астеносферном слое<sup>\*\*\*</sup>.

На глубине от 20 до 30 км в земной коре находится вторичный магматический очаг, который непосредственно питает вулкан через его жерло. Конус вулкана сложен продуктами его извержения.

---

\* Биосфера состоит из тропосферы, гидросферы и верхней части (до глубины 2–3 км) литосферы.

\*\* Мagma – алюмосиликатный расплав горных пород в соединении с летучими газообразными фракциями.

\*\*\* Астеносфера (от греч. *asthenes* – слабый и сфера) – слой пониженной твёрдости и вязкости в верхней мантии.

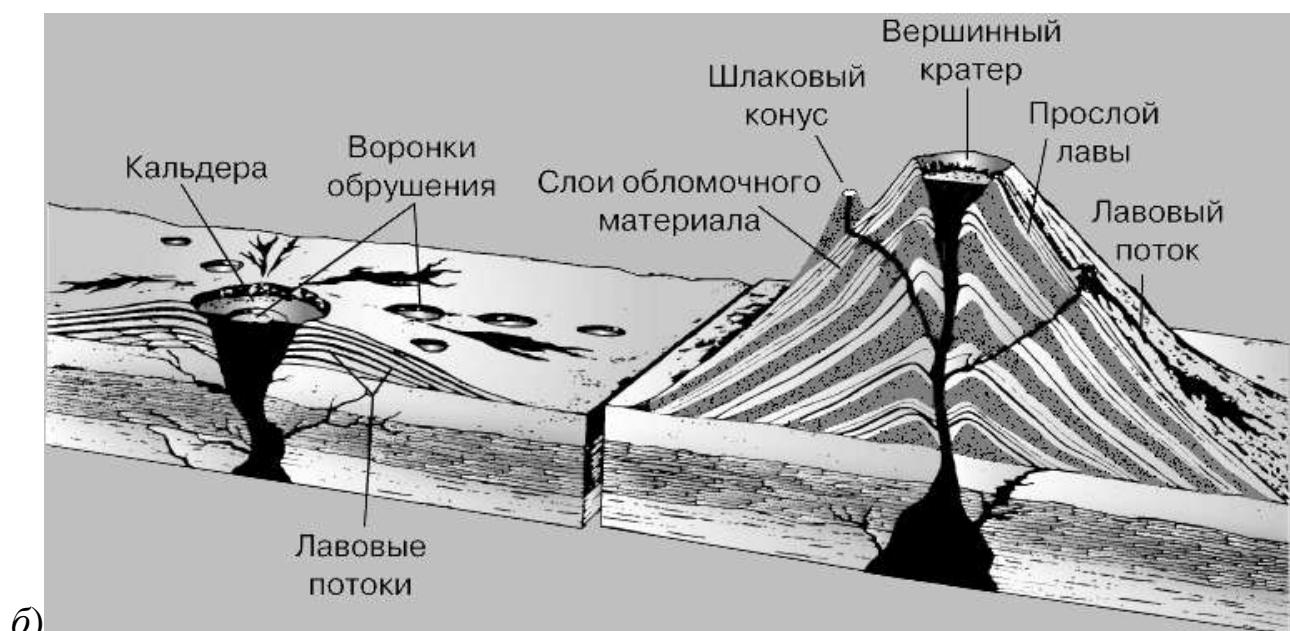
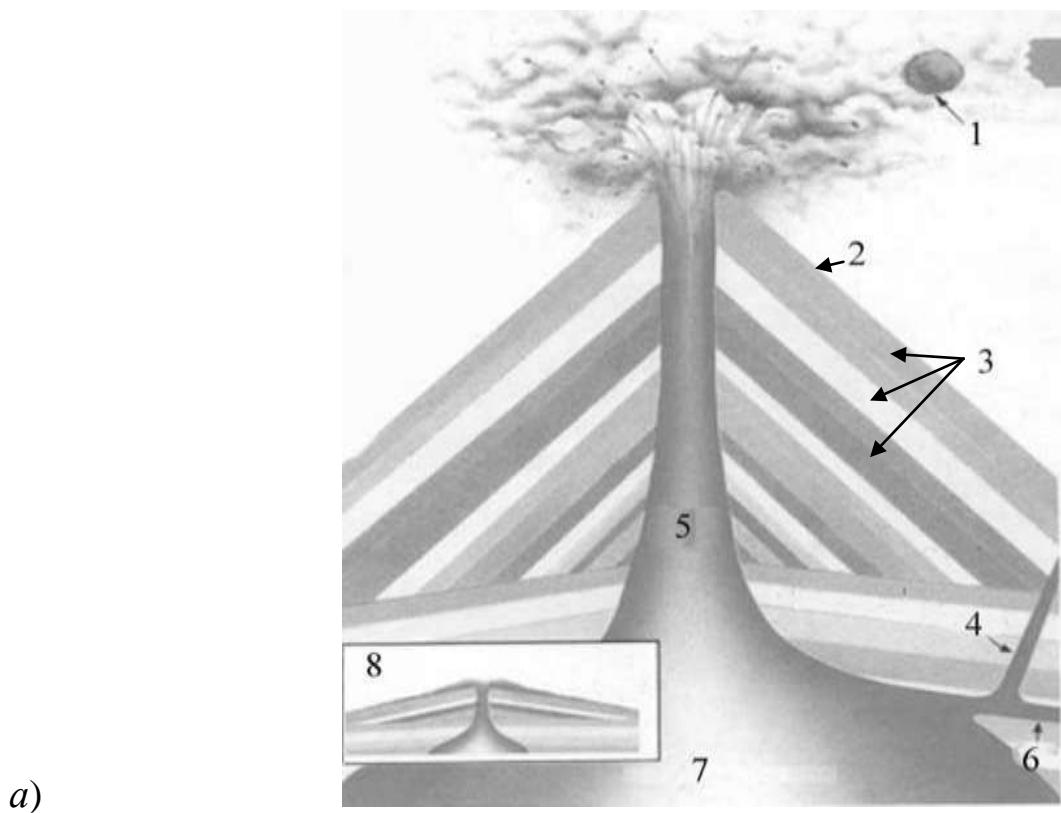


Рис. 4.1. Строение вулкана:

1 – вулканическая бомба; 2 – конус вулкана; 3 – слои пепла, золы и лавы; 4 – дайка;  
 5 – жерло вулкана; 6 – сель; 7 – магматический очаг; 8 – щитовой вулкан

Если подняться на вершину действующего вулкана, во время его спокойного состояния, то можно увидеть глубокую впадину с обрывистыми стенками, похожую на гигантскую чашу, – кратер (от греч. Krater – большая

чаша). Дно кратера покрыто обломками крупных и мелких камней. Из трещин на дне и стен кратера поднимаются струи газа и пара, которые спокойно выходят из-под камней и щелей, а иногда вырываются со свистом и шипением. Кратер наполняют удущливые газы. Поднимаясь вверх, они образуют облачко на вершине вулкана (см. рис. 4.1, а).

У некоторых вулканов кратер заполняется водой. Диаметры кратеров могут достигать сотен метров. Например, у вулкана Ключевская сопка – 675 м, а у известного вулкана Везувий, погубившего Помпею, – 568 м. После извержения кратер разрушается и образуется впадина с вертикальными стенками – кальдера. Диаметры некоторых кальдер достигают нескольких километров. Например, диаметр кальдеры вулкана Аниакчан на Аляске равен 10 км. Месяцы и годы вулкан может спокойно куриться, пока не произойдет извержение.

Этому событию часто предшествует землетрясение. Слышится подземный гул, усиливается выделение паров и газов. Над вершиной вулкана сгущаются облака газов, под давлением которых дно кратера взрывается и из недр Земли на тысячи метров выбрасываются густые чёрные тучи газов и паров воды, смешанных с пеплом, погружая во мрак окрестность.

Одновременно со взрывом из кратера летят куски раскалённых камней, образуя гигантские снопы искр. Из чёрных, густых туч на землю сыпется пепел, иногда выпадают ливневые дожди, образуя потоки грязи, скатывающиеся по склонам и заливающие окрестности. Блеск молний непрерывно прорезывает мрак. Вулкан грохочет и дрожит, а по жерлу его поднимется раскалённая лава. Она бурлит, переливается через край кратера и устремляется огненным потоком по склонам вулкана, уничтожая всё на своём пути. При некоторых вулканических извержениях лава не изливается.

Извержение вулканов происходит также на дне морей и океанов. Об этом узнают мореплаватели, когда внезапно видят столб пара над водой или плавающую на поверхности «каменную пену» – пемзу. Иногда суда наталкиваются на неожиданно появившиеся мели, образованные новыми вулканами на дне моря. Со временем эти мели (изверженные массы) размываются морскими волнами и бесследно исчезают. Некоторые подводные вулканы образуют конусы, выступающие над поверхностью воды в виде островов.

## **4.2. География вулканов и их характеристика**

В настоящее время на земном шаре выявлено свыше 4 тысяч вулканов.

Современные вулканы известны во всех крупных геолого-структурных элементах и геологических районах Земли. Однако распределены они неравномерно. Подавляющее большинство вулканов расположено в экваториальной, тропической и умеренной областях. В полярных областях, за Северным и Южным полярными кругами отмечены чрезвычайно редкие участки относительно слабой вулканической активности, обычно ограничивающиеся выделением газов [2, 3, 19].

Самое большое количество вулканов находится по периферии Тихого океана, образуя так называемое «огненное» кольцо, которое приурочено к активным континентальным окраинам. Это, прежде всего, островные дуги и Северо- и Южно-Американские Кордильеры (рис. 4.2).

Вулканы подразделяются на действующие, потенциально действующие, потухшие и условно потухшие:

а) к действующим относят вулканы, извергавшиеся и проявляющие сольфатарную активность (выделение горячих газов и воды) за последние 3 500 лет исторического периода. На 1980 г. их насчитывалось 947;

б) к потенциально действующим относятся голоценовые вулканы, извергавшиеся 3 500–13 500 лет назад. Их насчитывается примерно 1 343;

в) потухшие – вулканы существенно переработанные эрозией, полуразрушенные, не проявляющие активности в течение последних 100 тыс. лет;

г) к условно потухшим вулканам относят не проявляющие активности в голоцене, но сохранившие свои внешние формы (возрастом моложе 100 тыс. лет).

Ежегодно извергается приблизительно 60 вулканов, причём и в каждый предшествовавший год происходило извержение примерно трети из них. Имеются сведения о 627 вулканах, извергавшихся за последние 10 тыс. лет, и о 530 – в историческое время, причем 80 % из них приурочены к зонам субдукции\* [17].

---

\* Субдукция – процесс поддвигания одной тектонической плиты под другую.



Рис. 4.2. География вулканов Земли  
(<http://o-planete.ru/wp-content/uploads/2013/08/тихоокеанское-огненное-кольцо.jpg>)

Наибольшая вулканическая активность наблюдается в Камчатском и Центрально-Американском регионах, более спокойны зоны Каскадского хребта, Южных Сандвичевых островов и южного Чили.

Наблюдается прямая зависимость между количеством вулканов и тектонической активностью района: наибольшее количество действующих вулканов в расчёте на единицу площади приходится на островные дуги (Камчатка, Курильские острова, Индонезия) и другие горные сооружения (Южная и Северная Америка). Здесь сосредоточены также наиболее активные вулканы мира, характеризующиеся наибольшей частотой извержения. Наименьшая плотность вулканов характерна для океанов и континентальных платформ; здесь они связаны с рифтовыми зонами – узкими и протяженными областями расколов и просадки земной коры (Восточно-африканская рифтовая система), Срединно-Атлантический хребет.

Области развития вулканов характеризуются большой раздробленностью литосферы, аномально высоким тепловым потоком (в 3–4 раза больше фоновых значений), повышенными магнитными аномалиями, возрастанием теплопроводности горных пород с глубиной, гидротермальной активностью [17, 75].

Вулканы, расположенные на суше, хорошо изучены; для них точно определены даты прошлых извержений, известен характер излившихся продуктов. Однако большая часть активных вулканических проявлений, по-видимому, происходит в морях и океанах, покрывающих более двух третей поверхности планеты.

При сильной вулканической деятельности продуктов извержения может оказаться так много, что сформированный ими вулканический конус показывается из воды, образуя новый остров. Так, например, в Атлантическом океане, южнее Исландии, 14 ноября 1963 г., рыбаки заметили поднимающиеся над поверхностью океана клубы дыма, а также вылетающие из - под воды камни. Через 10 дней на месте извержения уже образовался остров длиной около 900 м, шириной до 650 м и высотой до 100 м, получивший название Суртсей. Извержение продолжалось более полутора лет и завершилось лишь весной 1965 г., образовав новый вулканический остров площадью  $2,4 \text{ км}^2$  и высотой 169 м над уровнем моря.

Геологические исследования островов показывают, что многие из них имеют вулканическое происхождение. При частой повторяемости извержений, их большой продолжительности и обилии выделяемых продуктов могут создаваться весьма внушительные сооружения. Так, цепочка Гавайских островов вулканического происхождения представляет собой систему конусов высотой 9,0 - 9,5 км (относительно дна Тихого океана), то есть превышающей высоту Эвереста!

Известен случай, когда вулкан вырос не из-под воды, как было рассмотрено в предыдущем случае, а из-под земли, прямо на глазах у очевидцев. Произошло это в Мексике. 20 февраля 1943 г., после многодневных слабых толчков на вспаханном поле появилась трещина, и из неё началось выделение газов и пара, извержение пепла и вулканических бомб (сгустков лавы причудливой формы), выброшенных газами и остывших в воздухе. Последующие излияние лавы привели к активному росту вулканического конуса, высота которого в 1946 г. достигла уже 500 м (вулкан Парикутин).

Обширные пространства России принадлежат к малоподвижным участкам земной коры – платформам. И только на её окраинах (Кавказ, Средняя Азия, Дальний Восток) существуют геосинклинальные зоны, отличающиеся большой сейсмичностью и активным вулканизмом. Действующие вулканы на территории России находятся лишь на самой восточной окраине: на полуострове Камчатка и Курильских островах [2, 3].

Полуостров Камчатка расположен в подвижной зоне земной коры, захваченной альпийской складчатостью и вулканизмом, и относится к вулканическому Тихоокеанскому «огненному кольцу». Интенсивный вулканизм Камчатки сочетается с высокой сейсмичностью, с частыми землетрясениями силой до 9 баллов. Оба этих геологических процесса играли и играют значительную роль в образовании как внутреннего строения, так и рельефа полуострова. Характер поверхности полуострова типичен для горно-вулканической страны. Вдоль полуострова вытянуты в северо-восточном направлении два горных хребта: в западной части проходит Срединный хребет, а вдоль восточного побережья – Восточно-Камчатский (рис. 4.3).

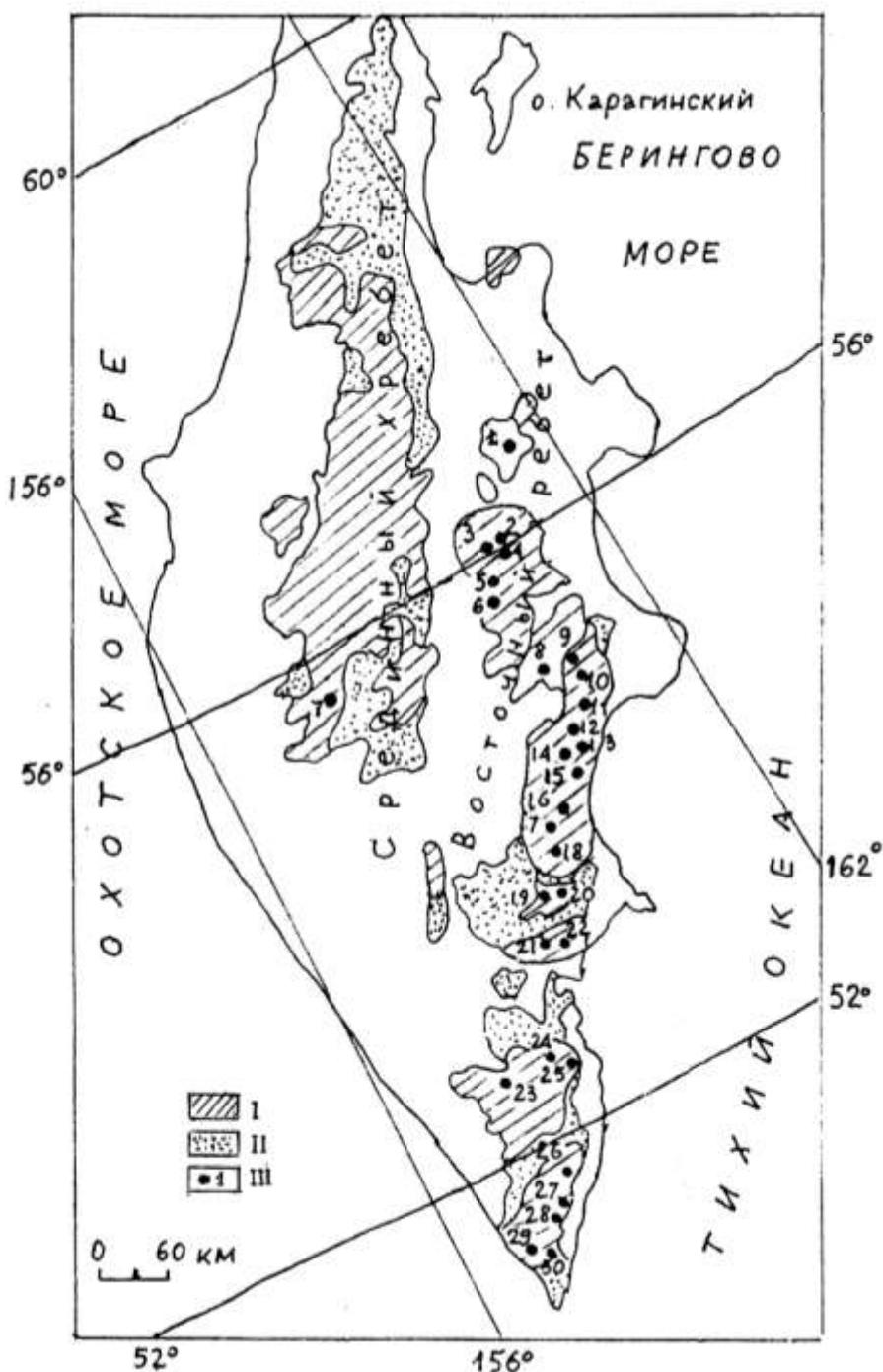


Рис. 4.3. Расположение на Камчатке вулканических образований:  
 I – дочетвертичные; II – четвертичные; III – современные действующие вулканы.  
 Действующие вулканы Камчатки: 1 – Шивелуч; 2 – Ключевской; 3 – Ушковский;  
 4 – Безымянный; 5 – Плоский Толбачик; 6 – Большое трещинное Толбачинское из-  
 вержение (БТТИ); 7 – Ичинский; 8 – Кикова; 9 – Гамчен; 10 – Комарова; 11 – Кроноц-  
 кий; 12 – Крашенинникова; 13 – Кихпиныч; 14 – Узон; 15 – Большой Семячик; 16 –  
 Малый Семячик; 17 – Карымский; 18 – Академии наук; 19 – Дзензур; 20 – Жупанов-  
 ский; 21 – Корякский; 22 – Авачинский; 23 – Опала; 24 – Горелый; 25 – Мутновский;  
 26 – Ксудач; 27 – Желтовский; 28 – Ильинский; 29 – Кошелевский; 30 – Камбальный

Вулканы Камчатки расположены в виде трёх полос вдоль полуострова. В первой восточной полосе расположено большинство вулканов, образующих цепь в виде своеобразного горного хребта, который тянется с юга от мыса Лопатка вдоль восточного побережья до Кроноцкого озера, затем как бы пересекает Восточно-Камчатский хребет и тянется дальше на север вдоль западных его склонов.

Вторую центральную полосу составляет группа немногочисленных вулканов, приуроченных к Срединному хребту. В третью западную полосу выделяется несколько потухших вулканов на западном побережье полуострова. Вулканическая деятельность на Камчатке началась, вероятно, в допалеозойское время и проявилась до мезозоя четыре раза, причём первые, самые ранние этапы вулканизма ограничились слабыми излияниями лавы основного состава.

Во втором и третьем этапах (вероятно, в палеозое) лавовые излияния происходили в больших масштабах и частично в подводных условиях. В мезозое, палеогене и неогене вулканическая деятельность на полуострове возобновлялась трижды с различной интенсивностью. Наземные и подводные излияния базальтовой и андезитовой лав сопровождались сильной взрывной деятельностью и накоплением больших масс вулканических туфов, агломератов и туфобрекчий.

Современный этап вулканической деятельности на Камчатке возобновился в начале четвертичного периода и продолжается до настоящего времени, хотя и с меньшей интенсивностью. В результате многократного эруптивного вулканизма\* более 40 % поверхности полуострова покрыто продуктами вулканических извержений.

Современная вулканическая деятельность сосредоточена в восточной полосе, в которой на каждые 7 км приходится действующий вулкан. Все современные вулканы Камчатки по строению вулканических аппаратов и конусов представляют собой центральные стратовулканы, а по характеру деятельности относятся ко всем известным типам, кроме гавайского, который также имел место в недалеком прошлом.

---

\* Эруптивный вулканизм (от Eruptivus – выброшенный) – процесс, связанный с извержением вулкана.

Из действующих вулканов наиболее активными являются Ключевской, Карымский, Авачинский и Безымянный, считавшийся потухшим, но в конце 1955 г. возобновивший свою деятельность серией энергичных извержений, продолжавшихся в течение всей зимы 1955–1956 гг.; менее активны Шивелуч, Плоский Толбачик, Горелый хребет и вулкан Мутновский; малоактивны – Кизимен, Малый Семячик, Жупановский, Корякский, Ксудач и Ильинский. К затухающим вулканам относятся: вулкан Комарова, Гамчен, Кроноцкая Сопка, Узон, Кихпиныч, Центральный Семячик, Бурлящий, Опальный и вулкан Кошелева (см. рис. 4.3).

Потухшими считаются более 157 вулканов конической и куполообразной формы, сложенных вулканическими продуктами, не проявлявших в историческое время признаков активности. Большинство потухших вулканов значительно разрушено эрозией, но некоторые из них и сейчас представляют собой по высоте и массе крупнейшие вулканические сооружения Камчатки (вулканы Камень, Плоский и др.).

Курильские острова представляют собой две гряды, из которых Большая Курильская тянется на юго-запад от Камчатки на 1 200 км до японского острова Хоккайдо; в 50 км восточнее её южной части проходит параллельно Малая Курильская гряда на протяжении 105 км. Вулканическая деятельность наблюдается исключительно в Большой Курильской гряде, острова которой в основном имеют вулканическое происхождение и только самые северные и самые южные сложены осадочными породами неогенового возраста. Эти породы служат здесь фундаментом, на котором возникли вулканические сооружения. Вулканы Курильских островов приурочены к глубоким разломам в земной коре, которые являются продолжением разломов Камчатки. Вместе с последней они образуют одну вулканическую и тектоническую Курило-Камчатскую дугу, выпуклую в сторону Тихого океана.

На Курильских островах насчитывается 25 действующих вулканов (из них 4 подводных), 13 затухающих и более 60 потухших. Вулканы Курильских островов изучены ещё очень мало. Из них выделяются повышенной активностью вулканы Алаид, пик Сарычева, Фусс, Сноу и Мильшиа.

Вулкан Алаид находится на первом северном острове (о. Атласова) и из всех курильских вулканов наиболее активен. Он является самым

высоким (2 239 м) и красиво поднимается в виде правильного конуса непосредственно от поверхности моря. На вершине конуса в небольшой впадине расположен центральный кратер вулкана. По характеру извержений вулкан Алаид относится к этно-везувианскому виду. За последние 180 лет известно восемь извержений этого вулкана и два извержения из побочного конуса Такетоми, образовавшегося во время извержения Алаида в 1934 г.

Вулканическая деятельность на Курильских островах сопровождается многочисленными горячими источниками с температурой воды от 36 до 100 °С. Источники разнообразны по форме проявления и солевому составу и менее изучены, чем вулканы.

### **4.3. Типы вулканов**

Все вулканы Земли подразделяются на площадные, центрального типа и трещинные.

#### **4.3.1. Площадные вулканы**

Площадные вулканы образовывались на ранних этапах развития Земли, когда земная кора была довольно тонкой, а на отдельных участках была целиком расплавленной. Они были приурочены к выходу большого количества лавы на значительные площади. Такие вулканы в настоящее время не встречаются.

#### **4.3.2. Вулканы центрального типа**

Это самый распространённый тип эфузивного магматизма. Он сопровождается образованием конусообразных вулканических гор, высота которых ( $h$ ) контролируется гидростатическими силами. Высота, на которую способна подняться жидкая лава плотностью  $\rho_i$ , из первичного магматического очага, обусловлена давлением на него твердой литосферы мощностью  $H$  и плотностью  $\rho_s$ . Эта зависимость может быть выражена следующим уравнением:

$$G \cdot h \cdot \rho_s = g \cdot H \cdot \rho_i, \quad (4.1)$$

или

$$\frac{h-H}{H} = \frac{\rho_s - \rho_i}{\rho_s}, \quad (4.2)$$

где  $g$  – ускорение силы тяжести.

Выражение  $(h - H)$  и есть высота вулканической горы  $\Delta h$ . Отношение можно выразить как некий плотностной коэффициент  $j$ , переменный для разных регионов. Тогда  $\Delta h = j \cdot H$ . Так как коэффициент  $j$  – переменная величина, то и высота вулканов в разных районах земного шара будет различной.

#### 4.3.3. Трещинные вулканы

Трещинные вулканы проявляются в излиянии лавы на земную поверхность по крупным трещинам и разломам. В отдельные отрезки времени, в основном на доисторическом этапе, этот тип вулканизма достигал довольно широких масштабов, в результате чего на поверхность Земли выносились огромное количество вулканического материала – лавы. Мощные лавовые поля известны в Индии на плато Декан, где они покрывают площадь размером в  $5 \cdot 10^5 \text{ км}^2$  при средней толщине от 1 до 3 км, а также на северо-западе США и в Восточной Сибири. В те времена базальтовые породы трещинных излияний были обеднены кремнеземом (около 50 %) и обогащены двухвалентным железом (8–12 %). Подвижные, жидкие лавы растекались на десятки километров от места своего излияния. Мощность отдельных потоков была от 5 до 15 км. В США, также как и в Индии, накапливались многокилометровые толщи, это происходило постепенно, пласт за пластом, в течение многих лет. Такие плоские лавовые образования с характерной ступенчатой формой рельефа получили название *платобазальтов*, или *траппов*.

В настоящее время трещинный вулканизм распространен в Исландии (вулкан Лаки), на Камчатке (вулкан Толбачинский), и на одном из островов Новой Зеландии. Наиболее крупное извержение лавы на острове Исландия вдоль гигантской трещины Лаки, длиной 30 км, произошло в 1783 г., когда лава в течение двух месяцев поступала на дневную поверхность. За это время излилось  $12 \text{ км}^3$  базальтовой лавы, которая затопила почти

915 км<sup>2</sup> прилегающей низменности слоем мощностью в 170 м. Сходное извержение наблюдалось в 1886 г. на одном из островов Новой Зеландии. В течение двух часов на отрезке 30 км действовало 12 небольших кратеров диаметром в несколько сотен метров. Извержение сопровождалось взрывами и выбросами пепла, который покрыл площадь в 10 тыс. км<sup>2</sup>, около трещины длиной 14,5 км мощность шлакового покрова достигала 75 м [3]. Взрывной эффект усиливался мощным выделением паров из озёрных бассейнов, прилегавших к трещине. Такие взрывы, обусловленные наличием воды, получили название фреатические\*. После извержения на месте озёр образовалась грабенообразная впадина длиной в 5 км и шириной 1,5–3 км.

#### 4.4. Типы извержений

В зависимости от количества извергаемых вулканических продуктов (газовые, жидкие или твёрдые), их соотношения и вязкости лав выделены четыре главных типа извержений: гавайский (эффузивный), вулканский, стромболианский (смешанный) и купольный (экструзивный).

##### 4.4.1. Гавайский тип

*Гавайский тип* – вулканические горы имеют пологие склоны; их конусы сложены слоями остывшей лавы. В кратере действующих гавайских вулканов находится высокотемпературная (около 1 200 °C) жидкая базальтовая лава основного состава с очень небольшим содержанием газов. Она бурно кипит в кратере. Уровень лавового озера то повышается, то понижается.

Тусклую красновато-коричневую поверхность лавового озера периодически прорывают ослепительные струи лавы, взлетающие вверх до высоты 1 000–2 000 м. Вспененная газами лава разбрызгивается и застывает в виде тонких «стеклянных нитей» – «волны Пеле» (рис. 4.4).

---

\* Фреатический тип извержений, при котором выбрасываются в воздух обломки твёрдых, древних пород (новая магма не извергается), либо обусловлен магматическими газами, либо связан с перегретыми грунтовыми водами.



Рис. 4.4. Гавайский тип извержения

объём вулкана Мауна–Лоа достигает  $20 \cdot 10^3$  км. Он больше, чем объём любого из известных вулканов на земном шаре. По гавайскому типу происходит извержение вулканов на островах Самоа в восточной части Африки, на Камчатке и на самих Гавайских островах – Мауна–Лоа и Килауэа.

#### 4.4.2. Вулканский тип

Для многих вулканов этого типа характерны различные лавы, чаще всего средние андезитовые, андезито-базальтовые, иногда андезито-дацитовые и даже липаритовые, обладающие относительно большой вязкостью, малой подвижностью и насыщенностью газами. Температура их изменяется от 800 до 1 000 °С, иногда больше. Извержение таких вулканов происходит с сильными взрывами, сопровождающимися выбросами огромного количества лавы, рассеивающейся в атмосфере и выпадающей на склоны вулканической горы и на смежные участки в виде вулканического пепла, песка, лапилей и бомб. Лава, вытекая из кратера, медленно движется в виде отдельных потоков. Скорость движения этих потоков около 3,5 км/ч. Длина лавовых потоков от первых километров и до 15–30 км. Характерная особенность ряда вулканов подобного типа – наличие побочных, или паразитических, вулканов, располагающихся на склонах основного вулкана

При извержении уровень лавового озера начинает спокойно, почти без толчков и взрывов, подниматься и доходит до краёв кратера, затем лава переливается через край и, имея весьма жидкую консистенцию, растекается на обширной территории, со скоростью около 30 км/ч, на десятки километров.

Периодические извержения вулканов Гавайских островов приводят к постепенному увеличению их объёма за счёт наращивания склонов застывшей лавы. Так, объ-

ниже его кратера. Примером вулканского типа является извержение вулканов Везувий и отчасти Эtnы и Вулкано (в Средиземном море).

Извержению Везувия предшествовало сильное землетрясение. Затем из кратера вырвался расширяющийся кверху столб белого пара. Излияние лавы было небольшим. Лава среднего состава стекала по склону горы со скоростью около 7 км/час. Постепенно выбрасываемые пепел и обломки пород придали «облаку» чёрный цвет и начали падать на землю вместе со страшным ливнем. Потоки ливня с пеплом образовали жидкую грязь (сель), под которой были погребены расположенные на склонах Везувия города Помпей, Геркуланум и Стабия.

К вулканскому типу относятся извержения вулканов Авачинская и Карымская сопки на Камчатке.

#### 4.4.3. Стромболианский тип

Эталоном *стромболианского* типа является извержение вулкана Стромболи (Липарские острова в Средиземном море), поднимающегося до высоты 900 метров. Стромболианское извержение (рис. 4.5) характеризуется непрерывной эруптивной деятельностью на протяжении нескольких месяцев или даже лет и не очень большой высотой выбросов вулканических материалов (редко выше 10 км).

Известны случаи, когда происходило разбрызгивание лавы в радиусе около 300 метров, но при этом почти вся лава возвращалась в кратер.

Лавы этого типа извержений с температурой не более 1 000–1 100 °C (обычно базальтового, реже андезитового состава) менее подвижны и насыщены газами. Некоторые извержения стромболианского типа создают шлаковые конусы, диаметр которых у основания колеблется от 0,25 до 2,5 км, а средняя высота составляет



Рис. 4.5. Стромболианский тип извержения

170 м. Шлаковые конусы обычно образуются в течение одного извержения. Такие вулканы называются моногенными. Обычно вулканы этого типа – это стратовулканы. Извержения, происходящие в них, сопровождаются сильными взрывами, подземными толчками, выбросами паров и газов, вулканического пепла, лапиллей. Пепловые покровы имеют меньшую площадь, чем при извержениях вулканского типа. Иногда отмечается излияние лавы на поверхность, но вследствие значительной вязкости протяженность потоков бывает небольшой. Извержения подобного типа наблюдаются у вулканов: Ицалько (в Центральной Америке), Михара (в Японии), Ключевской, Толбачек и других (на Камчатке).

#### 4.4.4. Купольный тип

Для купольного типа характерно выжимание и выталкивание вязкой (андезитовой, дацитовой или риолитовой) лавы сильным напором из канала вулкана и образование куполов (Пюи-де-Дом в Оверни, Франция; Центральный Семячик на Камчатке), криптокуполов (Сева-Синдзан на острове Хоккайдо, Япония) и обелисков (Шивелуч на Камчатке). Каждый из главных типов извержения разделяют на несколько подтипов.

Из них особо выделяются Пелейский, Кракатау, Maar и Катмайский, которые в той или иной степени являются промежуточными между купольным и вулканскими типами.

#### Пелейский подтип

Пелейский подтип выделен по извержению вулкана Монтань-Пеле (Лысая гора) весной 1902 г. на острове Мартиника в Атлантическом океане, входящем в группу Малых Антильских островов. Весной 1902 г. гору Монтань-Пеле, которая в течение многих лет считалась потухшим вулканом и на склонах которой вырос город Сен-Пьер, неожиданно потряс мощный взрыв. Первый и последующие взрывы сопровождались появлением трещин на стенках вулканического конуса, из которого вырывались чёрные палящие тучи, состоящие из капелек расплавленной лавы, раскаленных (свыше 700 °C) пепла и газов. 8 мая одна из таких туч устремилась к югу и в течение нескольких минут буквально уничтожила город Сен-Пьер. Погибло около 28 000 жителей. Спаслись только те, кто успел

отплыть от берега. Не успевшие отшвартовать суда сгорели или были перевернуты, вода в гавани закипела. В городе спасся только один человек, защищённый толстыми стенами городской тюрьмы. Извержение вулкана завершилось лишь в октябре. Чрезвычайно вязкая лава среднего состава, насыщенная газами, медленно выдавила из вулканического канала пробку высотой 400 м, образовавшую уникальный природный обелиск. Однако вскоре верхняя часть его откололась по косой трещине; высота оставшейся остроугольной иглы составляла около 270 м, но и она под действием процессов выветривания была разрушена уже в 1903 г.

### **Подтип Кракатау**

Эталоном подтипа Кракатау считается извержение одноименного вулкана-острова, находящегося в Зондском проливе между островами Ява и Суматра. Этот остров представляет собой три сросшихся вулканических конуса. Наиболее древний из них, Раката, сложен базальтами, а два других, более молодых, – андезитами. Эти три слившихся вулкана располагаются в древней обширной подводной кальдере, образовавшейся в доисторическое время. До 1883 г. в течение 20 лет Кракатау не проявлял активной деятельности. В 1883 г. произошло одно из крупнейших катастрофических извержений. Оно началось в мае взрывами умеренной силы, сопровождавшимися выбросом пепла на высоту 2-3 км. После некоторых перерывов взрывы вновь возобновились в июне, июле, августе с постепенным нарастанием интенсивности. 26 августа произошли два больших взрыва. Утром 27 августа произошел гигантский взрыв, который был слышен в Австралии и на островах в западной части Индийского океана на расстоянии 4 000–5 000 км. Взрывная волна трижды «обежала» планету. Даже 4 сентября, через 9 дней после взрыва, барометры-самописцы продолжали отмечать незначительные колебания атмосферного давления. К вечеру на окрестных островах выпал дождь с пеплом. Пепел падал всю ночь. На кораблях, находившихся в Зондском проливе, его толщина достигала 1,5 м. На высоту около 80 км поднялось раскалённое газово-пепловое облако, мельчайший вулканический пепел которого находился в верхних слоях атмосферы в течение трёх лет после извержения.

Мощным вулканическим взрывом на две трети был разрушен главный остров архипелага Кракатау – Раката: в воздух была выброшена часть острова ( $4 \times 6$ ) км с двумя вулканическими конусами Данан и Пербуатан. На их месте образовался провал, глубина моря в котором достигала 360 м. Волна цунами за несколько часов достигла берегов Франции и Панамы. У берегов Южной Америки скорость её распространения составляла 483 км/ч. Огромные волны высотой до 30 м, возникшие от взрыва и сотрясения Земли, вызвали большие разрушения на прилежащих островах Индонезии. Ими было смыто с берегов Явы и Суматры около 36 тыс. человек. Местами разрушения и человеческие жертвы были связаны со взрывной волной огромной силы. Общее число смертей, по официальным данным, достигло 40 000 человек.

### **Маарский подтип**

Этот подтип объединяет лишь единожды извергавшиеся (моногенные) эксплозивные ныне потухшие вулканы. В рельефе они представлены плоскими блюдцеобразными котловинами, обрамленными невысокими валами. В составе валов присутствуют как вулканические шлаки, так и обломки невулканических пород, слагающих данную территорию. В вертикальном разрезе кратер имеет вид воронки, которая в нижней части соединяется с трубообразным жерлом, или трубкой взрыва. К ним относятся вулканы центрального типа, образовавшиеся при однократном извержении. Это газово-взрывные извержения, иногда сопровождающиеся эфузивными или экструзивными процессами. В результате на поверхности образуются небольшие шлаковые или шлаково-лавовые конусы (высотой от десятков до первых сотен метров) с блюдцеобразным или чашеобразным кратерным углублением. Такие многочисленные моногенные вулканы наблюдаются в большом количестве на склонах или у подножья крупных полигенных вулканов. К моногенным формам относятся также газово-взрывные воронки с подводящим трубообразным каналом (жерловиной). Они образованы одним газовым взрывом большой силы. К особой категории относятся алмазоносные трубы. Широкой известностью пользуются трубы взрыва в Южной Африке называемые диатремами (от греч. Диа – через, трэма – отверстие, дыра). Их диаметр колеблется от 25 до 800 м,

они заполнены своеобразной брекчированной вулканогенной породой, называемой кимберлитом (по горе Кимберли в Южной Африке). В составе этой породы присутствуют ультраосновные породы – гранатсодержащие перидотиты (пироп – спутник алмаза), характерные для верхней мантии Земли. Это указывает на подкоровое образование магмы и быстрый её подъём к поверхности, сопровождающийся газовыми взрывами.

### **Катмайский подтип**

Его выделяют по названию одного из самых крупных вулканов Аляски, близ основания которого в 1912 г. произошло крупное газово-взрывное извержение и направленный выброс потоков горячей газово-пирокластической смеси. Пирокластический материал имел кислый, риолитовый или андезито-риолитовый состав. Эта раскаленная газово-пепловая смесь заполнила глубокую долину, расположенную к северо-западу от подножия горы Катмай на протяжении 23 км. На месте прежней долины образовалась плоская равнина шириной около 4 км. Из заполнившего её потока многие годы наблюдались массовые выделения высокотемпературных фумарол\*, что послужило основанием называть её «Долиной десяти тысяч дымов».

## **4.5. Продукты вулканических извержений**

При извержении вулкана выделяются продукты вулканической деятельности, которые могут быть жидкими, газообразными и твердыми. Газообразные – фумаролы и соффионы\*\* [19], играют важную роль в вулканической деятельности. Во время кристаллизации магмы выделяющиеся на глубине газы поднимают давление до критических значений и вызывают взрывы, выбрасывая на поверхность сгустки раскаленной жидкой лавы. Также при извержении вулканов происходит мощное выделение газовых струй, создающих в атмосфере огромные грибовидные облака. Такое газовое облако, состоящее из капелек расплавленного (свыше 700 °C) пепла

---

\* Фумаролы – выходы горячего вулканического газа и пара из трещин или каналов на поверхности вулкана.

\*\* Соффионы – подземные источники перегретого пара, содержащие CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, NH<sub>3</sub> и др.

и газов, образовавшееся из трещин вулкана Мон-Пеле, в 1902 г., уничтожило город Сен-Пьер и 28 000 его жителей.

*Состав газовых выделений* во многом зависит от температуры. Различают следующие типы фумарол:

а) сухие – температура около 500 °C, почти не содержат водяных паров, насыщены хлористыми соединениями;

б) кислые, или хлористо-водородно-сернистые. Их температура приблизительно равна 300–400 °C;

в) щелочные, или аммиачные – температура не более 180 °C;

г) сернистые, или сольфатары – температура около 100 °C, главным образом состоит из водяных паров и сероводорода;

д) углекислые, или мофетты\* – температура менее 100 °C.

*Жидкие выделения* характеризуются температурами в пределах 600–1 200 °C и представлены лавой. Вязкость лавы обусловлена её составом и зависит главным образом от содержания кремнезема или диоксида кремния. При высоком его содержании (более 65 %) лавы называют кислыми (расплав ортоклаза), они сравнительно лёгкие, вязкие, малоподвижные, содержат большое количество газов, остывают медленно. Меньшее содержание кремнезема (60–52 %) характерно для средних лав. Они, как и кислые, более вязкие, но нагреты обычно сильнее (до 1 000–1 200 °C) по сравнению с кислыми (800–900 °C). Основные базальтовые лавы содержат менее 52 % кремнезёма и поэтому более жидкые, подвижные, свободно текут. При их застывании на поверхности образуется корочка, под которой происходит дальнейшее движение жидкости.

Вязкость магматического расплава зависит от его химического состава, который в свою очередь, во многом определяет тип вулкана.

Вязкость или внутреннее трение жидкости раньше измерялось в специальных единицах – пуазах.

В системе СИ динамическая вязкость измеряется в паскалях в секунду (Па · с) [19]. Один пуаз равен 0,1 Па · с.

Вязкость рассчитывают по уравнению Стокса:

---

\* Мофетты – фумаролы с выделением преимущественно CO<sub>2</sub>.

$$\eta = k \cdot g \cdot r^2 \cdot \frac{\rho - \rho_1}{\nu},$$

где  $g$  – ускорение свободного падения, м/с<sup>2</sup>;

$r$  – радиус погружающегося шарика, м;

$\rho$  – плотность шарика, кг/м<sup>3</sup>;

$\rho_1$  – плотность вулканического расплава, кг/м<sup>3</sup>;

$\nu$  – скорость погружения шарика в расплав, м/с;

$k$  – коэффициент.

Вязкость (Па · с) воды при 20 °C – 0,001, глицерина – 1,0, базальта (основной расплав) при 1 150 °C – 90 и ортоклаза (кислый расплав) при 1 200 °C – 50 · 10<sup>6</sup>.

Видно что вязкость кислого расплава в сотни тысяч раз превышает вязкость расплавов основного состава [74].

*Твердые продукты извержений*, выбрасываемые в воздух, называются тефрай. Они включают в себя вулканические глыбы, бомбы, лапилли (диаметром до горошины), вулканический песок и пепел. В момент извержения обломки вылетают из кратера со скоростью 500–600 м/с.

*Вулканические бомбы* – крупные куски затвердевшей лавы размером в поперечнике от нескольких сантиметров до 1 м и более достигают по массе нескольких тонн. Во время извержения Везувия (в 79 г.) вулканические бомбы «слезы Везувия» достигали в объёме 25 м<sup>3</sup> и по массе – 68 т. Они образуются при взрывном извержении, которое происходит при быстром выделении из магмы содержащихся в ней газов.

*Лапилли* – сравнительно мелкие обломки шлака величиной 1,5–3 см, имеющие разнообразные формы.

*Вулканический песок* – состоит из сравнительно мелких частиц лавы (диаметром около 0,5 см). Ещё более мелкие обломки, размером от 1 мм и менее образуют вулканический пепел, который, оседая на склонах вулкана или на некотором расстоянии от него, образует вулканический туф.

Тефра имеет несколько видов, различающихся по цвету и пористости. Светлоокрашенная, пористая, не тонущая в воде тефра, называется *пемзой*. Тёмная пузырчатая тефра, состоящая из отдельностей лапиллиевой размерности, называется *вулканическим шлаком*.

Кусочки жидкой лавы, недолго находящиеся в воздухе и не успевающие полностью затвердеть, образуют брызги, часто слагающие небольшие конусы разбрзгивания вблизи мест выхода лавовых потоков. Если эти брызги спекаются, то формирующиеся пирокластические отложения называют *агглютинатами*. Взвешенная в воздухе смесь очень мелкого пирокластического материала и нагретого газа, выброшенная при извержении из кратера или трещин и движущаяся над поверхностью грунта со скоростью 100 км/ч, образует *пепловые потоки*. Они распространяются на многие километры, иногда преодолевая водные пространства и возвышенности. Эти образования известны также под названием *палящих туч*; они настолько раскалены, что светятся ночью. В пепловых потоках могут присутствовать также крупные обломки, в том числе и куски породы, вырванные из стенок жерла вулкана. Чаще всего палящие тучи образуются при обрушении столба пепла и газов, выбрасываемых вертикально из жерла вулкана. Под действием силы тяжести, противодействующей давлению извергаемых газов, краевые части столба начинают оседать и спускаться по склону вулкана в виде раскаленной лавины. В некоторых случаях палящие тучи возникают по периферии вулканического купола или в основании вулканического обелиска. Возможен также их выброс из кольцевых трещин вокруг кальдеры. Отложения пепловых потоков образуют вулканическую породу *игнимбрит*. Эти потоки транспортируют как мелкие, так и крупные фрагменты пемзы. Если игнимбриты отлагаются достаточно мощным слоем, внутренние горизонты могут иметь настолько высокую температуру, что обломки пемзы плавятся, образуя спекшийся игнимбрит, или спекшийся туф. По мере остывания породы в её внутренних частях может образоваться столбчатая отдельность, причём менее чёткой формы и крупнее, чем аналогичные структуры в лавовых потоках.

Твёрдые породы, образующиеся при остывании лавы, содержат в основном диоксид кремния, оксиды алюминия, железа, магния, кальция, натрия, калия, титана и воду. Обычно в лавах содержание каждого из этих компонентов превышает 1 %, а многие другие элементы присутствуют в меньшем количестве.

Существует множество типов вулканических пород, различающихся по химическому составу. Чаще всего встречаются четыре типа, принад-

лежность к которым устанавливается по содержанию в породе диоксида кремния, %: базальт – (48–53), андезит – (54–62), дацит – (63–70), риолит – (70–76) (табл. 4.1).

*Таблица 4.1*

Средний химический состав некоторых лав (в весовых процентах)

Оксиды	Нефелиновый базальт	Базальт	Андезит	Дацит	Фонолит	Трахит	Риолит
$\text{SiO}_2$	37,6	48,5	54,1	63,6	56,9	60,2	73,1
$\text{Al}_2\text{O}_3$	10,8	14,3	17,2	16,7	20,2	17,8	12,0
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	5,7	3,1	3,5	2,2	2,3	2,6	2,1
$\text{FeO}$	8,3	8,5	5,5	3,0	1,8	1,8	1,6
$\text{MgO}$	13,1	8,8	4,4	2,1	0,6	1,3	0,2
$\text{CaO}$	13,4	10,4	7,9	5,5	1,9	2,9	0,8
$\text{Na}_2\text{O}$	3,8	2,3	3,7	4,0	8,7	5,4	4,3
$\text{K}_2\text{O}$	1,0	0,8	1,1	1,4	5,4	6,5	4,8
$\text{H}_2\text{O}$	1,5	0,7	0,9	0,6	1,0	0,5	0,6
$\text{TiO}_2$	2,8	2,1	1,3	0,6	0,6	0,6	0,3
$\text{P}_2\text{O}_5$	1,0	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,1
$\text{MnO}$	0,1	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1

Породы, в которых количество диоксида кремния меньше, в большом количестве содержат магний и железо. При остывании лавы значительная часть расплава образует вулканическое стекло, в массе которого встречаются отдельные микроскопические кристаллы. Исключение составляют так называемые *фенокристаллы* – крупные кристаллы, образовавшиеся в магме еще в недрах Земли и вынесенные на поверхность потоком жидкой лавы. Чаще всего фенокристаллы представлены полевыми шпатами, оливином, пироксеном и кварцем. Породы, содержащие фенокристаллы, обычно называют порфиритами. Цвет вулканического стекла зависит от количества присутствующего в нём железа: чем больше железа, тем оно темнее. Таким образом, даже без химических анализов можно догадаться, что светлоокрашенная порода – это риолит или дацит, темноокрашенная – базальт, серого цвета – андезит. По различимым в породе минералам определяют её тип. Так, например, оливин – минерал, содержащий железо и магний, характерен для базальтов, кварц – для риолитов.

## **4.6. Экология и прогноз извержений вулканов**

Полагают, что после извержений вулканов средняя температура атмосферы Земли понижается на несколько градусов за счёт выброса мельчайших частиц (менее 0,001 мм) в виде аэрозолей и вулканической пыли. При этом сульфатные аэрозоли и тонкая пыль при извержениях попадают в стратосферу и сохраняются таковой в течение 1-2 лет. По всей вероятности, такое понижение температуры наблюдалось после извержения вулкана Агунг на о. Бали (Индонезия) в 1962 г.

*Прогноз извержений.* Для прогноза извержений составляются карты вулканической опасности с показом характера и ареалов распространения продуктов прошлых извержений и ведётся мониторинг предвестников извержений. К таким предвестникам относится частота слабых вулканических землетрясений. Если обычно их количество не превышает 10 за сутки, то непосредственно перед извержением возрастает до нескольких сотен. Ведутся инструментальные наблюдения за самыми незначительными деформациями поверхности. Точность измерений вертикальных перемещений, фиксируемых, например, лазерными приборами, составляет примерно 0,25 мм, горизонтальных – 6 мм, что позволяет выявлять наклон поверхности всего в 1 мм на 0,5 км. Данные об изменениях высоты, расстояния и наклонов используются для выявления центра всучивания, предшествующего извержению, или прогибания поверхности после него. Перед извержением повышаются температуры фумарол, иногда изменяется состав вулканических газов и интенсивность их выделения.

*Предвестниковые явления,* предшествовавшие большинству достаточно полно документированных извержений, сходны между собой. Однако с уверенностью предсказать, когда именно произойдет извержение, очень трудно.

*Уменьшение опасности, связанной с вулканическими извержениями.*

Для смягчения вулканической опасности используются как сложные инженерные сооружения, так и совсем простые способы. Например, при извержении вулкана Миякедзима в Японии в 1985 г. успешно применялось охлаждение фронта лавового потока морской водой. Устраивая искусственные бреши в застывшей лаве, ограничивающей потоки на склонах

вулканов, удавалось изменять их направление. Для защиты от грязекаменных потоков – лахаров – применяют оградительные насыпи и дамбы, направляющие потоки в определённое русло. Для избегания возникновения лахара кратерное озеро иногда спускают с помощью тоннеля (вулкан Келут на о. Ява в Индонезии). В некоторых районах устанавливают специальные системы слежения за грозовыми тучами, которые могли бы привести ливни и активизировать лахары. В местах выпадения продуктов извержения сооружают разнообразные навесы и безопасные убежища.

## **5. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОЛОГИИ**

Прямые сведения о внутреннем строении Земли можно получить с глубин немногим больших 10 км. Кольская сверхглубокая скважина, проектная глубина которой 14 км, пробурена до 12 066 м.

Поэтому недра нашей планеты в настоящее время изучают с помощью косвенных (геофизических) методов. К ним относятся: сейсмический, гравиметрический, магнитный, термический, электромагнитный, ядерный и др. [83, 78, 61, 51].

Самым результативным из названных методов является первый – сейсмический. Он разработан на базе науки о землетрясениях – сейсмологии (с греч. сеймос – движение, логос – учение). В основе его лежит закономерность распространения сейсмических колебаний в толще Земли. Одним из основателей сейсмологии был русский физик, академик Императорской Санкт-Петербургской Академии наук, князь Борис Борисович Голицын [10, 27, 28, 44, 75].

Одной из основных физических констант, имеющей наибольшее значение для геофизики, является упругость. Упругость характеризует свойство веществ сопротивляться изменению их формы и объёма (для твёрдых тел) или только объёма (для жидкостей и газов) под действием механических напряжений, что обуславливается увеличением внутренней энергии вещества. Силы, действующие внутри тела и препятствующие деформации, называются упругими. При прекращении действия внешней силы тело восстанавливает свои первоначальные размеры и форму. Зависимость между внешней силой и деформацией – прямо пропорциональная, то есть подчиняется закону Гука.

Существует два вида деформаций: объёма и формы. Примером первой является всестороннее сжатие или растяжение тела (куба) силами, направление которых перпендикулярно граням. При этом все частицы тела в одинаковое число раз сближаются и удаляются друг от друга (рис. 5.1).

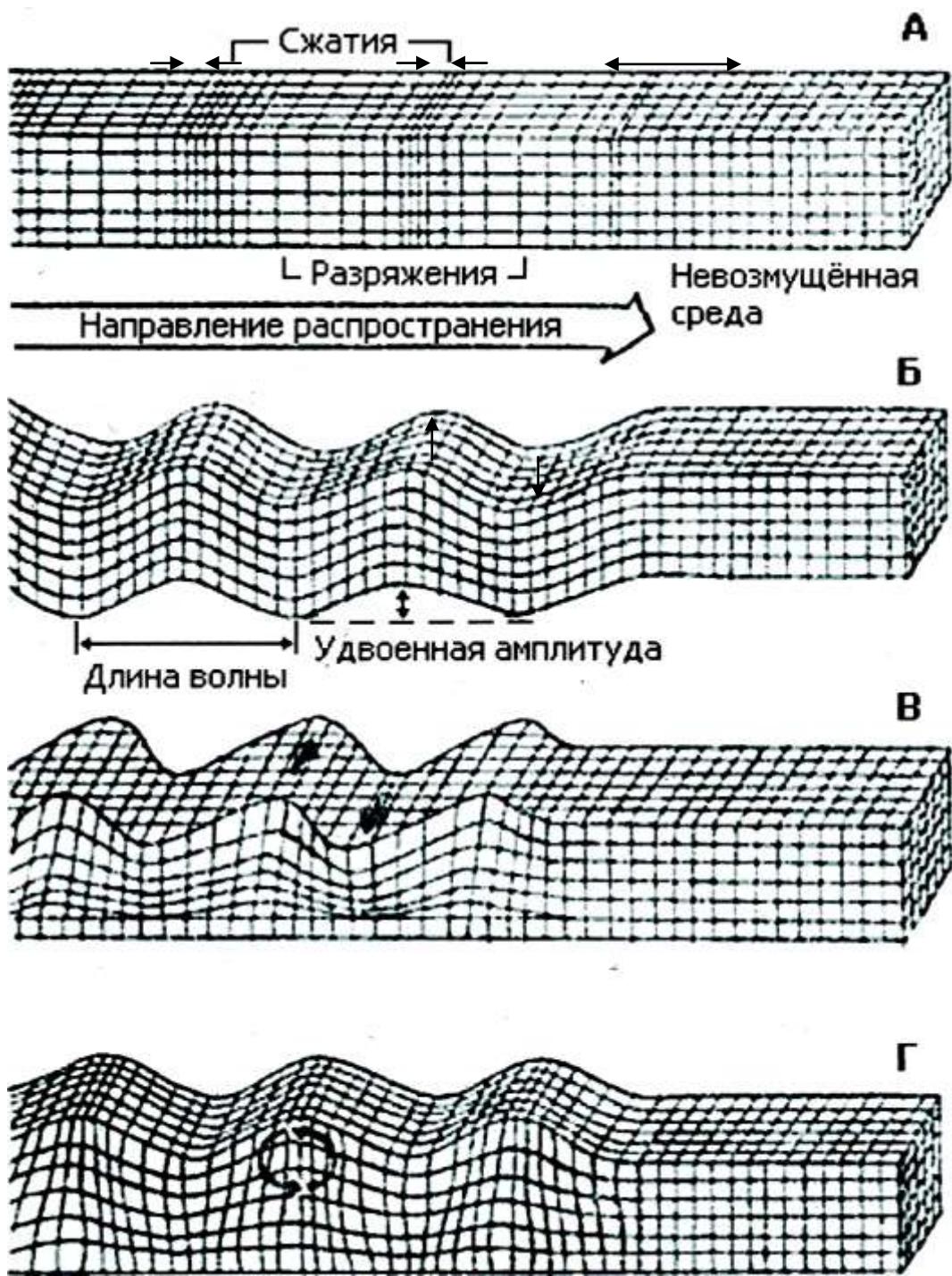


Рис. 5.1. Типы сейсмических волн: продольные (P) – А, поперечные (S) – Б, Лява – В, Релея – Г, — направления колебания частиц

Примером деформации формы является сдвиг, который является результатом действия равных, но противоположно направленных сил, которые приложены по касательным к противоположным граням куба. При этом куб превращается в ромб.

Деформации объёма и формы, возникающие вследствие разрядки напряжений в земной коре, или при взрыве выражаются в одновременном смещении частиц среды по всевозможным направлениям. А поскольку частицы среды жёстко связаны между собой – деформации передаются на значительные расстояния.

Распространяющиеся таким образом деформации называются упругими, или сейсмическими волнами.

В волне, которая несёт деформацию объёма, частицы среды смещаются вдоль направления распространения волны, образуя зоны сжатия и разряжения. Эта волна называется продольной  $P$  (от лат. primary – первая). Часть энергии продольных волн, выходя из недр Земли, передается в атмосферу в виде звуковых колебаний, которые воспринимаются людьми при частоте  $f > 15$  Гц (подземный гул).

В волне, которая несёт деформацию формы, смещение частиц происходит поперёк направления распространения волны. Частицы как бы скользят относительно друг друга по плоскостям, перпендикулярным направлению движения волны. Эти волны называются поперечными  $S$  (от лат. secundary – вторая).

Продольные и поперечные волны называют объёмными  $V$ . Кроме объёмных волн, существуют волны, которые распространяются только вдоль земной поверхности – поверхностные волны. Они подобны ряби, расходящейся по глади озера. Различают поверхностные волны Лява и Релея.

Релей в 1885 г. установил, что смещение частиц пород поверхности раздела происходит в вертикальной плоскости, причём частицы описывают эллиптические траектории.

Теорию возникновения и распространения волн другого типа разработал Ляв в 1911 г. Движение частиц совершается в горизонтальной плоскости перпендикулярно направлению распространения волны.

Длины поверхностных волн обоих типов составляют от десятков метров до сотен километров. При особо сильных землетрясениях поверхностные волны могут несколько раз «обежать» вокруг земного шара. Они обладают свойством, чрезвычайно полезным для изучения верхних пластов и планет: зависимость скорости распространения волн от их частоты (дисперсия волн).

Скорости распространения продольных и поперечных волн зависят от упругих свойств среды и вычисляются по формулам.

Скорость продольных волн –  $V_p$ , км/с

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E \cdot (1 - \sigma_{II})}{\rho \cdot (1 + \sigma_{II}) \cdot (1 - 2\sigma_{II})}} = \sqrt{\frac{3k \cdot (1 - \sigma_{II})}{\rho \cdot (1 + \sigma_{II})}}. \quad (5.1)$$

Скорость поперечных волн  $V_s$ , км/с

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{2\rho \cdot (1 + \sigma_{II})}} = \sqrt{\frac{3k \cdot (1 - 2\sigma_{II})}{3\rho \cdot (1 + \sigma_{II})}}. \quad (5.2)$$

Скорости поперечных и продольных волн связаны между собой формулами:

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2(1 - \sigma_{II})}{1 - 2\sigma_{II}}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\mu}}, \quad (5.3)$$

где  $\rho$  – плотность вещества среды, г/см<sup>3</sup>;

$\sigma_{II}$  – коэффициент поперечного сжатия (коэффициент Пуассона),

$$\sigma_{II} = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)}, \quad (5.4)$$

$k$  – модуль всестороннего сжатия (или объёмного расширения), Па – определяется как коэффициент пропорциональности изменения объёма  $V$  и приложенной силы  $F$ :

$$F = k \cdot \left( \frac{\Delta V}{V} \right), \quad (5.5)$$

$k$  вычисляется по формуле:

$$k = \frac{E}{3(1 - 2\sigma)} = \rho \cdot \left( V_p^2 - \frac{4}{3}V_s^2 \right), \quad (5.6)$$

$\mu$  и  $\lambda$  – константы Ламе;

$\mu$  – модуль сдвига, Па – определяет способность тел сопротивляться изменению формы при сохранении их объёма. Он определяется как отно-

шение тангенциального (касательного) скальвающего напряжения  $S$  к угловой деформации (сдвигу)  $\alpha$

$$\mu = \frac{S}{\alpha} = \frac{E}{2(1 + \sigma_{II})} = \rho \cdot V_s^2; \quad (5.7)$$

$$\lambda = \frac{E \cdot \sigma_{II}}{(1 + \sigma_{II}) \cdot (1 - \sigma_{II}^2)}. \quad (5.8)$$

Между упругими постоянными существует связь

$$\lambda = k - \frac{2}{3}\mu = \mu \cdot \left( \frac{V_p^2}{V_s^2} - 2 \right), \quad (5.9)$$

$E$  – модуль Юнга, Па – характеризует способность тела сопротивляться деформации растяжения или сжатия.

$$E = \frac{\rho \cdot V_s^2 \cdot 3 \cdot V_s^2 - 4 \cdot V_p^2}{2 \cdot V_p^2 - V_s^2}. \quad (5.10)$$

Для жидкостей и газов  $\mu = 0$ , поэтому  $V_p^2 = k/\rho$ .

То есть, поперечные волны распространяются только в твёрдых средах, а продольные волны распространяются всюду. Их скорость изменяется в широких пределах от 0,26 км/с – в газах до 18,0 км/с в алмазе (С). Для воды  $V_p = 1,43$  км/с, лёд 3,3 км/с, известняк – 3,2–5,5 км/с.

Скорость поперечных волн изменяется от 1,7 км/с (лёд) до 5,7 км/с – (оливин  $Mg_2SiO_4$  – глубинная горная порода).

Скорость продольных волн в 1,7 раза больше скорости поперечных волн.

Амплитуды объёмных волн убывают обратно пропорционально расстоянию  $r$ , а поверхностных – обратно пропорционально  $\sqrt{r}$ .

Упругие колебания (сейсмические волны) являются следствием разрядки напряжений в земной коре и могут вызываться искусственно – с помощью взрывов. Подземные толчки и колебания земной поверхности называют землетрясением.

Объём среды, в котором происходит разрядка напряжений в земной коре, называется очагом землетрясения (гипоцентром  $G$ ). Проекция гипоцентра на поверхность Земли называется эпицентром  $\mathcal{E}$  землетрясения. Расстояние от эпицентра до сейсмоприёмника – сейсмостанции С/С называется эпизентральным  $\Delta$  (рис. 5.2).

Если бы скорости упругих волн в Земле были постоянными, то сейсмические лучи были бы прямыми. В этом случае время пробега ( $t$ ) сейсмической волны от  $\mathcal{E}$  до С/С, расположенной на эпизентральном расстоянии ( $\Delta$ ), определилось бы формулой

$$t = 2 \frac{\bar{R}}{V} \cdot \sin \frac{\Delta}{2}, \quad (5.11)$$

где  $\bar{R}$  – средний радиус Земли, км.

Определив моменты прихода волн  $t$  и эпизентральные расстояния  $\Delta$ , строят графики зависимости  $t = f(\Delta)$ , которые называются годографами.

Если на трёх и более С/С зафиксировано время прихода колебания, то можно определить прямой засечкой координаты эпицентра землетрясения.

Зная скорость и время распространения волны в изучаемой среде, можно вычислить глубину до отражающей границы (здесь работают законы оптической физики) и её угол наклона, т. е.  $h$  и  $\alpha$ . Графический способ определения параметров  $h$  и  $\alpha$  представлен на рис. 5.3.

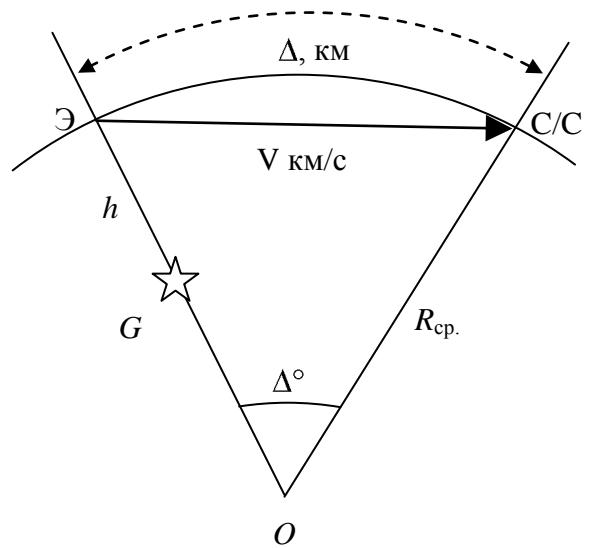


Рис. 5.2. Основные параметры, характеризующие землетрясения

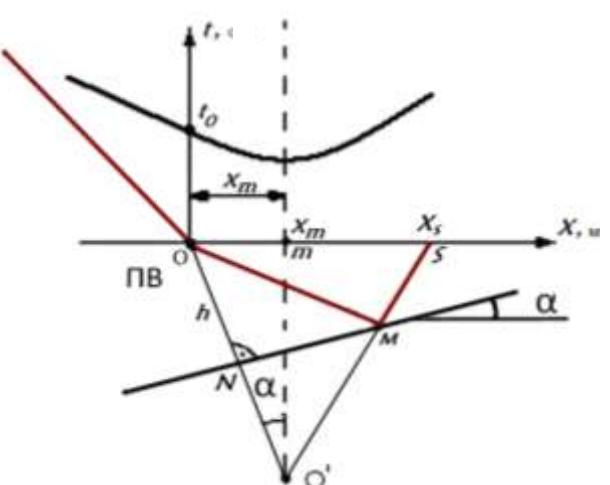


Рис. 5.3. Графический способ определения параметров  $h$  и  $\alpha$

Получим уравнение годографа сейсмической (отражённой) волны. Для этого представим границу раздела двух сред плоскостью, наклонённой под углом  $\alpha$  к горизонту, а перекрывающую среду – однородной,  $h$  – глубина очага,  $S$  – точка выхода сейсмической волны с координатой  $X_S$ . Время пробега волны из точки  $O$  в точку  $S$  равно

$$t = \frac{OM + MS}{V}, \quad (5.12)$$

где  $V$  – скорость сейсмической волны.

Преобразуем выражение (5.12), для чего продлим луч  $MS$  и нормаль  $ON$  до их пересечения в точке  $O'$ . Прямоугольные треугольники  $ONM$  и  $NO'M$  равны, так как у них общий катет  $NM$ . Исходя из равенства сторон  $OM$  и  $O'M$ , заменим ломаный путь  $OMS$  на путь  $O'S$ .

Точка  $O'$  с координатой  $X_m$  называется мнимым пунктом взрыва. Тогда

$$t = \frac{O'S}{V}. \quad (5.13)$$

Длина пути  $O'S$  – гипotenуза прямоугольного треугольника  $O'mS$  равна

$$O'S = \sqrt{mS^2 + (mO')^2} = \sqrt{(x_S - x_m)^2 + 4h^2 \cdot \cos^2 \alpha}. \quad (5.14)$$

По малости  $\alpha \rightarrow \cos^2 \alpha = 1$ . Тогда с учётом (5.14) выражение (5.13) примет вид

$$t = \frac{1}{V} \sqrt{(x_S - x_m)^2 + 4h^2}. \quad (5.15)$$

Преобразуем формулу (5.15) к виду:

$$\frac{t^2 \cdot V^2}{4h^2} - \frac{x_S - x_m}{4h^2}^2 = 1. \quad (6.16)$$

Это уравнение гиперболы (секущая плоскость параллельна оси конуса) – уравнение годографа отражённой волны. Годограф отсекает на оси временной отрезок  $t_0$ .

Сняв по годографу  $t_0$  и зная  $V$  в покрывающей толще, можно определить глубину  $h$  до отражающей границы

$$h = \frac{t_0 \cdot V}{2}. \quad (5.17)$$

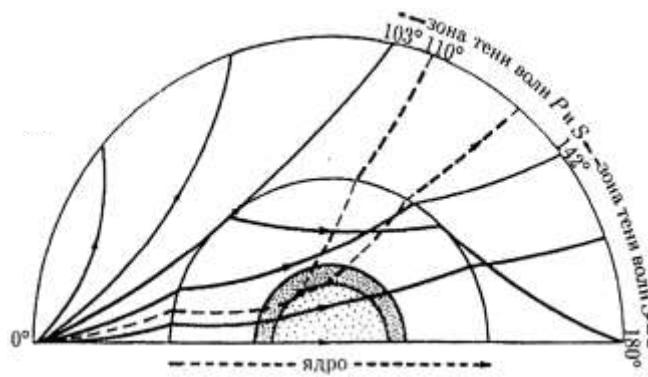
Её угол наклона  $\alpha$  определяют из решения треугольника  $OmO'$ :

$$\sin \alpha = \frac{x_m}{2h}. \quad (5.18)$$

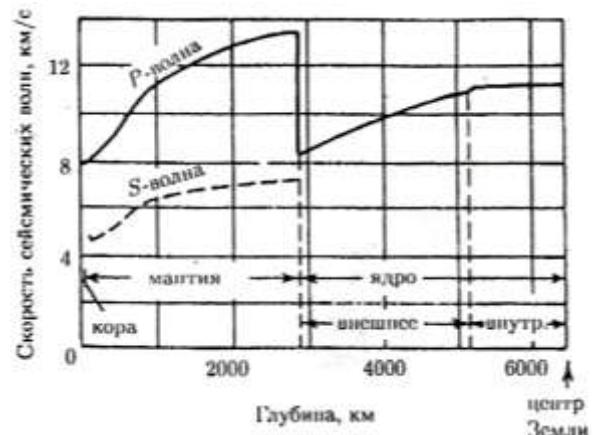
Минимум годографа всегда сдвинут по направлению восстания отражающей границы. Чем больше  $\alpha$ , тем больше  $X_m$ .

Графический способ определения  $h$  и  $\alpha$  будет рассмотрен на практических занятиях.

Результаты изучения особенностей распространения  $V$  (волн в Земле) представлены на рис. 5.4.



a)



б)

Рис. 5.4. Особенности распространения объемных волн в Земле:

*а* – штриховые линии изображают слабые  $P$ -волны, выходящие в зоне тени (по Гутенбергу); *б* – распределение скоростей волн  $P$  и  $S$  внутри Земли по модели Джейффриса Гутенberга

Особенности распространения объемных волн позволили разделить Землю на следующие зоны.

1. Земная кора (слой А) – самый верхний твёрдый слой планеты отделён от нижележащих геосфер поверхностью Мохоровичича или

(«Мохо», или «М»), названной в честь югославского геофизика Андрея Мохоровичича (1857–1936), который, изучая годографы  $V$ -волн от землетрясений на Балканах (Кроатское землетрясение, 8 октября 1909 г.), обнаружил резкое увеличение скоростей  $V$ -волн. Этот факт говорил о том, что  $V$ -волны пересекли какую-то границу раздела сред, резко отличающихся по плотности. В честь первооткрывателя она была названа именем автора. Впоследствии граница «М» была обнаружена всюду на земном шаре.

Глубина до границы «М» изменяется от 5–15 км на океанах, до 30–40 км на равнинных участках материков и до 50–70 км в горных областях (так называемые «корни гор»). Средняя толщина земной коры  $\bar{H}$  принята равной 33 км.

Плотность горных пород, слагающих земную кору  $\rho_k$ , изменяется от 2,5 до 3,3 г/см<sup>3</sup>. Среднее значение плотности  $\bar{\rho}_k = 2,67$  г/см<sup>3</sup>.

Скачкообразное изменение  $V_p$  от 6,8 до 8,1 км/с и  $V_s$  от 3,7 до 4,4 км/с учёные объясняют изменением химического состава вещества земной коры и его плотности. Есть мнение [75, с. 118, 250], что земная кора – продукт химической дифференциации мантии: она имеет вулканическое происхождение, а Земля на ранней стадии своего развития состояла только из мантии и ядра. Масса земной коры равна  $5 \cdot 10^{22}$  кг, что составляет 0,8 % от массы Земли. В табл. 5.1 представлены типы земной коры по сейсмическим данным.

2. С 33 км начинается мантия, которая простирается до глубины 2 900 км. Она делится на три слоя: верхнюю (В) от 33 до 410 км, среднюю (С) – от 410 до 1 000 км и нижнюю (Д) – от 1 000 до 2 900 км.

Граница раздела между слоями В и С фиксируется резким возрастанием скорости продольных волн от 7,9 до 9,0 км/с и поперечных волн от 4,5 до 5,0 км/с.

В результате изучения особенностей распределения объёмных волн было установлено, что в слое В, непосредственно под границей Мохоровичича, скорости объёмных волн растут, но на глубинах 100–120 км под континентами и 50–60 км под океанами отмечается слабое уменьшение скоростей объёмных волн. С глубин около 250 км под океанами и 400 км под материками скорости объёмных волн снова начинают расти.

Таблица 5.1

## Типы сейсмических моделей земной коры (по В. В. Белоусову и Н. И. Павленковой)

Тип коры		Основные параметры моделей						Примеры типов и подтипов
		Мощность коры $H_M$ , км	Время*, $t_0^M$ , с	Средняя скорость $v$ в консолидированной коре, км/с	Мощность слоя $h$ со скоростью $> 6$ км/с, км	Мощность осадков со скоростью $< 6$ км/с, км	Время, $t$ , с	
Континентальный	I толстая	45–70	8–12	6,2–6,7	15 (30)	0–5	0–2	Альпы, Кавказ, Памир, Тянь-Шань, Урал, Скалистые горы
	II нормальная	35–50	7–8	6,4–6,6	10	0–4	0–1	Скифская плита, Западно-Сибирская, Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Американская платформы, блоки Балтийского, Канадского щитов
	III тонкая	25–35	6–7	6,1–6,3	15	0–3	0–1	Французский массив, герциниды Западной Европы, Чешский массив
Переходный	IV микро-континенты	15–30	5–7	6,4–6,7	10	0–2	0–1	Шотландия, Камчатка, Шетландские острова, плато Роккол, Фареро-Исландский порог, хр. Броккен
	V глубокие прогибы	15–40	5–13	6,3–6,8	0 – 5 (3 – 10)	5–20	2–8	Западно-Сибирская плита, Чу-Сарысуйская, Прикаспийская, Днепровско-Донецкая, Вилойская впадины, Рейнский грабен, впадины Чёрного, Средиземного морей, Ферганская, Южно-Каспийская, Венгерская впадины, Тунгусская синеклиза, Донбасс
Океанический	VI	4–15	1 – 2	6,6–7,0	0	0–2	0–1	Срединные хребты, абиссальные впадины Атлантики, Тихого океана, океанические поднятия

\* Параметры, характеризующие мощность всей коры и осадочного чехла.

Область пониженных скоростей сейсмических волн была названа астеносферой (см. сноска на с. 43).

Опыты по изучению состояний горных пород при высоких давлениях и температурах, близких к астеносферным, показывают, что вещество там находится в аморфном (расплавленном) состоянии. В астеносфере находятся очаги вулканов.

Они образуются, вероятно, там, где по каким-либо причинам понижается давление или температура, что приводит к расплавлению вещества и образованию магмы. Существование отдельных очагов магмы в астеносфере доказано особенностями прохождения поперечных волн. Причём градиент скорости поперечных волн  $V_s$  больше, чем у продольных  $V_p$ , и отмечается уменьшение их скорости.

3. Средняя мантия (слой С, или слой Голицына) расположена в интервале 410–1 000 км. Плотность вещества слоя С более 4 г/см<sup>3</sup>. Скорости объёмных волн возрастают от 8,97 до 11,4 км/с для  $V_p$  и от 4,96 км/с до 7,3 км/с для  $V_s$  волн.

Все известные в настоящее время модели состава мантийных пород допускают содержание в них окиси алюминия  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в количестве около четырёх весовых процентов, которое влияет на специфику структурных превращений в веществе верхней и частично средней мантии. При этом отмечается, что в отдельных областях неоднородной по составу верхней мантии алюминий может быть сосредоточен в таких минералах, как корунд  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и кианит  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ . Оба этих минерала сохраняются не только в низах верхней мантии, но и глубже.

Важнейший компонент химического состава зоны от 400 до 670 км – вода, содержание которой составляет около 0,1 весового процента. Её присутствие связывают с магниевыми силикатами. Количество воды в этой оболочке столь значительно, что на поверхности Земли оно составило бы слой толщиной 800 м.

4. Нижняя мантия (слой D<sup>I</sup>) начинается примерно с глубины 1 000 км и прослеживается до 2 900 км. Скорости  $V_p$  изменяются от 11,4 до 13,6 км/с, а  $V_s$  – от 6,4 до 7,8 км/с.

В основании слоя D<sup>I</sup>: на глубинах от 2 700–2 900 км, по резкому снижению скоростей объёмных волн (13,6 до 8,1 км/с для  $V_p$  и от 7,8 до 0 км/с для  $V_s$ ) выделяют переходную оболочку – слой D<sup>II</sup>.

Плотность вещества мантии непрерывно растёт от 3,3 до 5,2 г/см<sup>3</sup>. На границе между мантией и ядром, где давление достигает  $\sim 1,3 \cdot 10^6$  атмосфер, плотность увеличивается скачком с 5,2 до 9,4 г/см<sup>3</sup>.

Немного следует сказать об истории обнаружения нижней границы мантии.

В начале двадцатого столетия при изучении гидографов объёмных волн было обнаружено, что S-волны не регистрируются сейсмостанциями, удалёнными от эпицентра землетрясения «А» больше чем на 12 тысяч км ( $107^\circ$ ), а P-волны в промежутке от 11 700 ( $105^\circ$ ) до 16 000 км ( $142^\circ$ ). Далее 16 000 км P-волны снова появляются (рис. 5.5). Эти особенности распространения P- и S-волн были замечены в 1914 г. Бено Гутенбергом [22].

Они указывают на существование на глубине около 2 900 км ядра, в котором  $V_p$  уменьшается примерно с 13 до 8 км/с, а  $V_s$  – от 7,4 до 0 км/с.

Этот факт можно было объяснить или менее плотной средой, что маловероятно, или наличием вещества в агрегатном состоянии, при котором его жёсткость  $\mu = 0$ , то есть в жидким состоянии.

В связи с этим P-волны при переходе от мантии к ядру изгибаются к центру, в то время как невходящие P-волны в ядро распространяются прямо. Поэтому лучи P-волн, касающиеся ядра, выходят на поверхность Земли на  $A_1 = 11 700$  км ( $105^\circ$ ), а лучи, проходящие через ядро, – на  $A_2 = 16 000$  км ( $142^\circ$ ) от эпицентра А землетрясения. Между точками 1-2 образуется зона тени.

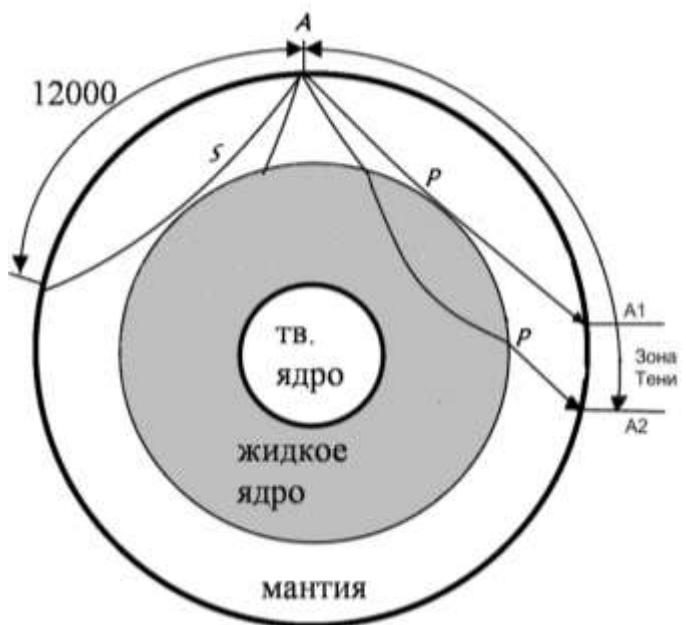


Рис. 5.5. Прохождение поперечных (S) и продольных (P) волн в Земле

Вывод о существовании в недрах Земли внешнего жидкого ядра подтверждается и другими явлениями: деформацией Земли под действием приливных сил, особенностями движения полюсов Земли, а также нутацией оси вращения Земли с периодом  $T = 24^{\text{h}}$ . При твёрдом ядре нутации не было бы.

На долю мантии приходится 83 % объёма Земли и почти 67 % её массы:  $405 \times 10^{25}$  т.

В настоящее время большинство исследователей согласны с идеей о том, что вся нижняя мантия в основном состоит из первоскитоподобной фазы  $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$ , на долю которой приходится около 70 % её объёма (40 % объёма всей Земли), и магнезиовюстита  $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$  около 20 %. Оставшиеся 10 % составляет стишовит ( $\text{SiO}_2$ ).

Другим важнейшим компонентом переходной зоны является пироп  $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ . При высоких давлениях он испытывает превращение в первоскит и твёрдый раствор корунда-ильменита  $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3$ . С этим переходом связывают изменение скоростей сейсмических волн на глубине около 900 км.

5. Внешнее ядро (слой Е) расположено между глубинами 2 900 и 5 000 км. Помимо резкого увеличения плотности на границе «мантия – ядро» здесь отмечено резкое снижение скорости объёмных волн, а также появление высокой электропроводности [24, 44, 75].

Внутри этого слоя скорость продольных волн растёт от 8,0 до 10,5 км/с, а плотность – от 9,4 до 11,5 г/см<sup>3</sup>. Как уже отмечалось, вещество слоя Е находится в жидком состоянии и его отождествляют со сплавом железа и кремния – около 20 %. Объём внешнего ядра составляет 15,16 %, масса – 29,8 % от массы Земли.

В 1936 г. датский сейсмолог госпожа Леманн обнаружила из наблюдений слабых вступлений  $P$ -волн в зоне между  $\Delta = 110^{\circ}$  и  $\Delta = 143^{\circ}$  быстрое увеличение их скорости внутри ядра на глубине около 5 000 км. Эти вступления можно было объяснить только сильным увеличением скорости волн внутри ядра. Тем самым, была установлена ещё одна граница раздела, известная, как переходная зона в ядре, которая отделяет внешнее ядро с малыми скоростями  $P$ -волн от внутреннего – с большими скоростями  $P$ -волн.

6. Переходная оболочка (слой F), находящаяся в интервале глубин 5 000–5 100 км характеризуется увеличением  $V_p$  (до 10,4 км/с). Теоретические исследования показывают, что для роста скорости Р-волн вещество в этом нижележащем слое должно быть в твёрдом состоянии [11].

7. Внутреннее ядро (зона G). Занимает центральную область Земли. Его радиус 1 270 км, объём составляет 0,7 %, а масса – около 1,2 % от массы Земли. На границе зоны G скорость  $V_p = 11,2$  км/с и возрастает до 11,4 км/с к центру, то есть вещество ядра находится в твёрдом состоянии, но, по-видимому, близком к плавлению. Плотность вещества достигает  $12,3 \text{ г/см}^3$  и более. По другим источникам –  $16 \text{ г/см}^3$  и 13, а давление  $3,5 \cdot 10^6$  атмосфер [24].

Такие физические параметры в настоящее время создаются в лабораторных условиях в течение  $1 \cdot 10^{-6}$  секунды с помощью взрывов.

По устоявшимся представлениям внутреннее ядро состоит из сплава (четырехслойной плотнейшей упаковки атомов) железа Fe – около 60 % и никеля Ni – около 40 %, насыщенного водородом. Температура плавления этой фазы оценивается в  $5\,000^\circ\text{C}$  при давлении 360 ГПа.

Присутствие водорода (Н) в ядре долгое время вызывало дискуссии из-за его низкой растворимости в железе при атмосферном давлении. Однако недавние эксперименты (1992 г.) американских учёных (Дж. Бединга и др.) позволили установить, что гидрид железа FeH может формироваться при высоких давлениях и температурах и оказываться устойчивым при давлениях, превышающих 62 ГПа.

В этой связи присутствие значительных количеств водорода в ядре вполне допустимо и снижает его плотность до значений, согласующихся с данными сейсмологии: около  $13,5 \text{ г/см}^3$ . В табл. 5.2 приведено строение земного шара по К. Е. Буллену и другим учёным.

В табл. 5.2  $h$  – глубина, км;  $v_p$  – скорость продольных волн, км/с;  $v_s$  – скорость поперечных волн, км/с;  $\rho$  – плотность,  $\text{г/см}^3$ ;  $P$  – давление, Па;  $T$  – температура,  $^\circ\text{C}$ .

Таблица 5.2

Расслоение земного шара и некоторые физические параметры  
 (по К. Е. Буллену, С. И. Субботину, Ф. Стейси, Дж. Ферхугену,  
 Г. П. Горшкову и др.)

Индекс	Зона Земли	$h$	$v_p$	$v_s$	$\rho$	$P$	$T$
A Граница Мохо	Земная кора	до 70 пере- менная толщина				$10^4$	700
B Граница Голицына	Верхняя мантия	410	7,8 9,0	4,4 5,0	3,33 3,77	$14 \cdot 10^4$	2 500
C	Переходная зона	1 000	9,0 11,4	5,0 6,4	3,79 4,54	$39 \cdot 10^4$	3 500
D Граница Гу- тенберга	Нижняя мантия	2 900	11,4 13,6	6,4 7,3	4,60 5,53	$137 \cdot 10^4$	4 000
E	Внешнее ядро	4 980	8,1 10,4	—	9,92 12,12	$317 \cdot 10^4$	3 000
F	Переходная зона	5 120	10,4 9,5	—	12,13 12,19	$327 \cdot 10^4$	2 700
G	Внутреннее ядро	6 370	11,2 11,3	—	12,20 12,46	$364 \cdot 10^4$	2 900

## **6. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ**

Внешняя оболочка Земли (литосфера) состоит из нескольких крупных тектонических блоков – пластин, которые называются плитами. Изучением геодинамики литосферных плит занимались многие ученые, такие как Ф. Стейси, Б. Гутенберги, Н. Л. Добрецов, Н. И. Николаев [22, 56, 73, 75]. Вот названия плит: Евразийская, Африканская, Североамериканская, Тихоокеанская, Карибская, Наска, Кокос, Южноамериканская, Скоша, Антарктическая, Индоавстралийская, Филиппинская, Аравийская. Границами плит являются области срединно-океанических хребтов, окраины островных дуг и глубоководных желобов. Каждая плита опускается на глубину более 80 км (рис. 6.1).

В результате неравномерного радиоактивного разогрева вещества мантии происходит его перераспределение из областей с высокой температурой в более холодные (из областей срединно-океанических хребтов в стороны от их осей).

Блоки литосферы, лежащие на веществе мантии, перемещаются относительно друг друга по поверхности размягчённых пород астеносферы.

В краевых частях каждой плиты, в месте их соприкосновения с другими плитами, горные породы оказываются под действием больших деформирующих (тектонических) сил, которые приводят к крупным геологическим преобразованиям: это или горообразование (результат столкновения двух плит, одинаковых по толщине и движущихся навстречу друг другу), или катастрофическое явление – землетрясение [9, 32, 66, 75, 33].

Землетрясение – колебание земной поверхности в результате подземных толчков. Что же является причиной этого явления? Рассмотрим физику этого процесса.

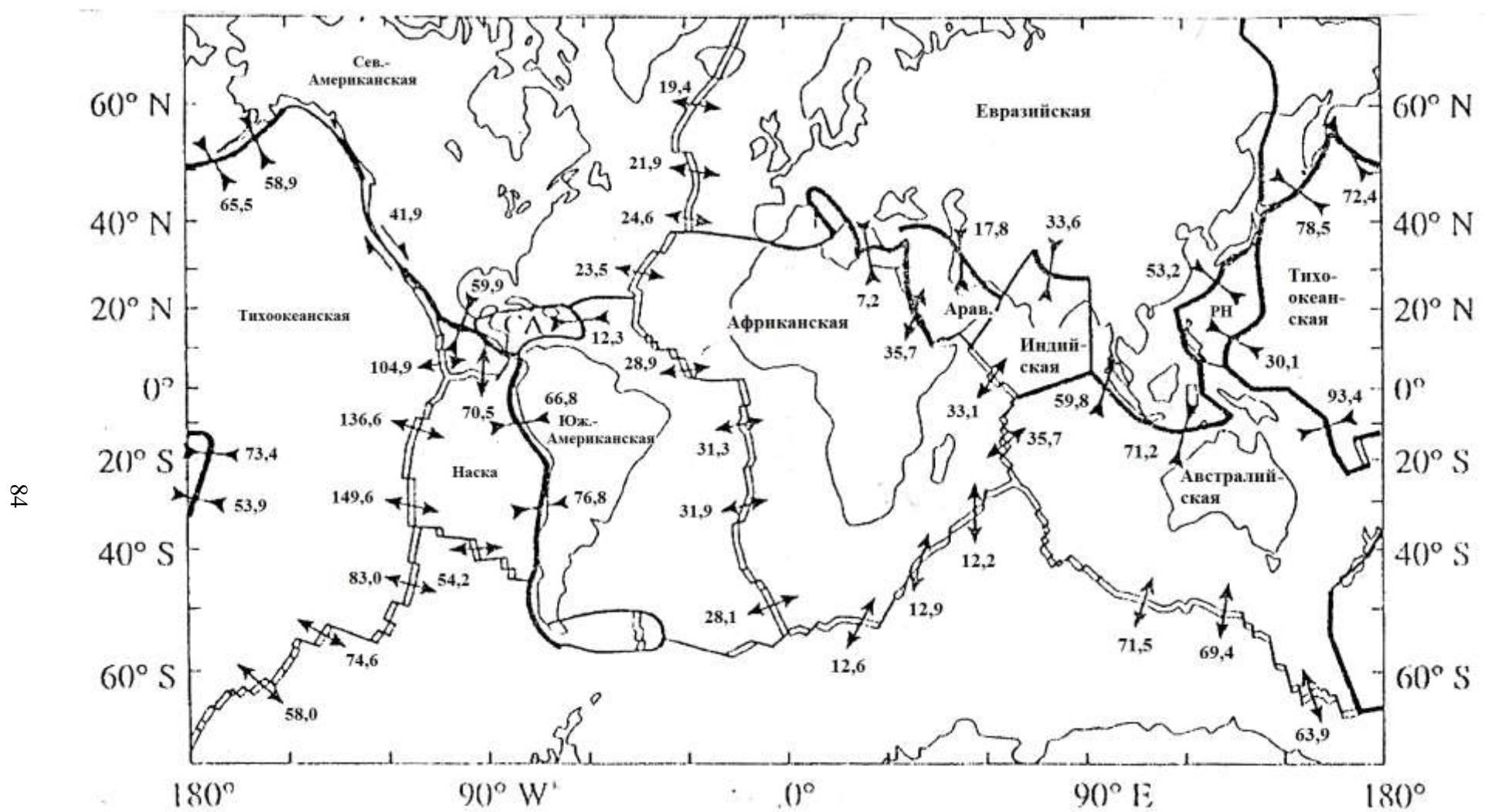


Рис. 6.1. Карта основных литосферных плит Земли. Показаны современные скорости (в мм в год) движений земной коры вблизи границ литосферных плит [76]

В результате перемещения блоков океаническая плита, имеющая меньшую толщину (около 10 км), начинает поддвигаться («подныривать») под континентальную кору. Этот процесс в геофизике называется *субдукцией*. При этом океаническая плита начинает изгибаться. Когда деформация достигает критической величины, на границе между континентальной и океанической корой происходит проскальзывание, в результате чего океаническая кора рывком возвращается в прежнее положение.

При средней скорости поддвигания 5 см в год (рис. 6.2) и периодами между землетрясениями в 100 лет, величина проскальзывания будет равна 5 м.

Вся жёсткая Тихоокеанская плита поддвигается под континентальную Евразийскую плиту.

Область, в которой происходит мгновенная разрядка тектонических напряжений, называется гипоцентром (очагом). Проекция гипоцентра на земную поверхность называется эпицентром землетрясения, а зона сильных колебаний и значительных разрушений вокруг эпицентра называется плейстосейстовой областью. Как правило, главному сейсмическому удару в очаге землетрясения предшествуют локальные толчки – *форшоки*. Сейсмические толчки, возникшие после главного удара, называются *афтершоками*.

По глубине положения гипоцентра, землетрясения принято подразделять на три группы: обычные (мелкофокусные, или нормальные) – до 70 км, промежуточные – от 70 до 300 км, глубокие – от 300 до 700 км. Наибольшая глубина очагов (около 500 км) зафиксирована вблизи Тихоокеанского побережья Азии (рис. 6.3).

Гипоцентры глубокофокусных землетрясений располагаются на некоторой плоскости, уходящей вниз, с наклоном под континент. Впервые эту зону установил и описал голландский геофизик С. В. Виссер (1936 г.). Затем в 1938 г. – японский геофизик К. Вадати, в 1946 г. – русский учёный А. Н. Заварицкий и в 1949 г. – американский сейсмолог – Х. Беньофф. В настоящее время эта область называется зоной Вадати-Беньоффа.

Для возникновения упругих волн необходимо, чтобы разрыв произошёл достаточно мгновенно, а значит, материал должен быть жёстким (хрупким).

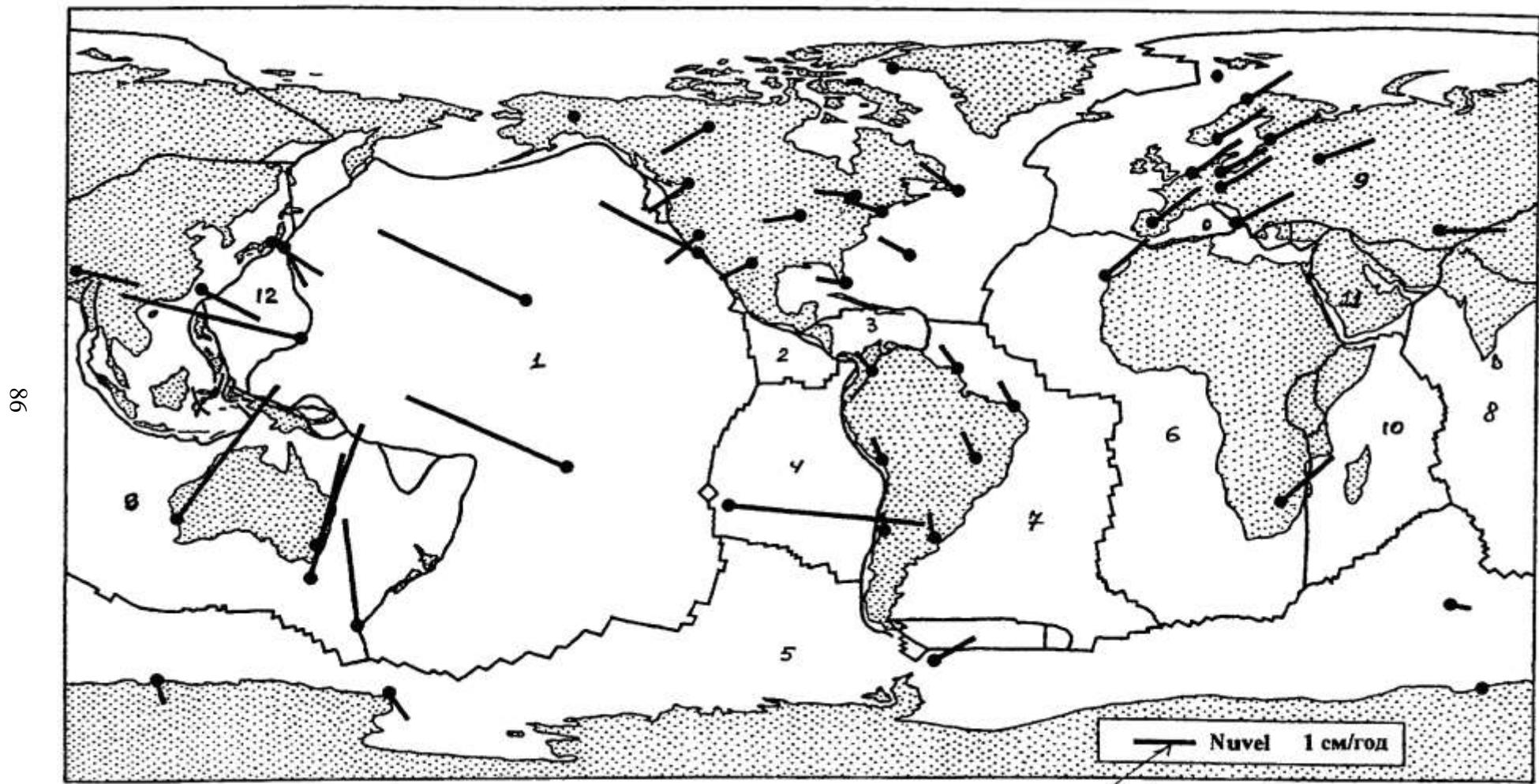


Рис. 6.2. Направление и скорости движения литосферных плит по модели Nuvel, в см в год  
 (Татевян С. К. Форма Земли по наблюдениям спутников // Земля и Вселенная. – 1998. – № 2. – С. 3–12)

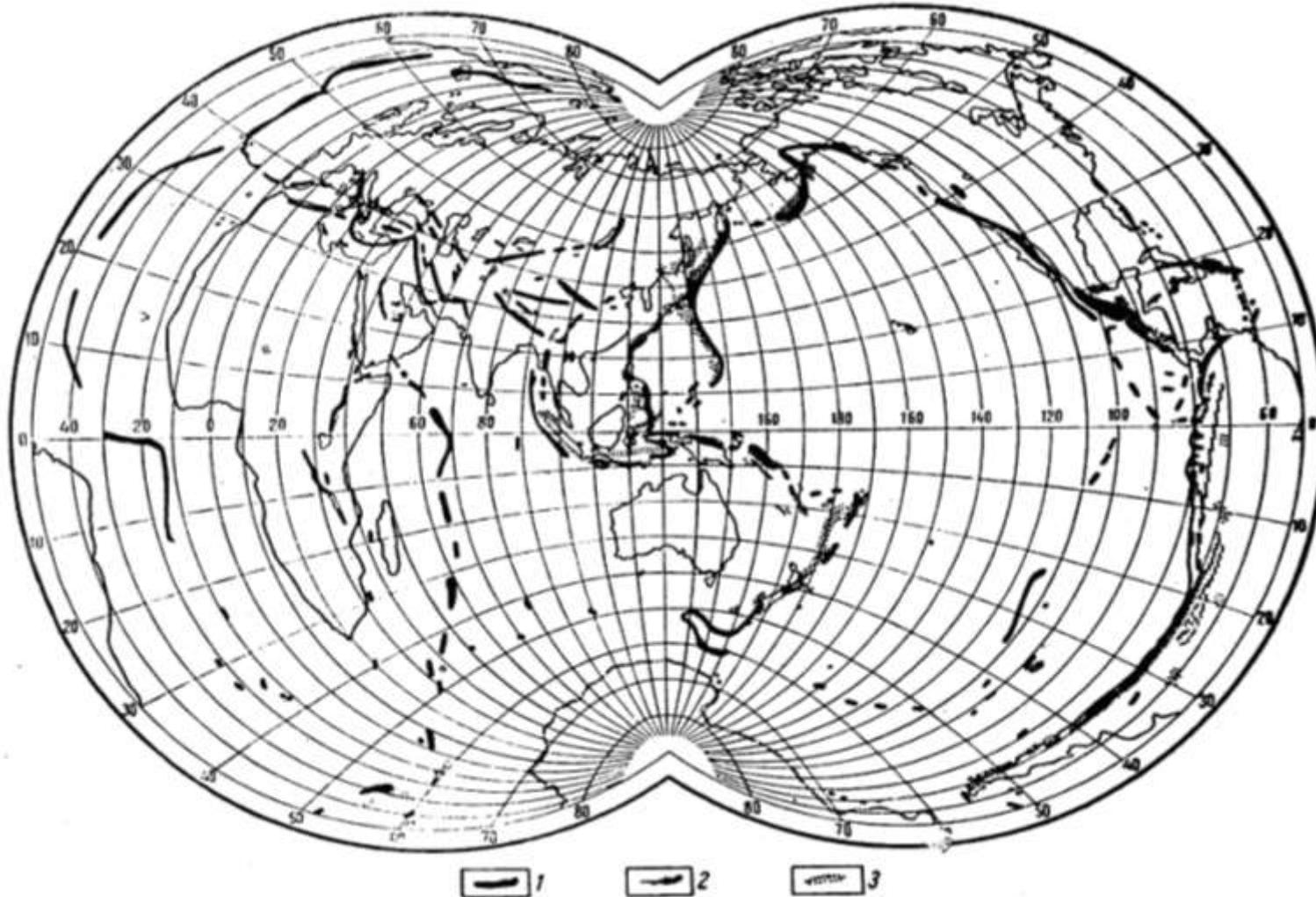


Рис. 6.3. Типы землетрясений: 1 – неглубокие; 2 – промежуточные; 3 – глубокие  
(<http://www.mygeos.com//wp-content/uploads/2010/02/144.jpg>)

На больших же глубинах вещество мантии под влиянием высокой температуры и давления находится в размягченном состоянии. То есть, хрупкости у вещества мантии нет. Чтобы хрупкость сохранялась нужно, чтобы породы быстро не нагревались.

Эта зона может оставаться достаточно холодной, если она постоянно будет снабжаться новым (холодным) материалом, в виде опускающейся литосферной плиты.

На это обстоятельство впервые специально указал в 1969 г. Д. Маккензи. Он рассчитал, что, если холодная плита толщиной 70–100 км погружается в мантию со скоростью 5–7 см в год, то средняя часть плиты может оставаться холодной до глубины 600–700 км, то есть до уровня очагов самых глубоких землетрясений.

Для классификации землетрясений по их интенсивности в очаге американский сейсмолог Ч. Рихтер предложил в 1935 г. шкалу магнитуд  $M$ .

*Магнитуда землетрясения* – условная величина, характеризующая общую энергию упругих колебаний  $E$ , вызванных землетрясением или взрывом, пропорциональна десятичному логарифму энергии землетрясения. При этом энергетический уровень самого слабого землетрясения ( $10^5$  Дж) – принимают за нуль. В 100 раз более сильному соответствует магнитуда, равная единице. Ещё в 100 раз большему (10 000 раз большему по энергии, чем нулевое) соответствует две единицы шкалы ( $M = 2$ ) и т. д.

Энергию, выделяемую при землетрясении, можно вычислить по формуле

$$E = \pi^2 \cdot \rho \cdot V \cdot \frac{a}{T}, \quad (6.1)$$

где  $V$  – скорость объёмных волн, км/с;

$\rho$  – плотность верхних слоёв Земли, г/см<sup>3</sup>;

$a$  – амплитуда смещения почвы, мм;

$T$  – период колебаний, с.

Энергия землетрясения в  $n \cdot 10^6$  раз превышает энергию, выделяемую при взрыве стандартной атомной бомбы в 100 кг ( $E = 1\ 000 \cdot 10^{11}$  Дж). Так,  $E$  Чилийского землетрясения (1960 г.) составила  $10^{18}$  Дж. За год все землетрясения «выделяют» около  $0,5 \cdot 10^{19}$  Дж энергии.

Между энергией землетрясения  $E$  и его магнитудой  $M$  существует ряд зависимостей, лучшей из которых считается формула, полученная Гутенбергом и Рихтером

$$\lg E = 9,4 + 2,14M - 0,054M^2 \quad (6.2)$$

или

$$\lg E = 9,9 + 1,9M - 0,024M^2. \quad (6.3)$$

Данная формула показывает колосальное возрастание  $E$  при увеличении магнитуды землетрясения.

Магнитуда землетрясения вычисляется по формуле Бота:

$$M = \lg \left( \frac{A}{T} \right) + f(\Delta, h) + C \quad (6.4)$$

или

$$M = \lg \left( \frac{A}{A_x} \right), \quad (6.5)$$

где  $A$  и  $A_x$  – амплитуды смещения почвы для данного и некоторого стандартного землетрясения соответственно, в микрометрах;

$T$  – преобладающий период сотрясений, в с;

$$T = \left( \frac{2\bar{R}}{V} \right) \cdot \sin \left( \frac{\Delta}{2} \right), \quad (6.6)$$

где  $\Delta$  – эпицентральное расстояние, км;

$\bar{R}$  – средний радиус Земли, км;

$h$  – глубина очага, км;

$V$  – скорость объёмных волн, км/с;

$C$  – станционная поправка, учитывающая условие установки регистрирующей аппаратуры.

Магнитуда, равная нулю, оценивает землетрясение с максимальной амплитудой  $A = 1$  мм на эпицентральном расстоянии в 100 км. При магнитуде 5 отмечаются небольшие разрушения зданий. Землетрясения с  $M > 7,5$  называются сильнейшими (великими), все они мелкофокусные и чаще всего возникают в Циркумтихоокеанском сейсмическом поясе.

Самые сильные (опустошительные) из регистрируемых землетрясений достигают величины 8,5–8,9 единиц по шкале Рихтера.

По шкале магнитуд Рихтера возрастанию магнитуды на единицу соответствует 30-кратное увеличение сейсмической энергии ( $E$ ). Сейсмическая энергия, выделяемая при землетрясении с  $M = 8$ , составляет  $1 \cdot 10^{18}$  Дж, что равно энергии, выделенной при взрыве 10 000 атомных бомб, подобных сброшенной на Хиросиму. Взрыв Хиросимской бомбы был эквивалентен землетрясению с магнитудой  $M = 6$ . При этом высвободилось  $10^{14}$  Дж энергии. При последнем землетрясении в Японии (2010 г.) с  $M = 9$  выделилась энергия  $10^{20}$  Дж, что эквивалентно энергии выделенной при взрыве миллиона «хиросимских» бомб.

Магнитуда землетрясений не зависит ни от глубины очага под земной поверхностью, ни от расстояния до пункта наблюдения. Она характеризует количество упругой энергии колебаний, выделяемой во все стороны очагом, то есть общую энергию землетрясения в гипоцентре.

Для сравнения силы сотрясений на поверхности Земли было предложено несколько шкал, по которым интенсивность сотрясений оценивается полуколичественным способом в баллах. Так, в странах Латинской Америки принята 10-балльная шкала Росси-Фореля (1883 г.), в Японии – 7-балльная шкала. В нашей стране применяется международная шкала MSK-64 (по начальным буквам фамилий её создателей С. В. Медведева, В. Шпонхайера, В. Карника и году её принятия) – ГОСТ 6249–52, восходящая к шкале Меркали-Канкали (1902 г.).

По шкале MSK-64 землетрясения, по интенсивности их проявления на поверхности, подразделяются на 12 баллов (I–XII).

I–IV балла – слабые: при III-балльном землетрясении земные колебания отмечаются немногими людьми и только в помещении.

V–VII баллов – сильные: при V баллах – качаются висячие предметы. Ощущаются всеми людьми толчки в помещениях. При VI баллах – появляются повреждения в зданиях.

VIII–XII баллов – сильнейшие: при VIII баллах серьёзные повреждения в зданиях с обрушениями. Люди впадают в состояние испуга и паники. При X баллах наступает всеобщее разрушение зданий и нарушение поверхности почвы.

Интенсивность землетрясения в баллах оценивается по формуле:

$$J = 6 \cdot \lg a + 0,52, \quad (6.7)$$

где  $J$  – интенсивность землетрясения, в баллах;

$a$  – ускорение движения почвы, в  $\text{см}/\text{с}^2$ .

Сейсмическая активность районов земного шара отображается на сейсмокартах. Линии на карте сейсмичности, соединяющие точки (пункты) с одинаковой интенсивностью колебания, называются *изосейстами* (рис. 6.6).

На рис. 6.4 и 6.5 представлены схемы изосейст интенсивности землетрясений, ощущавшихся в Москве и на Сахалине.

Шкала магнитуд  $M$  и шкала интенсивностей  $J$  в баллах не зависимы. Они описывают разные стороны проявления землетрясений.

Шкала  $J$  даёт оценки качественного характера – силу разрушений на поверхности Земли, а шкала  $M$  – количественную характеристику землетрясения – его общую энергию в очаге.

И тем не менее, мы часто слышим и по радио, и по телевидению, что произошло землетрясение «6 баллов по шкале Рихтера». Эта грубейшая ошибка – результат непонимания физики процесса – часто встречается и в научной литературе. Так, например, в работе В. Л. Пантелеева «Физика Земли и планет» – курс лекций, читаемый им в МГУ имени М. В. Ломоносова, в разделе 2.6 «Землетрясения» читаем: «...По интенсивности землетрясения оцениваются по 12-балльной шкале Рихтера». На следующей странице: «...Магнитуда землетрясения ... равна 8,4 балла».

Ещё больше этих ляпсусов в работе В. И Трухина «Общая и экологическая геофизика», изданной Физматлитом в 2005 г., в Москве. В главе 2 «Землетрясения и сейсмология» на с. 23 написано: «В Ташкенте 25 апреля 1966 г. произошло землетрясение ... 5,3 балла по шкале Рихтера». Дальше, – «в Армении 7 декабря 1988 г. произошло землетрясение ... 7 баллов по Рихтеру». На с. 24: «...в Мехико ... новое землетрясение интенсивностью 5,7 баллов по Рихтеру». На с. 25: «Максимум землетрясения наблюдается в городах Баме (9 баллов по шкале Рихтера) и Баравате – 8 баллов».

В книге Б. С. Каррыева «Вот пришло землетрясение...» на с. 33 читаем: «...при Тянь-Шаньском землетрясении... силой почти 8 баллов по шкале Рихтера...».

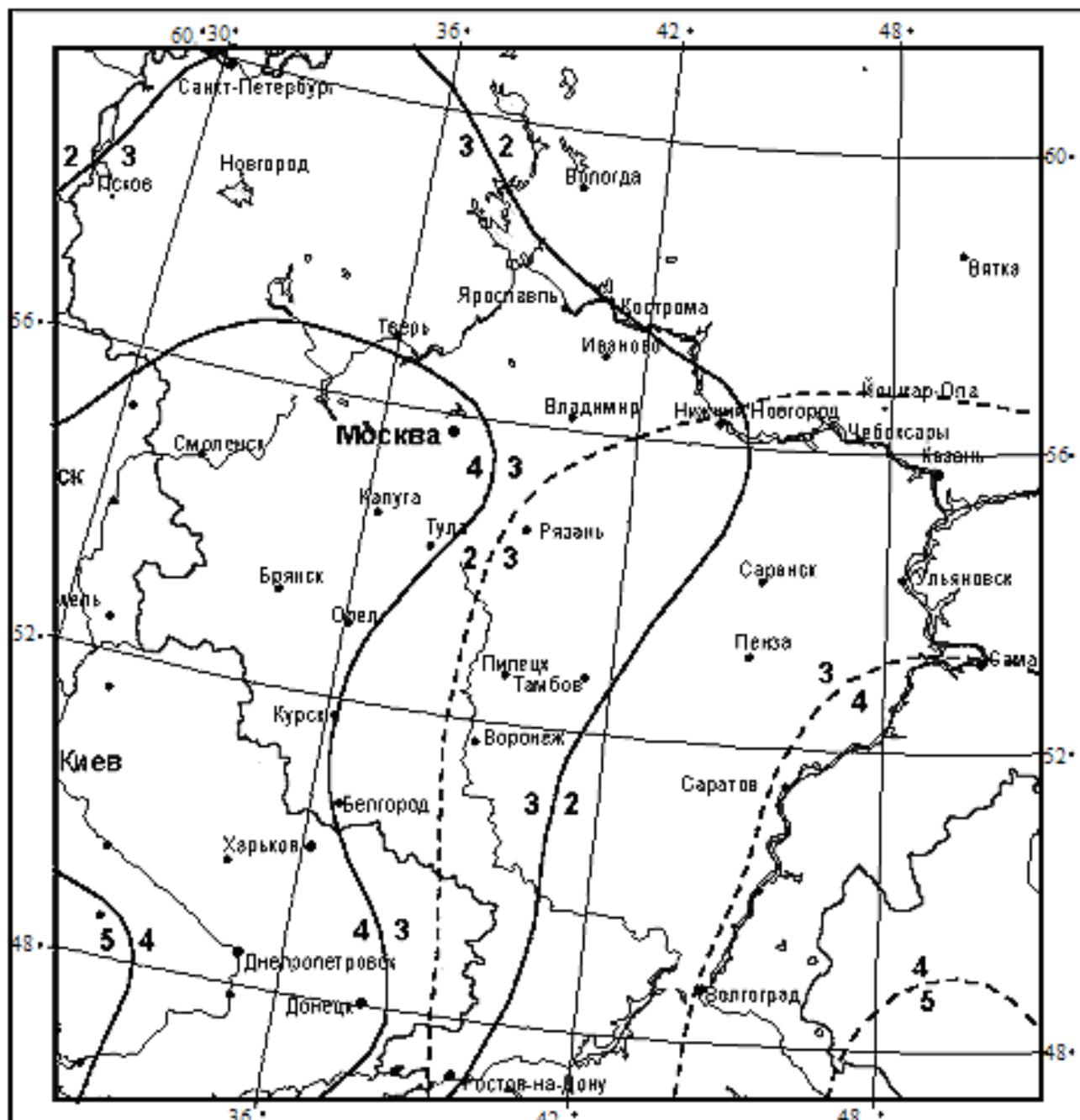


Рис. 6.4. Схема изосейст удаленных землетрясений, ощущавшихся в Москве в 1977 г. и в 1990 г.

(составил В. И. Уломов по данным И. А. Ананьина, Г. П. Гопинского и других авторов):

$\frac{3}{4}$  – изосейсты Красноводского землетрясения 1895 г. с магнитудой  $M = 8,0$  в западной Туркмении;

$\frac{4}{5}$  – изосейсты Карпатского землетрясения 1977 г. с  $M = 6,9$  на территории Румынии (цифрами указана сейсмическая интенсивность в баллах шкалы MSK-64; аналогичные землетрясения в той же очаговой зоне произошли в 1940 г. с  $M = 7,4$ , 1986 г. с  $M = 6,8$  и в 1990 г. с  $M = 6,7$ )

Автор надеется, что студенты не будут допускать таких ошибок и, при необходимости, смогут разъяснить любому человеку, в чём его заблуждение.

При одной и той же магнитуде, но при разных глубинах очага будут разные интенсивности землетрясения.

Впервые уравнение, связывающее интенсивность землетрясения с его магнитудой, было получено Б. Гутенбергом и К. Рихтером для калифорнийских землетрясений с глубиной очага около 20 км:

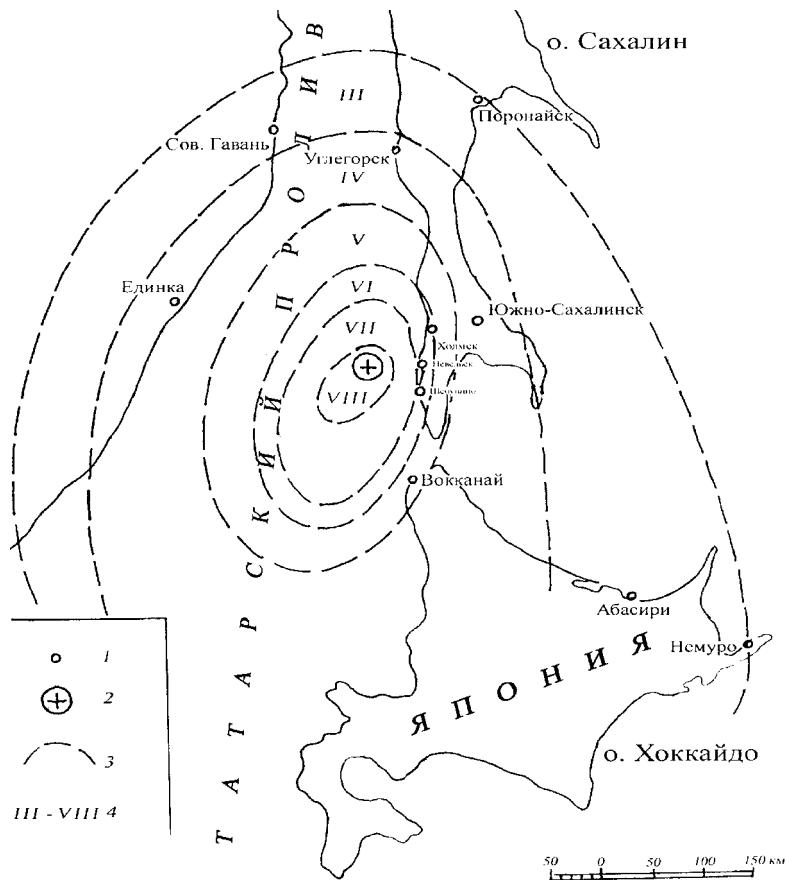


Рис. 6.5. Схема изосейст интенсивности Сахалинского землетрясения (1979 г. в баллах):  
 1 – населенные пункты; 2 – эпицентр землетрясения;  
 3 – изосейсты; 4 – интенсивность землетрясения

$$J = 1,7M - 2,1. \quad (6.8)$$

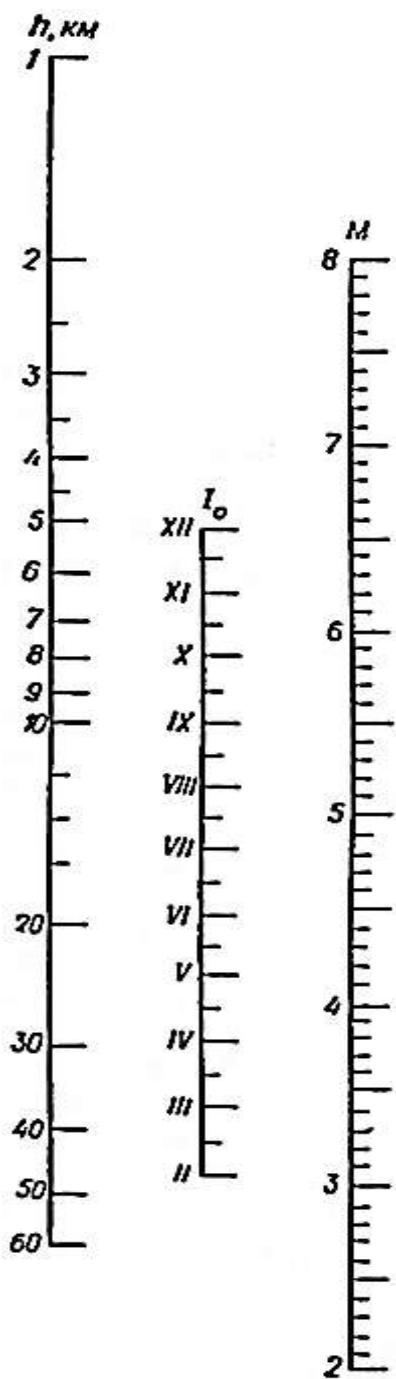
Для неглубоких землетрясений существует корреляционная зависимость между  $M$  и  $J$  вида:

$$M = 0,67 \cdot J_{\max} + 1,7 \lg h - 1,4. \quad (6.9)$$

Н. В. Шебалин получил уравнение регрессии вида:

$$J = 1,5M - 3,5 \lg h + 3. \quad (6.10)$$

Он же рассчитал таблицу и составил номограмму, с помощью которой по известной интенсивности  $J$  и глубине очага  $h$  можно определить магнитуду землетрясения  $M$ . Номограмма и таблица представлены на рис. 6.6.



Соотношение между  $J$ ,  $h$ ,  $M$

$M$ $h$ , км	5	6	7	8	
10	7	8–9	10	11–12	
20	6	7–8	9	10–11	
40	5	6–7	8	9–10	
80	4 – 5	6	7–8	9	
150	3 – 4	5	6–7	8	
300	–	4	5–6	7	
600	–	–	4–5	6	

Рис. 6.6. Номограмма и таблица соотношения между магнитудой  $M$ , интенсивностью  $J$  и глубиной очага землетрясения  $H$  по Шебалину [57]

Более сложное уравнение связи между  $J$  и  $M$  и глубиной очага  $h$  имеет вид

$$J = a \cdot M - b \cdot \log h + c, \quad (6.11)$$

где  $a$ ,  $b$  и  $c$  – коэффициенты, определяемые эмпирически для конкретного района землетрясения.

## 6.1. Виды землетрясений

Все землетрясения на земном шаре подразделяются на тектонические, вулканические, обвальные и техногенные (табл. 6.1).

Таблица 6.1  
Типы и характеристика землетрясений

Тип землетрясений	Процент от общего числа, %	Диапазон магнитуд по шкале Рихтера
1. Тектонические	около 95	до 9
2. Вулканические	до 5	до 8
3. Обвальные (денудационные)	менее 1	не более 5
4. Техногенные (антропогенные)	менее 0,1	известны до 5

Большая часть всех известных землетрясений относится к *тектоническим*. Они связаны с движением литосферных плит, перемещающихся под действием конвекционных течений вещества в верхней мантии. При этом одни плиты движутся навстречу друг другу, другие расходятся в стороны, то есть скользят относительно друг друга в противоположных направлениях.

В месте соприкосновения плит накапливаются тектонические напряжения, разрядка которых приводит или к горообразованию, или к землетрясениям.

Высокотемпературная магма и раскалённые газы в недрах Земли давят на её верхние слои, что приводит к растрескиванию горных пород, которое сопровождается «вулканическим дрожанием» и выбросами огромного количества пара и газов, что вызывает сейсмические и акустические колебания – *вулканические землетрясения*. Признаками этих землетрясений является совпадение его очага с местом нахождения вулкана и не очень большая магнитуда.

*Техногенные* (искусственные) или *антропогенные* землетрясения связаны с воздействием человека на природу, например, проведением подземных ядерных взрывов.

Так, взрыв атомной бомбы, сброшенной на Хиросиму, вызвал землетрясение с магнитудой около 6 единиц по шкале Рихтера.

Магнитуду землетрясения, вызванного ядерным взрывом, можно рас-  
считать по формуле:

$$M = 3,65 + \lg Q, \quad (6.12)$$

где  $Q$  – заряд в килотоннах.

Самая мощная атомная бомба, которая испытывалась в СССР, имела эквивалентный заряд 57 мегатонн. Магнитуда землетрясения, вызванного этим взрывом, составила 8,4 единиц по шкале Рихтера.

Если взорвать накопленные к настоящему времени ядерные заряды на земном шаре (более  $5 \cdot 10^{10}$  т), то это будет эквивалентно небывалому землетрясению с магнитудой более 11,3 [78, с. 49].

«Рукотворные моря» – крупные водохранилища своим весом воды давят на нижележащие слои, повышая гидростатическое давление и создавая напряжения в горных породах, разрядка которых приводит к *техногенным землетрясениям*. Вероятность их зависит напрямую от высоты плотины. Так для плотин, высотой 10 м наведённую сейсмичность вызвали из них только 0,63 %, высотой более 90 м – 10 %, а для плотин высотой более 140 м – уже 21 %. Так в Индии, в районе плотины Койна высотой 103 м 11 декабря 1967 г. произошло землетрясение с магнитудой 6,4. Оно было вызвано заполнением водохранилища.

При добыче углеводородного сырья, угля и других полезных ископаемых из недр Земли образуются большие пустоты. При вымывании подземными водами известковых пород образуются карсты (пещеры). Под давлением вышележащих пород эти пустоты обрушаются, вызывая *обвальные землетрясения*. Подобные землетрясения называют ещё *денудационными*. Сейсмические колебания могут возникать при обвалах на склонах гор. Чем больше масса обвалившихся пород и высота обвала, тем сильнее сейсмический эффект. В 1974 г. в Перуанских Андах с высоты 2 км обрушилось почти полтора миллиарда кубометров породы. Энергия удара оказалась эквивалентной землетрясению с магнитудой более 5 единиц.

Причиной землетрясений могут быть и падения на Землю крупных метеоритов и болидов.

## 6.2. География землетрясений

Большинство землетрясений на земном шаре связано с зонами, где плиты или сталкиваются друг с другом, или расходятся, образуя либо горные массивы, либо наращивание новой океанической коры соответственно.

К высокосейсмичным районам относятся окраины Тихого океана (так называемый Тихоокеанский сейсмический пояс), где океанические плиты погружаются под континентальные (рис. 6.7).

Вторым поясом называют Средиземнотрансазиатский (по другим источникам – Альпийско-Гималайский) пояс. Он простирается от Срединно-Атлантического хребта через пролив Гибралтар, Альпы, Балканы, Кавказ, Иран, Гималаи и далее в Бирму.

Этот пояс возник около 13 миллионов лет назад в результате столкновения Африкано-Аравийской и Индостанской плит – с одной стороны и Евразийской – с другой.

Третий сейсмический пояс – Атлантоарктический. Он включает Срединно-Атлантический подводный хребет, Исландию, остров Ян-Майен и подводный хребет Ломоносова в Арктике.

Тектонические землетрясения происходят так же во внутренних областях Африки (Красное море, озёра Танганьика и Ньюса) и Азии (озёра Байкал и Иссык-Куль). В районе Газли на Туранской плите в Кызыл-Кумах.

В пределах Евразии сейсмически активные зоны находятся в Восточных Карпатах, в горах Крыма, Кавказа, Тянь-Шаня, Памира, Алтая, в Байкальской рифтовой зоне и особенно на Камчатке, Сахалине и Курильских островах.

В 2003 г. 27 сентября в 11<sup>h</sup> 33<sup>m</sup> 23,3<sup>s</sup> по Всемирному времени (UT) в Горном Алтае произошло Чуйское землетрясение с магнитудой 7,5 единиц по шкале Рихтера. Координаты его эпицентра 50° с. ш. и 88° 07' в. д. Толчки ощущались в крупных городах Алтайского края, Кемеровской и Новосибирской областей и в Восточном Казахстане. Всего в пределах зоны активизации произошло более 2 000 толчков разной силы.

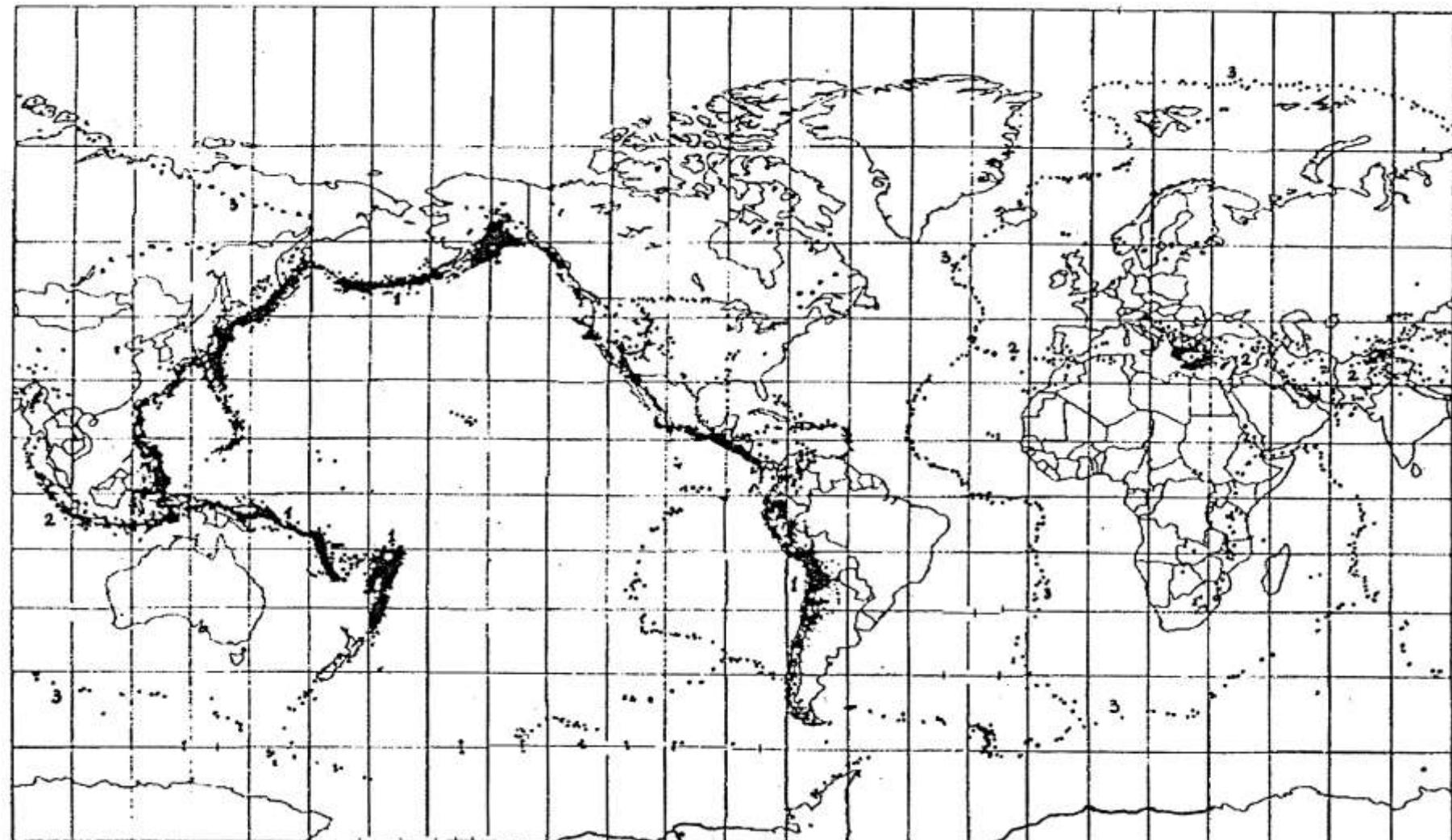


Рис. 6.7. География землетрясений (чёрные точки) и сейсмические пояса:  
1 – Тихоокеанский; 2 – Средиземнотрансазиатский; 3 – Атлантикоарктический  
([http://popular.geo.web.ru/mateials/library/yakush\\_16\\_4.jpg](http://popular.geo.web.ru/mateials/library/yakush_16_4.jpg))

Сейсмические пояса представлены на рис. 6.7, а в табл. 6.2 приведены самые разрушительные землетрясения, произошедшие в мире до 1963 г. [33] (после 1963 г. таблица дополнена автором).

*Таблица 6.2*

**Самые разрушительные землетрясения мира**

№ п/п	Дата	Место	$M$ , ед. магни- туд	Жертвы, тыс. чел.	Комментарий
1	21.05.525	Антиохия (Византия)	8,0	250,0	Сейчас в Турции. Сведения: Прокопий Кесарийский и Иоанн Эфесский
2	22.12.856	Дамган, Иран		200,0	Гипоцентр под г. Дамган, столицей государства
3	23.03.893	Ардебиль, Иран		150,0	—
4	11.10.1138	Алеппо, Сирия	8,5	230,0	Первые данные о количестве жертв появились в XVв. Алеп- по расположен в северной час- ти разлома между Африканской и Аравийской плитами (Красное море)
5	30.09.1139	Гяндж, Азербайджан	—	230,0	Силой в 11 баллов MSK-64
6	27.09.1290	Чихли, Китай	6,8	80,0	Почти 100 000 погибших
7	1456	Неаполь	—	30,0	—
8	23.01.1556	Шэньси, Китай	8,0	830,0	По другим данным: $M = 8,1$ ; 850 000 чел.
9	11.1667	Шемаха, Кавказ	—	77,0	—
10	11.01.1693	Сицилия	—	60–100	—
11	31.12.1703	Эдо, Япония	—	108,8	Основной урон вызван цунами
12	28.10.1707	Япония	8,6	5,0	—
13	1716	Алжир	—	20,0	—
14	18.11.1727	Табриз, Иран	—	70,0	—
15	08.07.1730	Вальпараисо, Чили	8,7-9,0	3,0	—
16	11.10.1737	Калькутта, Индия		300,0	—
17	28.10.1746	Перу	8,4	15-20	г. Лима и Кальяо разрушены
18	01.11.1755	Лиссабон, Португалия	8,7	70,0	Город разрушен полностью, по- гибло от 60 000 до 100 000 чел.
19	1759	Баальбек	—	20,0	—
20	1783-1786	Калабрия, Италия	—	60,0	—
21	1812	Венесуэла	—		—
22	1819	Кач, Индия	—	1,8	—
23	25.11.1833	Суматра, Индонезия	8,8-9,2		—
24	28.07.1883	Искья, Италия	—	2, 3	—
25	12.07.1889	Чиликское	8,3		43°12' с. ш. 78°42' в. д. Террито- рия Казахстана; глубина очага – 40 км

Продолжение табл. 6.2

№ п/п	Дата	Место	M, ед. магни- туд	Жертвы, тыс. чел.	Комментарий
26	28.10.1891	Мино-Овари, Япония		7,3	—
27	12.04.1897	Ассам, Индия	8,7	1,5	—
28	12.06.1897	Ассамское	8,1	1, 5	Индия; гипоцентр на глубине 32 км; смещения поверхности: вертикальные до 16 м, по горизонтали до 110 км
29	13.02.1902	Шемахинское	6,9	3,0	Территория современного Азербайджана
30	04.04.1905	Кангара, Индия	8,6	19,0	—
31	23.07.1905	49° с. ш. 98° в. д.	8,7		—
32	17.03.1906	Тайвань		1 ,3	—
33	18.04.1906	Сан-Франциско	8,3	0,7	США; погибло 1 500 чел.; $M = 7,8$
34	28.12.1908	Мессинское	7,5–8,3	8–123	Погибло 200 000 чел. г. Мессина (Сицилия) – разрушен
35	04.01.1911	Верный	9,0		Алма-Ата, Казахстан
36	03.01.1911	Тянь-Шань	8,7		Интенсивность 11–12 баллов
37	13.01.1915	Авеццано, Италия		30,0	—
38	16.12.1920	Ганьсу, Китай	8,6	180,0	По другим данным, от 100 000 до 240 000 чел.
39	01.09.1923	Кванто, Япония	8,2	140,0	—
40	07.03.1927	Танго, Япония	7,9	3,0	—
41	22.05.1927	Кхининг, Китай	8,3	200,0	—
42	25.12.1932	Гансю, Китай	7,6	66,0	70 000 чел.
43	03.03.1933	Санрику	8,9	3,0	
44	31.05.1935	Кветта, Булуджистан	8,4	30,0	Индия
45	25.01.1939	Консепсьон, Чили	8,3	25,0	Горы Кордильеры – 10 000 чел.
46	26.12.1939	Эрзинджан, Турция	7,9	32,0	Внутренний Тавр 25 000 чел.; 6.10.39 – 32 000 чел.
47	1939	Китай	8,3	28,0	—
48	10.11.1940	Карпаты, Румыния		1,0	—
49	10.11.1943	Тоттори, Япония	7,4	1 ,4	—
50	15.01.1944	Сан-Хуан		5,0	Аргентина
51	10.11.1946	Анкаш, Перу	7,4	1, 5	—
52	28.06.1948	Фукуи, Япония	7,3	5, 3	—
53	06.10.1948	Ашхабадское	7,3	176,0	Туркмения, Иран. В эпицентре 9–10 баллов. Гипоцентр на глубине 10–12 км
54	10.07.1949	Хайтское	7,4	30,0	«Секретное». В 200 км от Душанбе. 9,0–10 баллов. Энергия землетрясения соответствовала энергии взрыва водородной бомбы в 40 Мгтонн
55	05.08.1949	Амбато, Эквадор	6,75	6,0	—
56	15.08.1950	Ассам, Индия	8,7	1, 5	Гималаи

Продолжение табл. 6.2

№ п/п	Дата	Место	М, ед. магни- туд	Жертвы, тыс. чел.	Комментарий
57	06.05.1951	Сан-Сальвадор		4,0	—
58	04.03.1952	Токайти, Япония	8,3	0,6	—
59	04.11.1952	Камчатка и Курилы	9,0	75,0	Очаг на глубине 20 км. Цунами ( $H = 18$ м) уничтожило г. Северо-Курильск. Погиб состав 6 дивизий
60	09.08.1953	Ионические о-ва	7,0	0,5	—
61	09.09.1954	Орлеанвиль	6,7	1,3	—
62	04.12.1957	Гоби-Алтайское	8,6	20 чел.	$J$ в эпицентре 11 балл., в Забайкалье – 9 балл. (по шк. MSK-64)
63	13.12.1957	Курдистан	7,25	2,0	—
64	24.04.1960	Лар, Иран	6,75	1,0	—
65	22.05.1960	Великое Чилийское (Вальдивское)	9,5	5–10	Первое сильнейшее в истории наблюдений; глубина очага 33 км. Основные жертвы от цунами
66	29.02.1960	Агадир, Марокко	5,8	10,0	15 000
67	26.07.1963	Скопье, Югославия	6,3	1,1	Ныне столица Македонии. Сила 9,2 балл., погибло 2 000 чел.
68	27.03.1964	Великое Аляскинское	9,1–9,2	131 чел.	США; гипоцентр на глубине 20 км, второе сильнейшее в истории наблюдения
69	26.04.1966	Ташкент	5,3	8 чел.	Узбекистан; очаг – 3–8 км; сила – 8–9 балл. по шкале MSK-64
70	31.05.1970	Перу	7,8	100,0	—
71	02.1971	Лос-Анджелес	6,6	59 чел.	Калифорния, США
72	1972	Манагуа		5,0	Никарагуа
73	28.07.1976	Таншань, Китай	8,2	242,4	Провинция Хэбэй; гипоцентр на глубине 22 км; 800 000; > 655 000 – по неофиц. данным
74	04.02.1976	Гватемала	—	23,0	—
75	17.05.1976	Газли, Узбекистан	7,3		$G = 20$ –25 км, $J = 9$ –10,
76	1976	Филиппины		8,0	—
77	1978	Иран	7,7	25,0	—
78	10.10.1980	Аль-Аснам, Алжир	7,5	17–25	—
79	1981	Сицилия	7,2	4,8	Начало извержения вулкана Этна
80	1983	Турция	—	3,5	—
81	20.03.1984	Газли	7,2	—	Узбекистан; В результате бесконтрольной разработки газового месторождения, создавшего дополнит. напряжения в земной коре
82	18.09.1985	Мехико	8,1	5,5	Мексика; по другим данным $M = 8,2$ , погибших 7 500 чел.

Окончание табл. 6.2

№ п/п	Дата	Место	М, ед. магни- туд	Жертвы, тыс. чел.	Комментарий
83	07.12.1988	Спитакское	7,2	25,0	Армения. $J = 7\text{--}10$ балл.
84	17.01.1995	Кобе, Япония	7,3	6, 4	Одно из крупнейших землетрясений в Японии
85	28.05.1995	Нефтеюганск	7,6	2,0	Сахалин. $J = 7\text{--}9$ балл.
86	17.08.1999	Измитское, Турция	7,6	17,2	$G = 17$ км; $M = 7,8$ ; погибло 21 000 чел.
87	27.09.2003	Горный Алтай	7,5	—	$G = 10$ км; в Новосибирске $J = 4$ балл.
88	26.12.2004	Индийский океан	9,3	230,2	К северу от Суматры, Индонезия. В результате столкновения Карибской и Северо-Американской плит. Основной урон от цунами около 300 тыс. чел.
89	28.03.2005	Суматра, Индонезия	8,6–8,7	1,3	—
90	08.10.2005	Пакистан	7,6	73,0	> 100 000 чел.
91	27.05.2006	О. Ява, Индонезия	6,2	6,6	
92	15.08.2007	Перу	7,7	0,5	$G = 18$ км, $J = 8$ балл. по шкале MSK-64
93	12.05.2008	Сычуаньское, Китай	7,9	69,2	$G = 19$ км; $M = 8,0$ ; погибло 90 000 чел.
94	12.01.2010	Порт-о-Пренс, Гаити	7	212,0	220 000 чел.
95	27.02.2010	Чили	8,8	0,5	—
96	11.03.2011	Сендай, Япония	9,0–9,1	15, 7	$G = 32$ км ниже уровня моря в Тихом океане
97	23.10.2011	Ван, Турция	7,1	0,6	—
98	21.04.2013	Сычуань, Китай	7,0	0,2	$G = 12$ км
99	22.07.2013	Ганьсу, Китай	6,6	75 чел.	—
100	25.09.2013	Пакистан, Белуджистан	7,7	825 чел	$G = 23$ км. В результате подъёма морского дна образовался остров в Аравийском море
101	01.04.2014	Чили	8,2	6 чел.	$G = 10$ км под дном океана

В таблице приняты следующие обозначения:  $M$  – магнитуда землетрясения по шкале Рихтера,  $G$  – глубина очага землетрясения,  $J$  – интенсивность землетрясения в баллах по шкале MSK-64. В графе «Комментарии» приведены дополнительные сведения из других источников.

### **6.3. Предвестники землетрясения**

Наиболее надёжными и важными признаками прогноза землетрясений являются следующие:

1. Статистические (сейсмические).
2. Геодезические.
3. Гидрологические.
4. Геохимические.
5. Биологические (поведение животных).

Статистические, или сейсмические методы основаны на анализе сейсмологической истории района: положение очагов землетрясения, данные о числе, размерах и частоте повторения подземных толчков, характере группировки слабых землетрясений, предваряющих основной сейсмический удар, – форшоков, направление и скорость перемещения очагов.

Если известна частота, с которой землетрясения происходили в прошлом, то можно предсказать вероятность следующего сейсмического события. Средняя длительность сейсмического цикла между сильнейшими землетрясениями с магнитудой 7,75 около 40–60 лет.

О готовящемся землетрясении свидетельствует увеличение скорости горизонтальных движений блоков литосферы (тектонических плит) и вертикальных смещений точек земной поверхности. Перед некоторыми землетрясениями земная поверхность быстро (со скоростью несколько миллиметров в год) поднималась, затем, перед землетрясением, движение прекращалось. Эти выводы делаются на основе результатов повторных высокоточных геодезических измерений: нивелирование и спутниковое позиционирование – на суше и с помощью метеографов – на море.

О предстоящем землетрясении «говорят» наклоны земной поверхности, фиксируемые наклономерами в сейсмически активном районе.

О величине напряжений в горных породах судят по уменьшению скорости продольных волн до 10 %; а затем, перед землетрясением, её возврат к нормальному значению свидетельствует об изменении свойств горных пород при накоплении напряжений в них.

Перед землетрясением резко возрастает скорость *деформации горных пород*. О величине деформации судят по относительному смещению точек

на земной поверхности, регистрируемому с помощью высокочувствительных приборов – деформографов.

В большинстве районов перед землетрясением наблюдаются *вариации магнитного поля*, которые являются следствием движения блоков земной коры и деформаций горных пород.

*Изменения электрического сопротивления в толще горных пород* также могут быть связаны с землетрясениями. Об этом свидетельствуют результаты опытов, проведённых сейсмологами геологической службы США.

*Уровень воды в скважинах и колодцах* изменяется, по-видимому, из-за различного напряжения в горных породах.

В период сейсмической активности отмечается *изменение температурного режима приповерхностных слоёв Земли*, которое фиксируется инфракрасной съёмкой со спутников.

После Алтайского землетрясения (2003 г.), по свидетельству местных жителей, было отмечено повышение температуры воды в колодцах.

Перед землетрясениями наблюдается *изменение химического и изотопного состава подземных вод и газов*.

Десятилетние наблюдения за количеством радона, растворённого в воде глубоких скважин, зафиксировали *рост количества радона в подземных водах* в районе Ташкента. А перед самим землетрясением (в 1960 г.) с магнитудой 5,3 отметилось резкое падение количества радона в воде.

И последним предвестником землетрясений является необычное поведение животных: жутко воют, лают и рычат собаки, из домов убегают кошки.

Представляются разные объяснения: или органы слуха животных более совершенны и они слышат и улавливают ультразвуковые сигналы перед толчками, или их организм реагирует на незначительные изменения барометрического давления либо на слабые изменения местного электромагнитного поля. Возможно, животные воспринимают слабые продольные волны, в то время как человек ощущает только поперечные. Но в любом случае об этих фактах узнают зачастую после землетрясения.

## 6.4. Прогнозирование землетрясений

Проблема прогноза землетрясений интересовала человечество многие века. Но и в настоящее время она далека от своего решения. Тем не менее, возможность точного предсказания настолько заманчива, что сегодня сотни учёных, в основном в США, Японии, Китае и России, заняты исследованиями по прогнозу землетрясений [80, 5, с. 22–33].

Под прогнозом понимают предсказание места и времени возникновения будущих землетрясений с указанием их возможной силы и характера проявления на поверхности Земли (рис. 6.8).

Различают долгосрочный, среднесрочный и краткосрочный прогноз.

*Долгосрочный прогноз* основывается на наблюдениях за изменением режима землетрясений – их периодичности, за изменениями напряжённого состояния вещества литосферы. Долгосрочный прогноз даёт информацию о подготовке землетрясения в интервале от нескольких месяцев до нескольких лет.

На рис. 6.8 представлена карта сейсмической опасности на территории России для использования при гражданском и промышленном строительстве.

*Среднесрочный прогноз* даёт возможность получить предупреждение о сейсмическом событии за недели-месяцы. Он обладает практической конкретностью и основывается на результатах наблюдений за геофизическими полями, за изменениями наклонов земной поверхности, режимных наблюдениях над дебитом и химическим составом водных источников и глубоких водяных, нефтяных и газовых скважин. На основе установленных эмпирических связей между параметрами предвестников и землетрясениями определяется место и магнитуда ожидаемого землетрясения.

*Краткосрочный прогноз* – прогноз с заблаговременностью в несколько часов или дней. Здесь сохраняют силу почти все методы, описанные выше, но особое внимание уделяют активизации процесса изменения напряженно-деформированного состояния горных пород.

К надёжности краткосрочного прогноза ввиду его большого социального значения должны предъявляться самые строгие требования. Особен-но высока ответственность учёных и должностных лиц при объявлении «сейсмической тревоги».

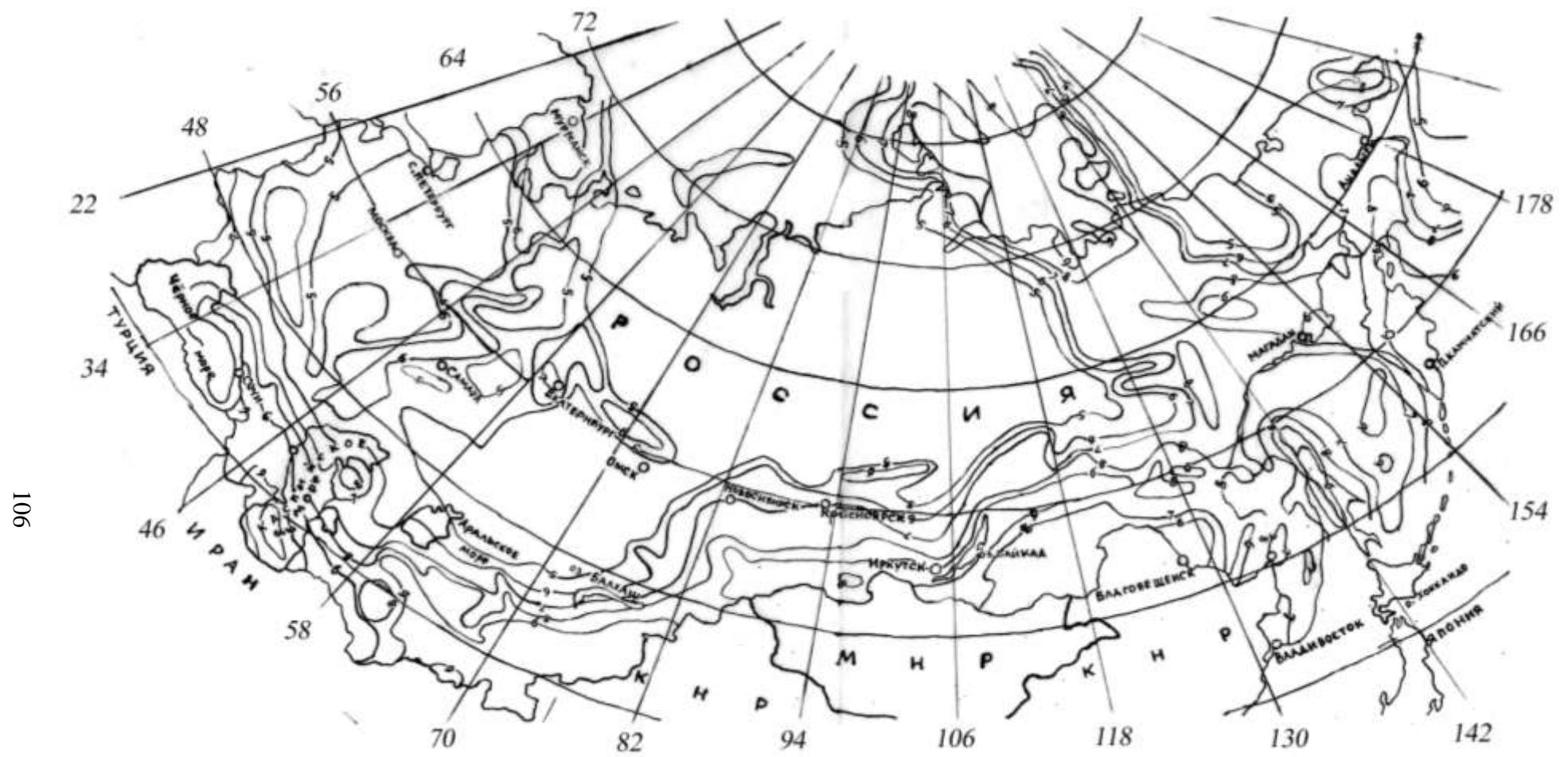


Рис. 6.8. Изосейсты сейсмической активности на территории России и сопредельных государств по шкале MSK-64 (в баллах) по В. И. Уломову [80]

## 7. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ ПО ГРАВИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Мысль о связи величины силы тяжести на земной поверхности с внутренним строением планеты была высказана ещё М. В. Ломоносовым (1711–1765).

Применение гравиметрического метода для изучения внутреннего строения Земли основано на том, что аномалии силы тяжести, освобожденные от действия масс наружного рельефа (аномалии силы тяжести в редукции Буге –  $\Delta g_B$ ) зависят только от притяжения внутренних аномальных (возмущающих) масс, расположенных ниже земной поверхности – объекта исследования Земли.

На рис. 7.1 представлена карта аномалий силы тяжести в редукции Буге на всю поверхность Земли, построенная по модели гравитационного поля Земли EGM-2008 и модели рельефа ЗемлиETOPO1.

Аномалии силы тяжести в редукции Буге вычисляются по формуле

$$\Delta g_B = g - \gamma + \delta g_p, \quad (7.1)$$

где  $g$  – измеренное значение ускорения силы тяжести в точке на поверхности Земли, мГал;

$\gamma$  – нормальное значение силы тяжести на поверхности Земли в этой же точке, мГал;

$$\gamma = \gamma_0 + \delta g_1 - \delta g_2, \quad (7.2)$$

где  $\gamma_0$  – нормальное значение силы тяжести на поверхности эллипсоида относимости, вычисляется по формуле Гельмерта;

$$\gamma_0 = 978\ 030 \cdot (1 + 0,005\ 302 \cdot \sin^2 \varphi - 7,1 \cdot 10^{-6} \cdot \sin^2 2\varphi) - 14 \text{ мГал}, \quad (7.3)$$

где  $\varphi$  – широта точки наблюдения;

$\delta g_p$  – поправка за влияние рельефа, окружающего точку наблюдения, вычисляется с помощью круговых палеток или номограмм, а также на ЭВМ по формуле [7, 6, 31, 42 и др.];

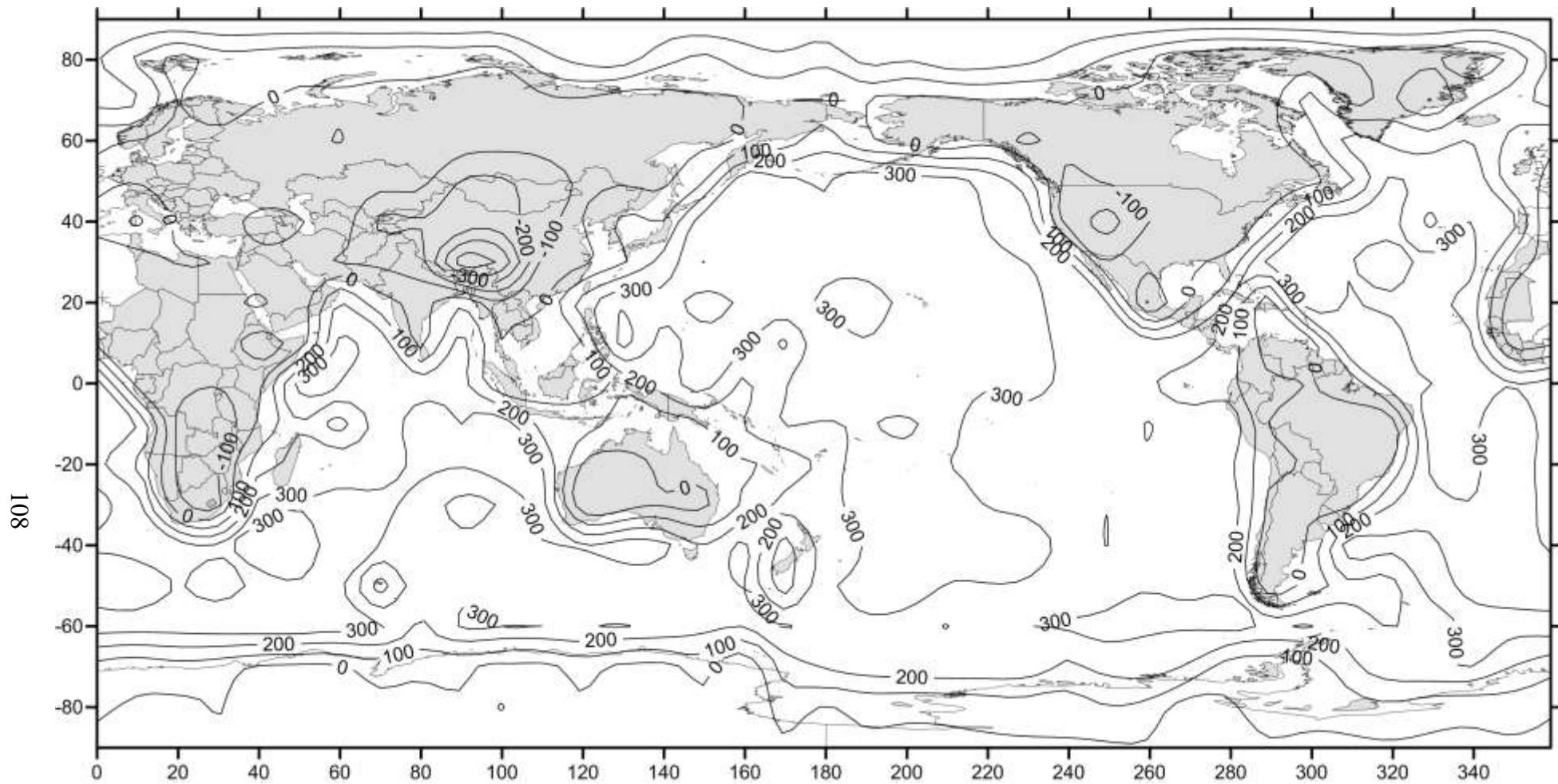


Рис. 7.1. Карта аномалий силы тяжести Земли в редукции Буге в мГал

$$\delta g_p = \frac{2\pi \cdot f \cdot \rho}{n} \cdot \sqrt{r_i^2 + h^2} - \sqrt{r_{i+1}^2 + h^2} + r_{i+1} - r_i , \quad (7.4)$$

где  $f$  – гравитационная постоянная, равная  $6,67 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3 / (\text{кг} \cdot \text{с}^2)$ ;  
 $\rho$  – плотность пород слагающих окружающий рельеф,  $\text{г/см}^3$ ;  
 $n$  – количество секторов круговой палетки (рис. 7.2);  
 $h$  – высота рельефа в точке сектора круговой палетки;  
 $r_i, r_{i+1}$  – радиусы кольцевой палетки внутренний и наружный соответственно.

Если обозначить номер кольцевой зоны –  $i$ , количество зон –  $k$ , а номер сектора в кольцевой зоне –  $j$  и количество секторов –  $n$ , то формула (7.4) примет вид:

$$\delta g_p = \frac{2\pi \cdot f \cdot \rho}{n} \cdot \sum_{i=0}^k \sum_{j=0}^n h^2 \left( \frac{1}{r_i} - \frac{1}{r_{i+1}} \right).$$

Избыток и недостаток масс окружающего рельефа уменьшают значение силы тяжести в точке. Поэтому  $\delta g_p$  – всегда прибавляется;  $\delta g_1$  – поправка (редукция) в «свободном воздухе»:

$$\delta g_1 = \frac{-2 \cdot \bar{\gamma}}{R} \cdot H = -0,3086 \cdot H, \quad \text{мГал}, \quad (7.5)$$

$\bar{\gamma}$  – среднее значение нормальной силы тяжести на Земле, мГал;

$$\bar{\gamma} = \left( \frac{f \cdot M}{R^2} \right) \cdot 10^5 = 982\,785,077, \quad \text{мГал}, \quad (7.6)$$

где  $M = 5,978 \cdot 10^{24}$  кг – масса Земли;

$R$  – средний радиус Земли, 6 371,024 км;

$H$  – геодезическая высота точки, м;

$\delta g_2$  – поправка, учитывающая притяжение масс между поверхностью эллипсоида и уровнем точки наблюдения, аппроксимируемых плоскапа-

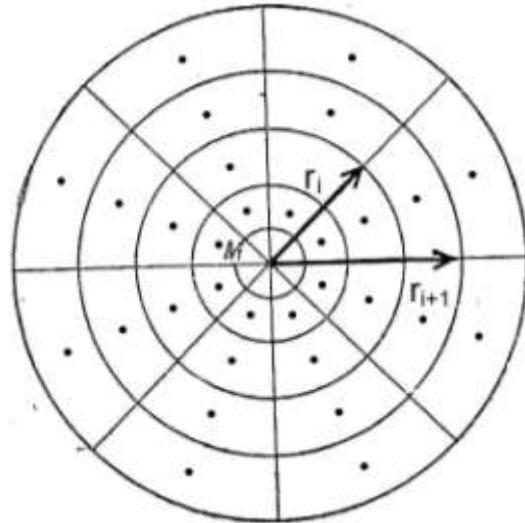


Рис. 7.2. Палетка для вычисления поправок за влияние рельефа на силу тяжести

ралльным (промежуточным) слоем толщиной  $H$ . Поскольку массы этого слоя, находясь под точкой наблюдения, увеличивают значение силы тяжести, поправка вычитается

$$\delta g_2 = -2\pi \cdot f \cdot \bar{\rho}_k \cdot H = -0,0419 \cdot \bar{\rho}_k \cdot H, \text{ мГал}, \quad (7.7)$$

где  $\bar{\rho}_k = 2,67 \text{ г/см}^3$  – средняя плотность пород земной коры.

С учётом выражений (7.2–7.7)

$$\Delta g_B = g - \gamma_0 + 0,308 \cdot 6 \cdot H - 0,0419 \cdot \bar{\rho}_k \cdot H + \delta g_p. \quad (7.8)$$

Два последних члена образуют так называемую неполную топографическую редукцию

$$\Delta g_{\text{н.т.}} = \delta g_2 - \delta g_p. \quad (7.9)$$

При составлении карт  $\Delta g_B$  на обширные территории обычно используется  $\bar{\rho}_k = 2,67 \text{ г/см}^3$  (плотность гранита), а притяжение рельефа сферической Земли учитывают до расстояния 166,7 км от определяемого пункта. При локальных исследованиях плотность горных пород принимают равной средней для региона. Например, для Сибири  $\bar{\rho}_k = 2,3 \text{ г/см}^3$ . Поправку за рельеф учитывают в области радиусом до 20 км [71].

В поле аномалий силы тяжести проявляются не сами плотности пород, а их аномальные величины. Чем плотнее породы, тем больше их аномальная (избыточная) плотность и, чем больше объём породы и меньше глубина её залегания, тем больше гравитационные аномалии.

Плотность пород промежуточного слоя не постоянна. Она меняется и в вертикальном, и в горизонтальном направлении.

## 7.1. Плотностная характеристика Земли

Плотность вещества на Земле варьирует в широких пределах: от 0,53 г/см<sup>3</sup> (Li) до 22,5 г/см<sup>3</sup> (Os). При этом плотность Al – 2,7; Fe – 7,88; Cu – 8,93; Au – 19,3; Pt – 21,5 г/см<sup>3</sup>.

Средняя плотность Земли вычислена по формуле

$$\overline{\rho}_3 = \frac{M}{V}, \quad V = \left( \frac{4}{3} \right) \cdot \pi \cdot \overline{R^3}, \quad (7.10)$$

где  $\overline{\rho}_3$  – равна  $5,52 \text{ г/см}^3$ ;  $M$  – масса Земли, кг;  $V$  – объем Земли,  $\text{м}^3$ .

Поскольку  $\overline{\rho}_k$  меньше  $\overline{\rho}_3$ , очевидно, что имеется плотностная неоднородность в Земле, а плотность вещества внутри неё значительно превышает среднее значение.

Булленом и Буллардом (учёными-геофизиками США) были рассчитаны плотностные модели Земли с учетом толщины и глубины её слоев, определенных по сейсмологическим данным. На рис. 7.3 и в табл. 7.1 приведены параметры этой модели.

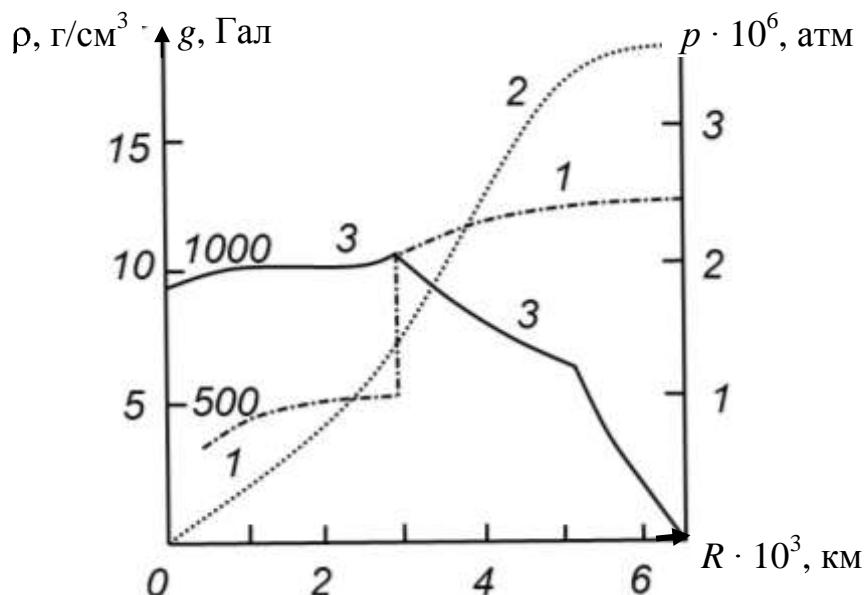


Рис. 7.3. Изменение плотности вещества ( $\rho$ ) – 1, давления ( $p$ ) – 2 и ускорения силы тяжести ( $g$ ) – 3 внутри Земли

Таблица 7.1  
Плотностная модель Земли по Буллену и Булларду

Геосфера	$H, \text{ км}$	$\overline{\rho}, \text{ г/см}^3$
Земная кора	A	0–33
Мантия	B	33–400
	C	400–1 000
	D	1 000–2 900
Ядро	E	2 900–5 000
	F	5 000–5 100
	G	5 100–6 371

По вопросу о веществе слоёв Земли имеется ряд гипотез.

Так, А. Е. Ферсман и др. увеличение плотности вещества к центру Земли связывают с изменением химического состава от преимущественно силикатного в коре и мантии до железо-никелиевого в ядре.

В. В. Белоусов и другие объясняют зональное строение Земли главным образом изменением агрегатного состояния вещества и наличием фазовых переходов на границах слоёв.

Б. А. Андреев указывает на возможность влияния обоих факторов.

## 7.2. Толщина земной коры и её типы

Из курса гравиметрии известно, что Земля неплохо изучена в гравиметрическом отношении: около 60 % её поверхности покрыто гравиметрической съёмкой.

Из 64 800 одноградусных трапеций, на которые разбита поверхность Земли, в северном полушарии имеют значения силы тяжести 25 978 трапеций из 32 400, что составляет 80 %, а в южном – 13 428, то есть только 41 %. Наиболее изучены территории Европы, США, Канады, Австралии. На территорию России составлена гравиметрическая карта в редукции Буге в масштабе 1 : 200 000.

Изучая гравиметрические карты в редукции Буге, учёные заметили, что на континентах аномалии Буге ( $\Delta g_B$ ) преимущественно отрицательные и довольно значительные по величине – до –550 мГал (Тибет, Памир). А акваториям океанов соответствуют положительные значения  $\Delta g_B$  интенсивностью от 300 до 400 мГал. Такая зависимость позволила учёным оценить тесноту корреляционной связи между  $\overline{\Delta g_B}$  и  $H_{3.k}$  и получить уравнение регрессии вида  $H_{3.k} = f(\overline{\Delta g_B})$  (рис. 7.4).

В нашей стране это исследование выполнила Р. М. Деменицкая [23], которая получила формулу связи между  $H_{3.k}$  и  $\overline{\Delta g_B}$  и  $H_{3.k}$  и высотами рельефа  $\overline{H}$  в виде:

$$H_{3.k} = 37,74 - 40,52 \cdot \text{th}(0,00287 \cdot \overline{\Delta g_B} + 0,088) \text{ км}, \quad (7.11)$$

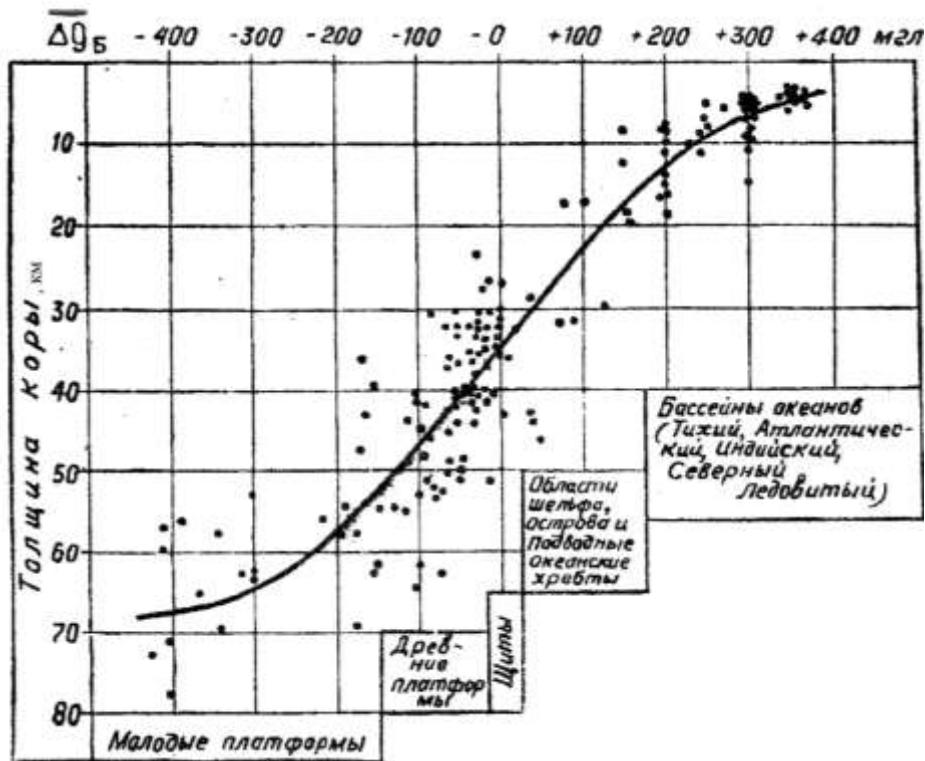


Рис. 7.4. График зависимости толщины земной коры от аномалий Буге

$$H_{3.к.} = 38 + 33 \operatorname{th}(0,38 \overline{H} - 0,18) \text{ км}, \quad (7.12)$$

где  $\overline{H}$  – высота рельефа над уровнем моря: ( $+\overline{H}$ ) – для суши, ( $-\overline{H}$ ) – для моря;

$\operatorname{th} x$  – гиперболический тангенс

$$\operatorname{th} x = \frac{e^x - e^{-x}}{e^x + e^{-x}},$$

если  $x > 1,6$ , то  $\operatorname{th} x = \frac{1 - e^{-2}}{1 + e^{-2x}}$ .

При выводе формулы были использованы  $\Delta g_B$  в двухстах точках, расположенных в различных областях земного шара. Толщина земной коры в этих точках изменялась от 4 до 78 км. Размер учитываемой области при вычислении  $\overline{\Delta g}_B$  составлял  $1 \times 1^\circ$ .

Вариации  $\overline{\Delta g}_B$  позволили классифицировать земную кору по типам (табл. 7.2).

Таблица 7.2

## Типы земной коры по гравиметрическим данным

Типы земной коры	Названия слоёв	Толщина $H$ , км	$\overline{\Delta g_B}$ , мГал
1. Океаническая	Осадочный Базальтовый	10–15	+(300–400)
2. Материковая (континентальная, на равнинах)	a) осадочный, $\rho = 2,21 \text{ г/см}^3$ ;	35–38	~ 30
	б) гранитный, $\rho = 2,72 \text{ г/см}^3$ ;		
3. В горных областях	в) базальтовый, $\rho = 2,92 \text{ г/см}^3$	50–80	– (200–300)
4. Переходная	При переходе от континента к океану гранитный слой выклинивается	~ 10	~ 0

**7.3. Изостазия**

Изучение строения земной коры методами гравиметрии тесно связано с теорией изостазии, учитывающей действия силы тяжести и силы гидростатического давления. Термин «изостазия» был предложен в 1889 г. геологом Ч. Деттоном [77, 88, 4, 44, 75, 21].

Слово «изостазия» происходит от двух греческих слов *ἴσως* – равный, *στασίς* – давление, что означает равное давление или равное состояние.

Если бы земная поверхность всюду совпадала с геоидом, а Земля, вплоть до поверхности, состояла бы из однородных (по плотности) концентрических слоёв, то, очевидно, принцип изостазии выполнялся бы автоматически. В действительности же, как уже было отмечено, земная кора неоднородна по плотности и по толщине (3 типа земной коры), земная поверхность имеет значительные неровности в виде гор (гора Эверест – Джомолунгма – 8 844,43 м, 2005 г., GPS) и впадин в океанах глубиной свыше 9 км (Марианская впадина 11 047 м, 1988 г.), Иордания – тектоническая впадина ГХОР находится ниже уровня моря на 395 м. В ней расположено «Мёртвое море», в котором солёность воды составляет 260–310 ‰.

Теория равновесия земной коры (изостазия) возникла первоначально для объяснения факта расхождения результатов наблюдённых уклонений отвесной линии (УОЛ) с вычисленными в предгорных областях.

Впервые это обнаружили учёные-геофизики Буге и Ликондамин (около 1740 г.), когда, определив УОЛ по обе стороны г. Чимборасо в Перу, они увидели, что вычисленные УОЛ больше наблюдённых. Для объяснения этого было высказано предположение о существовании «пустот» под горой. Но вскоре этот факт был забыт.

Спустя 100 лет (в 1855 г.) геодезисты снова натолкнулись на такое же явление. Выполняя обработку рядов триангуляции в Индии вдоль меридиана с долготой  $77,7^{\circ}$  к востоку от Гринвича, они считали, что на севере, где находятся Гималаи и на юге – глубины Индийского океана, – должны наблюдаться большие УОЛ. Но результаты измерений разошлись с вычислениями, выполненными английским ученым-геодезистом Дж. Праттом (табл. 7.3).

Таблица 7.3  
Результаты измерений уклонений отвеса в Индии

Пункт измерения	Северная широта °	Уклонение отвеса, ″		
		Измеренные значения	Расчётные значения	Расчётные (относительные) значения
Кальяна	29 31	+5,2	+27,853	+20,944
Кальянпур	24 07	-1,869	+11,968	+5,059
Дамарджида	18 03	+3,8	+6,909	–

Из таблицы видно, что измеренные значения намного меньше рассчитанных.

Для объяснения этого факта Пратт предположил, что под Гималаями существует «недостаток масс».

Ознакомившись с результатами вычислений Пратта, английский астроном Г. Эри\* (1855 г.) высказал предположение, по которому под земной корой находится «тяжелая лава». Горные хребты – это утолщения земной коры, которые выступают не только вверх, но и вниз, внутрь «лавы». Вместо вытесненного вещества «лавы» находится вещество земной коры (корни гор), имеющие меньшую плотность, чем «лава». Отрицательная разность плотности пород земной коры и мантии ( $\Delta\rho = \rho_{\text{з.к.}} - \rho_{\text{м}}$ ) вызывает уменьшение силы тяжести в точке на поверхности Земли.

\* По другим источникам – Джон Эри.

Пример из жизни – айсберг в океане. Его подводная часть намного больше надводной. При этом

$$\Delta\rho = \rho_{\text{л.}} - \rho_{\text{м.в.}} = 0,9 - 1,03 = -0,13 \text{ г/см}^3, \quad (7.13)$$

где  $\rho_{\text{л.}}$  и  $\rho_{\text{м.в.}}$  – плотности льда и морской воды соответственно.

#### 7.4. Строение земной коры по Пратту

1. На некоторой (одинаковой) глубине находится поверхность равного давления (изостатическая) (рис. 7.5).
2. Блок земной коры, имеющий большую высоту над уровнем моря, имеет меньшую плотность.
3. Плотность земной коры от уровня моря до глубины компенсации принимается равной  $\rho_0 = 2,67 \text{ г/см}^3$ .
4. Для каждого участка земной коры соблюдаются условия:

– для суши

$$\rho_i(T + h_c) = \rho_0 \cdot T = \text{const};$$

– для моря

$$\rho_i(T - h_m) + \rho_{\text{в.}} \cdot h_m = \rho_0 \cdot T = \text{const}, \quad (7.14)$$

где  $\rho_i$  – плотность  $i$ -го блока земной коры;

$h_c$ ,  $h_m$  – высота блока над уровнем моря и глубина моря соответственно;

$T$  – глубина до изостатической поверхности от уровня моря;

$\rho_{\text{в.}} = 1,03 \text{ г/см}^3$  – плотность морской воды;

$\rho_0$  – плотность земной коры от уровня моря до глубины компенсации принимается равной  $\rho_0 = 2,67 \text{ г/см}^3$ .

Так как массы всех блоков равны, то имеет место равенство

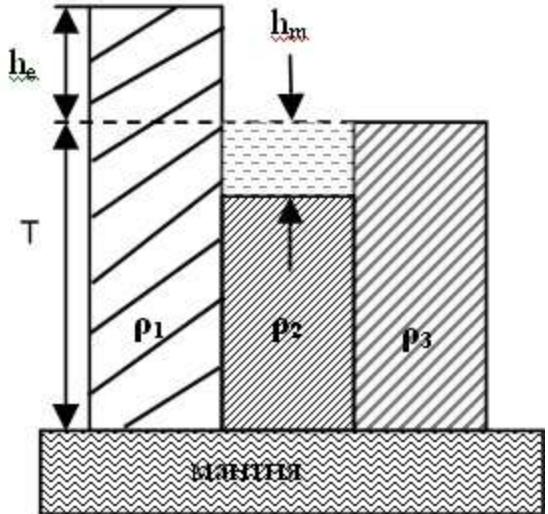


Рис. 7.5. Строение земной коры по гипотезе Пратта

– для суши

$$\rho_i = \frac{\rho_0 \cdot T}{T + h_c};$$

– для моря

$$\rho_i = \frac{\rho_0 \cdot T - \rho_b \cdot h_m}{T - h_m}.$$

Из равенства (7.15) вычисляется глубина до изостатической поверхности по формулам

$$T = \frac{\rho_i \cdot h_c}{2,67 - \rho_i} = \frac{\rho_b - \rho_i \cdot h_m}{2,67 - \rho_i}.$$
 (7.16)

5. Глубина поверхности изостатической компенсации  $T$  определяется приближением под условием  $(\gamma - g)_i = \min$ ,  $T$  – находится в пределе 100–120 км (около 113,7 км). Изостатическое равновесие наступает для структур, заключенных в круге радиусом около 100 км ( $1 \times 1^\circ$ ), – региональная изостазия.

Американский геофизик Д. Хейфорд вывел необходимые формулы, составил таблицы и разработал методику вычисления поправок за действие избыточных масс и компенсирующих их недостаточных масс. Он показал, что вероятная глубина поверхности изостатической компенсации разноплотностных блоков земной коры равна 122 км. В более поздних работах она оценивалась от 96 до 102 км. Вследствие этого рассматривающую гипотезу часто называют гипотезой Пратта – Хейфорда [84].

## 7.5. Строение земной коры по Эри

1. Блоки земной коры имеют одинаковую плотность ( $\rho_k = 2,67 \text{ г/см}^3$ ) и «плавают» на веществе мантии (магме) с плотностью  $\rho_m = 3,27 \text{ г/см}^3$  (рис. 7.6). Избыточная плотность при этом составляет:

$$\Delta\rho = \rho_k - \rho_m = -0,6 \text{ г/см}^3.$$

2. Земная кора, на которой физическая поверхность Земли совпадает с уровнем моря, считается нормальной с толщиной  $H_0$ .

3. Глубина погружения  $t_i$  блока земной коры в магму ниже глубины нормальной коры ( $H_0$ ) по закону Архимеда равна

$$t_i = \frac{\rho_k \cdot H_0}{\rho_m} \quad \text{или} \quad t_i = \frac{\rho_k \cdot h_c}{\Delta\rho}, \quad (7.17)$$

откуда:

а) для суши

$$t_i = 4,45 \cdot h_c, \text{ км.}$$

Толщина блока земной коры при этом равна

$$H_{з.к.} = H_0 + h_c + t_i = T + h_c. \quad (7.18)$$

Компенсирующий дефект плотности ( $-\Delta\rho$ ) лежит между глубинами  $H_0$  и  $(H_0 + t_i)$  и каждому километру повышения верхней поверхности блока  $h_c$  над уровнем моря соответствует погружение в магму его нижней части на 4,45 км.

Например, при  $h_c = 6$  км,  $H_0 = 50$  км

$$T = H_0 + t_i = 50 \text{ км} + 6 \left( \frac{2,67}{3,27 - 2,67} \right) \text{ км} = 76,7 \text{ км;}$$

б) под дном океана

$$t_i = \frac{(\rho_k - \rho_b) \cdot h_m}{\Delta\rho}. \quad (7.19)$$

Откуда при  $h_m = 5$  км;

$$t_i = \left( \frac{2,67 - 1,03}{0,6} \right) \cdot 5 = 2,73 \cdot 5 = 13,7 \text{ км.} \quad (7.20)$$



Рис. 7.6. Строение земной коры по гипотезе Эри

Компенсация океана достигается слоем с  $\Delta\rho = +0,6 \text{ г/см}^3$ , лежащим между глубинами  $H_0$  и  $H_0 - 2,73 \cdot h_m$ . Каждому километру глубины соответствует поднятие магмы на 2,73 км. Поверхность изостатической компенсации проходит внутри подкорового слоя через основания блоков земной коры, то есть на разной глубине.

Сопоставление двух гипотез показывает, что гипотеза Пратта проще в математическом отношении, но гипотеза Эри более реальна с физической точки зрения. Несмотря на различные предпосылки, математически они не отличаются друг от друга, массы блоков до некоторой фиктивной границы компенсации  $T$  оказываются равны.

## 7.6. Строение земной коры по гипотезе Венинг-Мейнеса

Исследованием и улучшением обеих гипотез занимались многие учёные. Из многочисленных модификаций изостазии наибольшего внимания заслуживает гипотеза Венинг-Мейнеса, предложенная в 30-х гг. XX в.

1. Венинг-Мейнес рассматривает земную кору как упругую пластину постоянной плотности ( $2,67 \text{ г/см}^3$ ), плавающую на магме (рис. 7.7).
2. Величина прогиба  $T$  зависит от упругих свойств горных пород, толщины земной коры и величины добавочной нагрузки.

Пластина прогибается до тех пор, пока не наступит гидростатическое равновесие. Величина прогиба ( $T$ ) может быть вычислена согласно теории упругости.

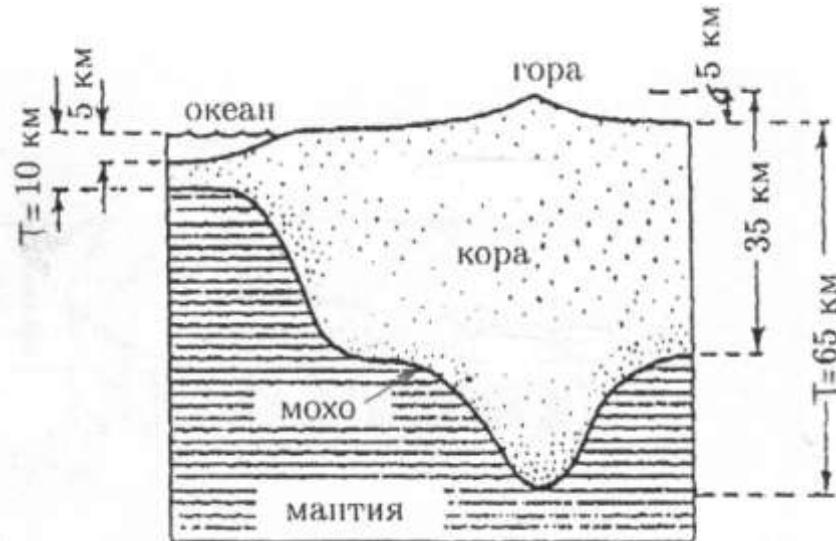


Рис. 7.7. Строение земной коры по гипотезе Венинг-Мейнеса

Гипотезы Эри и Венинг-Мейнеса наиболее правдоподобные и хорошо согласуются с данными сейсмологии: под горными массивами отмечается увеличение  $H_{3,k}$  – («корни гор»).

## 7.7. Изостатические аномалии силы тяжести $\Delta g_i$ и их интерпретация

Изостатические аномалии вычисляют следующим образом:

1. Из измеренного значения силы тяжести  $g_u$  вычитают топографическую поправку  $\delta g_{H,T}$  по формулам (7.5), (7.6), (7.8).
2. Прибавляют поправку за притяжение масс, находящихся между уровнем моря и поверхностью компенсации, вычисленную для блоков суши с отрицательным значением  $\Delta\rho$ , а для блоков океана с положительным значением  $\Delta\rho$  – по формуле для учёта удалённых сферических масс:

$$\text{a) } \delta g_k = f \cdot m \cdot E_1, \quad (7.21)$$

где  $m$  – компенсирующая масса,

$$m = 2\pi r \cdot \Delta\rho \cdot H; \quad (7.22)$$

$f$  – гравитационная постоянная;

$E_1$  – функция вида:

$$E_1(T, \theta) = \frac{\frac{r^2}{2R} + T \cdot \cos \theta}{r^2 + T^2 - 2r \cdot T \cdot \cos \theta}^{3/2}; \quad (7.23)$$

$r$  – радиус учитываемой области (около 100 км);

$T$  – среднее значение глубины компенсации 113,7 км;

$\bar{R}$  – средний радиус Земли, 6 371 км;

$\theta$  – среднее значение полярного расстояния;

$$\text{б) } \delta g_k = 2\pi \cdot f \cdot \rho \cdot \sqrt{r^2 + H^2} - H - r \quad (7.24)$$

$$\left. \begin{array}{ll} \text{для суши} & H = H_0 + t_i, \\ \text{для моря} & H = H_0 - h_m - t_i, \end{array} \right\} \begin{array}{l} \rho = -\Delta\rho \\ \rho = +\Delta\rho. \end{array} \quad (7.25)$$

3. Вводят поправку за редукцию в свободном воздухе.

4. Вычитают  $\gamma_0$ .

Формула вычисления изостатических аномалий для плоских зон имеет вид:

$$\Delta g_i = g_u - \delta g_{H.T.} + \delta g_k + 0,3086 \cdot H' - \gamma_0 \quad (8.26)$$

или

$$\Delta g_i = \Delta g_{c.b.} - \delta g_{HT} + \delta g_k.$$

Вычисления проводят с помощью топографических карт и специальных круговых палеток.

Величина и знак  $\Delta g_i$  характеризуют степень изостатической уравновешенности земной коры, если:

1)  $\overline{\Delta g_i} > 0$  – наблюдается избыток масс в земной коре – (недокомпенсация).

Наличие в земной коре избыточных масс приводит к её перегрузке, что вызывает сильные напряжения в ней, которые приводят к медленным деформациям земной коры или к землетрясениям. Аномалии  $\Delta g_B$  и  $\Delta g_{c.b.}$  положительные (+).

К таким территориям относятся острова вулканического происхождения (Кипр, Гавайи). Здесь отмечаются интенсивные положительные аномалии  $\Delta g_{c.b.}$ , которые почти целиком устраняются после введения поправки за топографию.

На территории Крымского полуострова отмечены большие по величине положительные  $\Delta g_B$ . Это говорит о том, что подстилающие Крымский полуостров породы имеют аномально большую плотность, значительно превосходящую плотность окружающих частей земной коры;

2)  $\overline{\Delta g_i} < 0$  – наблюдается недостаток масс в земной коре. Район изостатически недотружен (перекомпенсация). Эти аномалии всюду совпадают с глубоководными желобами, заполненными осадками. Такие

аномалии прослеживаются вдоль западного побережья Центральной и Южной Америки, вдоль островной дуги Суматра – Ява, вдоль внешнего края островных дуг западной окраины Тихого океана и др. Здесь  $\Delta g_B$  и  $\Delta g_{c.v.}$  отрицательные (–);

3)  $\overline{\Delta g_i} \approx 0$  – район близок к состоянию изостатической компенсации.

Тектоника района спокойная.

Фигура Земли с изостатически компенсированной поверхностью называется изостатическим геоидом. Это та поверхность, которая определяется формулой Стокса.

В общем  $\overline{\Delta g_i}$  характеризуют современную тектоническую активность региона: сейсмичность, вулканизм, движение земной коры.

При идеальной компенсации  $\Delta g_u$  на материках и над океанами должны иметь небольшие положительные и отрицательные значения соответственно. Обязательным показателем наличия изостатической компенсации является условие:  $\Delta g_{c.v.} > 0$ , а  $\Delta g_B < 0$ , если эти аномалии обе отрицательны или положительны, то данная область недокомпенсирована.

## **8. ПРИЛИВНЫЕ КОЛЕБАНИЯ ЗЕМЛИ**

Всем хорошо известно явление прилива в прибрежной зоне морей и океанов, сопровождающееся повышением и понижением уровня поверхности водоёма.

Оно изучалось многими учёными, начиная с Дж. Дарвина в 80 гг. XIX в. и кончая современными планетологами – Р. Макдональдом (1964), Р. Голдрайхом (1966), нашей соотечественницей Е. Рускол (1966, 1975) и др. [49, 48, 62, 75, 28].

Причиной прилива является гравитационное воздействие на Землю Луны и Солнца.

При этом Луна и Солнце оказывают действие на всю Землю в целом, а не только на её водную оболочку, как считалось долгое время. Ведь масса Мирового океана составляет лишь  $0,024\% (1,411 \cdot 10^{21} \text{ кг})$  от массы Земли ( $5,978 \cdot 10^{24} \text{ кг}$ ).

Под приливом понимают дифференциальное явление, которое вызывает деформацию всей Земли. Сила, вызывающая деформацию в теле Земли, называется приливной.

Приливная сила заметно меняет форму и объём Земли. Приливные деформации проявляются в виде вздутия её поверхности – горбов.

Рассмотрим систему Земля – Луна. Луна движется вокруг Земли по эллиптической орбите с периодом 28 суток, то удаляясь, то приближаясь к ней. Следовательно, сила гравитационного воздействия Луны на Землю изменяется с таким же периодом. С такой же цикличностью меняются обусловленные этой силой деформации.

Таким образом, Земля непрерывно пульсирует. Волна приливного вздутия всё время «пробегает» по ней. На широте Москвы ( $\phi = 56^\circ$ ) изменение радиуса Земли в результате этого достигает 40 см. Мы не ощущаем этих перемещений лишь потому, что они протекают медленно – менее 4 см в час. Относительные перемещения по высоте близкорасположенных предметов совсем малы.

Приливные силы вызывают вынужденные колебания оси вращения Земли, положения отвесной линии, изменяют скорость вращения Земли, её сжатие и влияют на движение полюсов.

Изучение приливных деформаций даёт ценные сведения о внутреннем строении и фигуре нашей планеты.

## 8.1. Статическая теория приливов

Примем следующие условия и обозначения.

Земля – шар, твёрдое (недеформируемое) тело с массой  $M_3 = 1$  и средним радиусом  $\bar{R} = 6\ 371$  км (рис. 8.1).

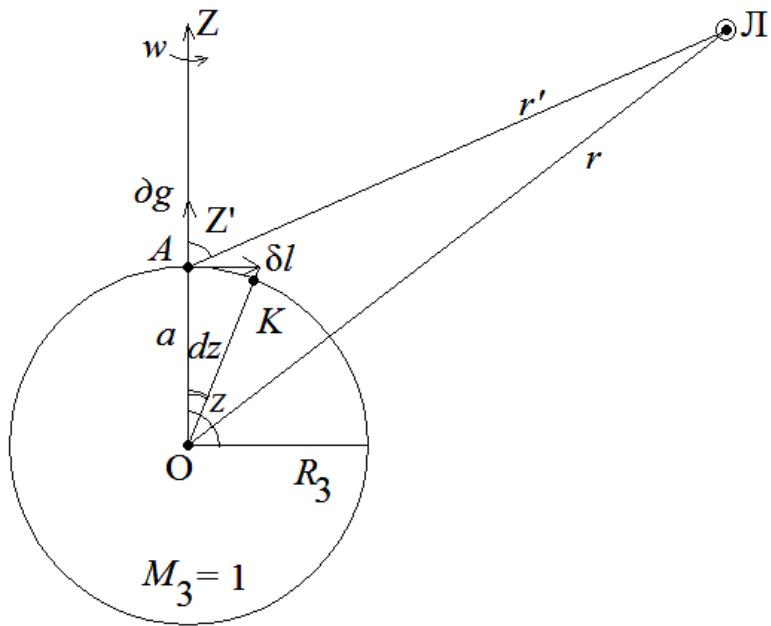


Рис. 8.1. Иллюстрация приливного влияния небесного тела

На рисунке:

$r'$  – топоцентрическое расстояние между точкой  $A$  на поверхности Земли и Луной ( $L$ );

$r$  – геоцентрическое расстояние между центром Земли (точкой  $O$ ) и Луной ( $L$ );

$z$  и  $z'$  – геоцентрическое и топоцентрическое зенитные расстояния Луны соответственно;

$m_L$  – масса Луны,

$$\frac{m_L}{M_3} = \frac{1}{81,3};$$

$a$  – текущий радиус-вектор точки  $A$ . Для жёсткой шарообразной Земли  $a = \bar{R}$ ;

$\omega$  – угловая скорость вращения Земли.

В результате лунного притяжения в точках  $O$  и  $A$  развиваются потенциалы

$$W_O = \frac{f \cdot m}{r}; \quad W_A = \frac{f \cdot m}{r'}. \quad (8.1)$$

Разность этих потенциалов есть приливообразующий потенциал в точке  $A$  вида:

$$W_n = f \cdot m \cdot \left( \frac{1}{r'} - \frac{1}{r} \right). \quad (8.2)$$

Выразим  $r'$  через  $r$ . Из треугольника  $OAL$  имеем

$$r' = \sqrt{r^2 + a^2 - 2r \cdot a \cdot \cos z}. \quad (8.3)$$

Откуда получим

$$\frac{1}{r'} = \frac{1}{r} \left( 1 + \frac{a^2}{r^2} - \frac{2a}{r} \cos z \right)^{-1/2}. \quad (8.4)$$

Выражение (8.4) разложим по формуле Ньютона по степеням отношения  $a/r$ . Получим

$$\frac{1}{r'} = \frac{1}{r} \sum_{n=0}^{\infty} \left( \frac{a}{r} \right)^n P_n(\cos z). \quad (8.5)$$

Здесь  $P_n(\cos z)$  – многочлен степени  $n$  от  $\cos z$ , который называется полиномом Лежандра – шаровая функция вида

$$P_n(x) = \frac{1}{2^n n!} \cdot \frac{d^n \left[ (x^2 - 1)^n \right]}{dx^n}. \quad (8.6)$$

Полиномы Лежандра являются одним из решений однородного линейного дифференциального уравнения Лежандра второго порядка

$$(1 - x^2) \cdot y'' - 2x \cdot y' + n \cdot (n+1) \cdot y = 0, \quad *$$

где  $x = \cos z$ ;

$n = 0, 1, 2, 3, \dots, n$  – целые числа;

$d$  – дифференциал.

\* Форма записи производной от функции имеет вид:

$$y^n = \frac{d^n y}{dx^n} = f^{(n)}(x) = \frac{d^n f(x)}{dx^n} = \left[ y^{(n-1)} \right]' = \left[ f^{(n-1)}(x) \right]' = \frac{d(y^{(n-1)})}{dx} = \frac{d}{dx} \left[ f^{(n-1)}(x) \right].$$

При

$$n=0 \quad P_0(x) = \frac{1}{2^0 \cdot 0!} \frac{d^0 \left[ (x^2 - 1)^0 \right]}{dx^0} = 1;$$

$$n=1 \quad P_1(x) = \frac{1}{2^1 \cdot 1!} \frac{d^1 \left[ (x^2 - 1)^1 \right]}{dx^1} = x;$$

$$\begin{aligned} n=2 \quad P_2(x) &= \frac{1}{2^2 \cdot 2!} \frac{d}{dx} \left[ f^{(2-1)} (x^2 - 1)^2 \right] = \frac{1}{8} \frac{d}{dx} \left[ f^1 (x^4 - 2x^2 + 1) \right] = \\ &= \frac{1}{8} \frac{d}{dx} (4x^3 - 4x + 0) = \frac{1}{8} \frac{d}{dx} [4(x^3 - x)] = \frac{1}{2} (3x^2 - 1) \text{ и т. д.} \end{aligned}$$

Подставив выражение (8.5) в (8.2), получим

$$W_n = \frac{f \cdot m}{r} \left[ \sum_{n=0}^{\infty} \left( \frac{a}{r} \right)^n P_n(\cos z) - 1 \right]. \quad (8.7)$$

При  $n = 0$ ,  $P_0(\cos z) = 1$ , поэтому выражение (8.6) примет вид

$$W_1 = \frac{f \cdot m}{r} \sum_{n=1}^{\infty} \left( \frac{a}{r} \right)^n P_n(\cos z). \quad (8.8)$$

Многочлен  $P_1(\cos z) = \cos z$  выражает перемещение планеты в целом.

А поскольку начало координат находится в центре тяжести – член  $P_1(\cos z)$  автоматически исключается. Поэтому окончательное выражение для приливного потенциала примет вид:

$$W_2 = \frac{f \cdot m}{r} \sum_{n=2}^{\infty} \left( \frac{a}{r} \right)^n P_n(\cos z). \quad (8.9)$$

Отношение  $a / r$  для Луны приблизительно равно  $1/60$ , а для Солнца –  $4 \cdot 10^{-5}$ , поэтому в разложении для  $W_n$  можно ограничиться членами до  $n = 2$ , то есть

$$W_2 = \frac{f \cdot m}{r} \cdot \frac{a^2}{r^2} \frac{3\cos^2 z - 1}{2} = \frac{f \cdot m \cdot a^2}{2r^3} (3\cos^2 z - 1). \quad (8.10)$$

Физическим смыслом приливного потенциала  $W_2$  является работа, равная произведению наблюдаемой высоты прилива  $\zeta$  на величину силы тяжести в данной точке, —  $g_i$

$$W_2 = \zeta \cdot g_i. \quad (8.11)$$

В последние годы, с повышением точности наблюдений, стали учитывать приливной потенциал  $W_3$ . Он составляет около 2 % от  $W_2$

$$W_3 = \frac{f \cdot m \cdot a^3}{r^4} (5 \cos^2 z - 3 \cos z). \quad (8.12)$$

Деформации земной поверхности можно обнаружить по изменениям горизонтальных и вертикальных составляющих приливообразующих сил.

1. Для вычисления вертикальной (теоретической) составляющей  $\delta g_T$  необходимо продифференцировать выражение для приливного потенциала  $W_2$  по  $a$ :

$$\delta g_T = -\frac{\partial W_2}{\partial a} = -\frac{2f \cdot m \cdot a}{2r^3} (3 \cos^2 z - 1), \quad \text{мГал.} \quad (8.13)$$

Знак «минус» означает, что направление силы тяжести  $g$  и радиус-вектора точки  $A$  — противоположны. Таким образом, вертикальная составляющая приливной силы  $\delta g_T$  обратно пропорциональна кубу расстояния до небесного тела.

Вертикальная составляющая приливного потенциала принимает экстремальные значения:

$\delta g_{\min}$  при  $z = 90^\circ$ ,  $\delta g_{\max}$  при  $z = 0^\circ$  и  $180^\circ$ ,  $\delta g = 0$  при  $z = 54,7^\circ$  и  $z = 125,3^\circ$ .

2. Горизонтальная составляющая  $\delta_\ell$  (рис 8.2) изменяется в результате наклона уровенной поверхности, который можно определить по изменениям уклона отвесной линии.

3. Из рисунка видно, что

$$\operatorname{tg} \delta_g = \frac{\delta_\ell}{g}, \quad (8.14)$$

где  $\delta_\ell = \frac{\partial W_2}{a \cdot \partial z}$  и  $g = \frac{f \cdot M_3}{a^2}$ .

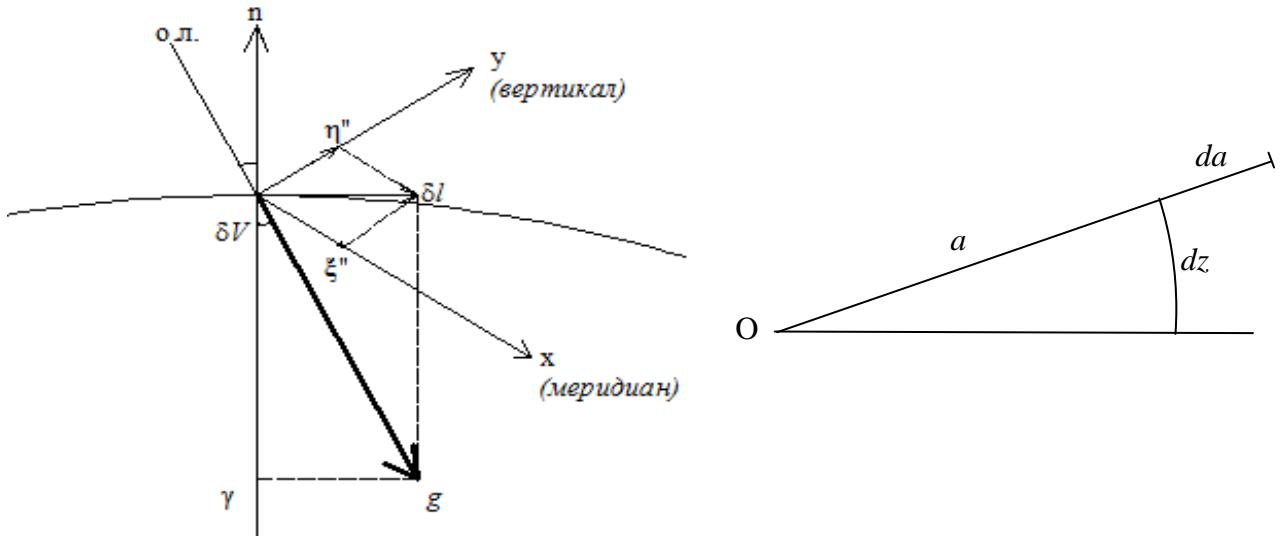


Рис. 8.2. К выводу влияния горизонтальной составляющей приливного потенциала

Так как  $M_3 = 1$ , то  $g = \frac{f}{a^2}$ .

Тогда

$$\operatorname{tg} \delta_g = \frac{\partial W_2 a^2}{a \cdot \partial z \cdot f}.$$

Взяв производную  $\frac{\partial W_2}{\partial z}$ , получим

$$\operatorname{tg} \delta_g = \frac{3 m \cdot a^3}{2 r^3} 2 \cos z \cdot \sin z. \quad (8.15)$$

По малости  $\delta_g$  (около минуты дуги), для теоретической величины изменения уклона отвеса можно записать:

$$\delta_g = \frac{3m}{2 \sin 1''} \left( \frac{a}{r} \right)^3 \sin 2z, \quad (8.16)$$

где  $\sin 1'' = \frac{1''}{206265''} = 4,848 \cdot 10^{-6}$ .

3. Теоретическую высоту прилива на геоиде определим из выражений (8.10), (8.11):

$$\zeta_T = \frac{W_2}{g} = \frac{f \cdot m \cdot a^2}{2 \cdot r^3 g} (3 \cos^2 z - 1), \text{ см.} \quad (8.17)$$

Выражение в скобках после некоторых простых преобразований можно представить в виде

$$\begin{aligned} 3\cos^2 z - 1 &= 3\cos^2 z - \cos^2 z - \sin^2 z = 2\cos^2 z - \sin^2 z = \\ &= \cos^2 z + (\cos^2 z - \sin^2 z) = \cos^2 z + \cos 2z = \left(\frac{\cos 2z + 1}{2}\right) + \cos 2z = \frac{3}{2}(\cos 2z + \frac{1}{3}). \end{aligned}$$

## 8.2. Формулы для вычисления $\delta g_T, \delta \vartheta_T, \zeta_T$

Индексы С и Л означают параметры для Солнца и Луны соответственно:

$$\left. \begin{aligned} \delta g_L &= \frac{2D_L}{R} \left( \cos 2z_L + \frac{1}{3} \right), \text{ мГал} \\ \delta g_C &= \frac{2D_C}{R} \left( \cos 2z_C + \frac{1}{3} \right), \text{ мГал} \\ \delta \vartheta_L &= \frac{2D_L}{\sin 1'' a \bar{g}} \sin 2z_L, \text{ сек. дуги} \\ \delta \vartheta_C &= \frac{2D_C}{\sin 1'' a \bar{g}} \sin 2z_C, \text{ сек. дуги} \\ \zeta_L &= \frac{D_L}{\bar{g}} \left( \cos 2z_L + \frac{1}{3} \right), \text{ см} \\ \zeta_C &= \frac{D_C}{\bar{g}} \left( \cos 2z_C + \frac{1}{3} \right), \text{ см} \end{aligned} \right\}, \quad (8.18)$$

где  $D_L$  и  $D_C$  – постоянные Дудсона для Луны и Солнца соответственно;

$$\left. \begin{aligned} D_L &= \frac{3}{4} \frac{\mu_L \cdot R_3^2}{r_L^3} = \frac{3}{4} \mu_L \cdot \bar{g}_1 \cdot a_1^4 \frac{\sin^3 \pi_L}{a^3}, \frac{\text{м}^2}{\text{с}^2} \\ D_C &= \frac{3}{4} \mu_C \cdot \bar{g}_1 \cdot a_1^4 \frac{\sin^3 \pi_C}{a^3}, \frac{\text{м}^2}{\text{с}^2} \end{aligned} \right\}, \quad (8.19)$$

$$\text{где } \mu_L = \frac{m_L}{M_3}; \quad \mu_C = \frac{m_C}{M_3};$$

$a_1 = \bar{R} = \sqrt[3]{a^2 \cdot c} = 6371024$  м – средний радиус земной сферы;

$$R = a \cdot (1 - 0,5 \cdot e^2 \cdot \sin^2 \varphi) + H;$$

$H$  – геодезическая высота точки;

$a = 6\ 378\ 160$  м – большая полуось эллипсоида;

$$a = \frac{a_1}{\sqrt[3]{1-e}};$$

$e = 1/298,25$  – сжатие эллипсоида Красовского;

$$\bar{g}_1 = \frac{f \cdot M_3}{a_1^2} = 982\ 785,077 \text{ мГал} \quad \text{– среднее значение силы тяжести на}$$

Земле;

$$M_3 = 5,978 \cdot 10^{24} \text{ кг};$$

$$m_{\text{Л}} = 7,35 \cdot 10^{22} \text{ кг};$$

$$m_{\text{С}} = 1,99 \cdot 10^{30} \text{ кг};$$

$\bar{r}_{\text{Л}} = 384\ 395$  км,  $\bar{r}_{\text{С}} \approx 149,5 \cdot 10^6$  км – средние расстояния от Земли до Луны и Солнца соответственно;

$c = 384\ 400$  км – большая полуось лунной орбиты;

$\pi''_{\text{Л}} = 3\ 422,608''$  – параллакс Луны;

$$\sin \pi_{\text{Л}} = a / c = 0,016\ 592\ 5.$$

Теоретические значения составляющих приливного потенциала  $\delta g_T, \delta \vartheta_T, \zeta_T$  приведены в табл. 8.1.

Таблица 8.1

Теоретические значения составляющих приливного потенциала  $\delta g_T, \delta \vartheta_T, \zeta_T$

$Z^{\circ}$	$\delta g_{\text{Л}},$ мГал	$\delta g_{\text{С}},$ мГал	$\delta g_{\Sigma},$ мГал	$\delta \vartheta_{\text{Л}},$ "	$\delta \vartheta_{\text{С}},$ "	$\delta \vartheta_{\Sigma},$ "	$\zeta_{\text{Л}},$ см	$\zeta_{\text{С}},$ см	$\zeta_{\Sigma},$ см
0	0,110	0,051	0,161				35,68	16,38	53,06
45	0,027	0,013	0,040	0,018	0,008	0,026	8,92	4,10	13,02
90	-0,055	-0,025	-0,080	$\times 2$	$\times 2$	$\times 2$	-17,84	-8,19	-26,03
$\sum$	0,165	0,076	0,241	0,036	0,016	0,052	53,52	24,57	78,09

Как показали результаты исследований, теоретические (вычисленные) значения составляющих приливного потенциала и практические (измеренные) не совпадают, поэтому по результатам экспериментальных исследований были получены коэффициенты для связи теоретических и практических параметров:

$$\delta g_{\Pi} = K_1 \cdot (\delta g_{\text{л}} + \delta g_{\text{с}})_{\text{T}}; \quad \delta \vartheta_{\Pi} = K_2 \cdot (\delta \vartheta_{\text{л}} + \delta \vartheta_{\text{с}})_{\text{T}}; \quad \zeta_{\Pi} = K_3 \cdot (\zeta_{\text{л}} + \zeta_{\text{с}})_{\text{T}}, \quad (8.20)$$

где  $K_1 = 1,2$ ,  $K_2 = 0,722$ ,  $K_3 = 0,548$  – коэффициенты, учитывающие упругие параметры Земли.

С повышением точности измерения силы тяжести (до единиц микроГала) назрела необходимость более точного учёта приливной поправки  $\delta g_{\Pi}$ :

$$\begin{aligned} \delta g_{\Pi} = & \frac{f \cdot m_{\text{л}} \cdot R}{r_{\text{л}}^3} (3 \cos^2 z_{\text{л}} - 1) + \frac{3}{2} \frac{f \cdot m_{\text{л}} \cdot R^2}{r_{\text{л}}^4} (5 \cos^2 z_{\text{л}} - 3 \cos z_{\text{л}}) + \\ & + \frac{f \cdot m_{\text{с}} \cdot R}{r_{\text{с}}^3} (3 \cos^2 z_{\text{с}} - 1) - 0,381 \cdot \left( \frac{f \cdot m_{\text{л}}}{r_{\text{л}}^3} + \frac{f \cdot m_{\text{с}}}{r_{\text{с}}^3} \right) \cdot (1 - 3 \sin^2 \varphi), \end{aligned} \quad (8.21)$$

где

$$R = a \cdot (1 - 0,5 \cdot e^2 \cdot \sin^2 \varphi) + H; \quad (8.22)$$

$$\delta g_{\Pi} = K_1 \cdot \delta g_{\text{T}}; \quad (8.23)$$

$K_1 = 1,2$  – коэффициент упругости Земли  $\delta$ .

Последний член выражения (8.21) называют поправкой Хонкасало. С учётом численных значений параметров планет:

$$\delta g_{\text{хонка}} = 37 \cdot (3 \sin^2 \varphi - 1), \text{ мкГал.} \quad (8.24)$$

Теоретические значения составляющих  $W_2$  (см. табл. 8.1) малы. Незначительны и относительные эффекты, создаваемые этими величинами. Так, например, суммарное притяжение Луны и Солнца, равное 0,241 мГал, уменьшит вес тела в 1 тонну на Земле с  $g = 9,8 \text{ м/с}^2$  всего на 0,2 г. Таким образом, приливы в океанах – следствие наклона уровенной поверхности а не притяжения Луны и Солнца.

### 8.3. Виды приливных волн

Из-за неравномерного движения Луны вокруг Земли и изменения её положения относительно земного экватора ( $z \neq \text{const}$ ), приливная волна меняет свою скорость и положение в Земле. В связи с этим, приливообразующий потенциал  $W_2$  раскладывают в ряд воображаемых членов, каждый

из которых описывает свой тип волны, который имеет постоянные амплитуды, скорости и ориентировку относительно экватора.

Переменная  $z$ , которая входит в выражение для приливообразующего потенциала  $W_2$  (8.10), не даёт возможности выполнить его разложение на составляющие, поскольку она связана с локальной земной системой координат.

Введём новую систему координат, в которой центр Земли совместим с центром небесной сферы. При этом плоскости земного и небесного экватора совпадают и, естественно, ось  $Z$  совпадает с мгновенной осью вращения Земли.

Оси  $Ox$  и  $Oy$  лежат в плоскости небесного экватора. При этом ось  $Ox$  направлена в точку весеннего равноденствия, а за положительное принимается направление в сторону восходящего узла.

#### **8.4. Разложение потенциала приливной силы по Лапласу**

Разделение приливообразующего потенциала на составляющие было произведено Лапласом, который первым понял их значение и геометрический смысл

$$W_2 = \frac{f \cdot m \cdot R^2}{2r^3} (3\cos^2 z - 1).$$

Рассмотрим сферический треугольник с вершинами в полюсе Мира, зените и светиле (рис. 8.3), из которого по теореме косинусов определим зенитное расстояние  $Z$

$$\cos z = \cos(90 - \delta) \cdot \cos(90 - \varphi) + \sin(90 - \delta) \cdot \sin(90 - \varphi) \cdot \cos t$$

или

$$\cos z = \sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos t. \quad (8.25)$$

Возведем уравнение (8.25) в квадрат. Получим

$$\cos^2 z = \sin^2 \varphi \cdot \sin^2 \delta + \cos^2 \varphi \cdot \cos^2 \delta \cdot \cos^2 t + 2\sin \varphi \cdot \cos \varphi \cdot \sin \delta \cdot \cos \delta \cdot \cos t. \quad (8.26)$$

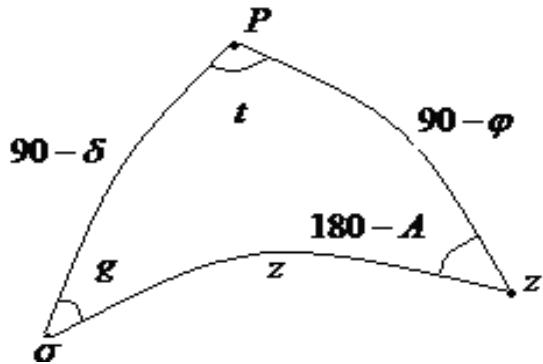


Рис. 8.3. Параллактический треугольник

Обе части равенства (8.26) умножим на три и вычтем из них единицу, т. е.

$$3\cos^2 z - 1 = (3\sin^2 \varphi \cdot \sin^2 \delta - 1) + 3\cos^2 \varphi \cdot \cos^2 \delta \cdot \cos^2 t + \\ + 3(2\sin \varphi \cdot \cos \varphi \cdot \sin \delta \cdot \cos \delta \cdot \cos t). \quad (8.27)$$

Сделаем преобразования второго и третьего слагаемых правой части выражения (8.27):

$$3\cos^2 \varphi \cdot \cos^2 \delta \cdot \cos^2 t = \frac{3}{2} \cos^2 \varphi \cdot \cos^2 \delta \cdot (\cos 2t + 1),$$

$$\text{где } \frac{\cos 2t + 1}{2} = \frac{(\cos^2 t - \sin^2 t) + 1}{2} = \frac{\cos^2 t + (\cos^2 t - 1) + 1}{2} = \cos^2 t.$$

Далее

$$3(2\sin \varphi \cdot \cos \varphi \cdot \sin \delta \cdot \cos \delta \cdot \cos t) = 3(2\sin \varphi \cdot \cos \varphi \frac{2\sin \delta \cdot \cos \delta}{2} \cos t) = \\ = \frac{3}{2} \sin 2\varphi \cdot \sin 2\delta \cdot \cos t.$$

С учётом выполненных преобразований выражение (8.27) примет вид:

$$3\cos^2 z - 1 = 3\sin^2 \varphi \cdot \sin^2 \delta - 1 + \frac{3}{2} \cos^2 \varphi \cdot \cos^2 \delta \cdot (\cos 2t + 1) + \\ + \frac{3}{2} \sin 2\varphi \cdot \cos 2\delta \cdot \cos t. \quad (8.28)$$

Раскрыв скобки, получим выражение (8.28) в виде:

$$3\cos^2 z - 1 = 3\sin^2 \varphi \cdot \sin^2 \delta - 1 + \frac{3}{2}\cos^2 \varphi \cdot \cos^2 \delta + \frac{3}{2}\cos^2 \varphi \cdot \cos^2 \delta \cdot \cos 2t + \frac{3}{2}\sin 2\varphi \cdot \sin 2\delta \cdot \cos t. \quad (8.29)$$

Заменим в выражении (8.29) в третьем слагаемом правой части  $\cos^2 \varphi$  и  $\cos^2 \delta$  синусами:

$$\cos^2 \varphi = 1 - \sin^2 \varphi; \quad \cos^2 \delta = 1 - \sin^2 \delta.$$

Тогда в выражении (8.28) первые три члена правой части запишутся таким образом:

$$3\sin^2 \varphi \cdot \sin^2 \delta - 1 + \frac{3}{2}[(1 - \sin^2 \varphi) \cdot (1 - \sin^2 \delta)]$$

или

$$3\sin^2 \varphi \cdot \sin^2 \delta + \frac{3}{2}\sin^2 \varphi \cdot \sin^2 \delta - \frac{3}{2}\sin^2 \varphi - \frac{3}{2}\sin^2 \delta - 1 + \frac{3}{2}$$

В этом выражении последние два слагаемых в сумме дают  $1/2$ .

Вынесем  $(\frac{3}{2})$  за скобки, получим

$$\frac{3}{2}(2\sin^2 \varphi \cdot \sin^2 \delta + \sin^2 \varphi \cdot \sin^2 \delta - \sin^2 \varphi - \sin^2 \delta + \frac{1}{3})$$

или

$$\frac{3}{2}(3\sin^2 \varphi \cdot \sin^2 \delta - \sin^2 \varphi - \sin^2 \delta + \frac{1}{3}).$$

Это выражение можно представить как произведение двух разностей:

$$\frac{3}{2} \left[ 3(\sin^2 \varphi - \frac{1}{3}) \cdot (\sin^2 \delta - \frac{1}{3}) \right].$$

С учётом выполненных преобразований выражение (8.28) примет вид:

$$3\cos^2 z - 1 = \frac{3}{2} \left[ 3(\sin^2 \varphi - \frac{1}{3}) \cdot (\sin^2 \delta - \frac{1}{3}) \right] + \frac{3}{2}\sin 2\varphi \cdot \sin 2\delta \cdot \cos t + \frac{3}{2}\cos^2 \varphi \cdot \cos^2 \delta \cdot \cos 2t. \quad (8.30)$$

Подставив (8.30) в исходное уравнение для  $W_2$ , получим разложение приливообразующего потенциала по типам волн (рис. 8.4):

$$W_2 = \frac{3f \cdot m \cdot a^2}{4r^3} \cdot \left[ 3\left(\sin^2 \varphi - \frac{1}{3}\right) \cdot \left(\sin^2 \delta - \frac{1}{3}\right) + \sin 2\varphi \cdot \sin 2\delta \cdot \cos t + \cos^2 \varphi \cdot \cos^2 \delta \cdot \cos 2t \right]. \quad (8.31)$$

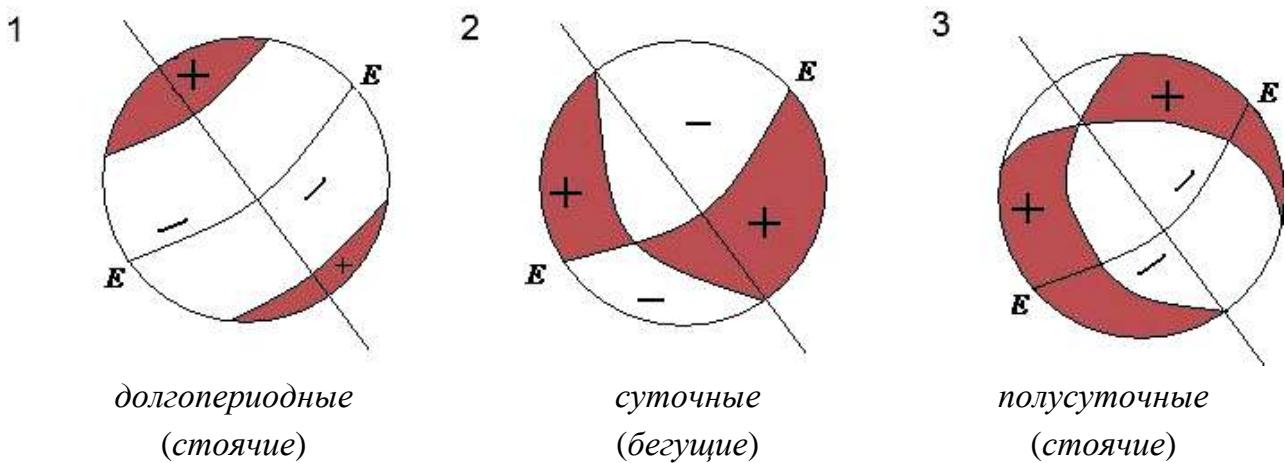


Рис. 8.4. Типы волн приливообразующего потенциала

1. Долгопериодные волны (первое слагаемое в формуле (8.31)) (с периодом 14 суток для Луны и 6 месяцев для Солнца) не зависят от долготы. Они сплющивают или растягивают Землю в направлении полярной оси. При этом положение полярной оси инерции Земли этими волнами не изменяется, но изменяется главный момент инерции Земли. Амплитуда наибольшей двух недельной волны достигает на экваторе 9 см, а на полюсах 18 см. Эти волны не зависят от часового угла  $t$ . Функция  $(\sin^2 \varphi - \frac{1}{3})$  обращается в нуль на параллелях  $\pm 35^\circ 16'$ , которые делят поверхность Земли на зоны положительных и отрицательных значений. Уровенная поверхность смещается вниз у полюсов на 28 см и приподнимается на экваторе на 14 см. Незначительно увеличивается сжатие Земли  $\alpha$ , разность полуосей эллипсоида  $a - b$  достигает 21,37 км.

2. Суточные волны (второе слагаемое) «бегут» с востока на запад с периодом от 21,6 до 29,3 часа. Максимальные амплитуды волн прихо-

дятся на  $\phi = \pm 45^\circ$  и обращаются в нуль на меридиане, отстоящем от меридиана небесного тела на  $90^\circ$ , и на экваторе. На долготах, отличающихся на  $180^\circ$ , фазы этих волн противоположны. Суточные волны изменяют положение главной (полярной) оси инерции (С) Земли, что приводит к появлению суточной волны в движении полюсов Земли.

В теории приливов учитывается до 52 типов суточных волн. Важнейшими из них являются следующие:

$$K_1(T = 23^h 56^m), \quad O_1(T = 25^h 49^m), \quad P_1(T = 24^n 04^m).$$

3. Наибольшие волны – *полусуточные* (третье слагаемое). Их действие можно представить как деформацию двухосного эллипсоида вращения в трёхосный, т. е. волна имеет экваториальную симметрию. Максимальные амплитуды волны приходятся на экватор. Противоположные фазы имеют точки, отличающиеся по долготе на  $90^\circ$ . Наибольшая амплитуда наблюдается на экваторе и обращается в нуль на меридианах, отстоящих на  $45^\circ$  от меридиана небесного тела.

Кроме этих трёх основных типов приливных волн, учитываются небольшие волны с периодами 8, 6 и 4 часа. Две последние волны вызываются действием океанических приливов.

Приливная волна, перемещаясь в теле Земли вслед за движением Луны, изменяет её физические параметры:  $\bar{\rho}$ ,  $\delta$ ,  $\mu$ ,  $k$  и др.

## 9. ВЛИЯНИЕ ПРИЛИВОВ НА ФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ЗЕМЛИ

Деформации, возникающие в твердой Земле, изменяют величину приливного потенциала  $W_2$ . Для воображаемой однородной Земли, с известными упругими свойствами, изменение потенциала можно вычислить по формуле (8.31):

$$W_2 = \frac{3}{4} \frac{f \cdot m \cdot a^2}{r^3} \left[ \cos^2 \phi \cdot \cos^2 \delta \cdot \cos 2t + \sin 2\phi \cdot \sin 2\delta \cdot \cos t + \right. \\ \left. + 3(\sin^2 \phi - \frac{1}{3}) \cdot (\sin^2 \delta - \frac{1}{3}) \right]. \quad (9.1)$$

В реальной (упругой) Земле её физические параметры не постоянны и зависят от глубины, из-за чего расчеты усложняются. Для сравнения расчетных и наблюдаемых результатов составляющих приливного потенциала используются три безразмерных параметра, введённых в 1911 г. А. Ля-вом –  $h, k, f$  и Шидой –  $\ell$  (1912 г.) [46, 48, 49].

Если Земля – упругая сфера, обладающая сплюснутостью, с постоянными  $\rho$  и  $\mu$ , то

$$h = \frac{5}{2} p, \quad k = \frac{3}{2} p, \quad \ell = \frac{3}{4} p, \quad f = 2h - 6\ell, \quad (9.2)$$

где

$$p = \left(1 + \frac{19}{2} \frac{\mu}{\rho \cdot g R_3}\right)^{-1}.$$

Наблюдение приливных эффектов позволяет измерить разные комбинации этих величин. Вот некоторые из них.

### 9.1. Приливы в океанах и морях

Для океана возмущающий потенциал равен сумме приливного потенциала  $W_2$  и дополнительного потенциала  $\Delta W = k \cdot W_2$ , возникающего за счет деформации твердой Земли [46, 48]. Амплитуда прилива при этом равна

$$\zeta_0 = \frac{W_2}{g} (1 + k), \quad (9.3)$$

где  $\zeta_0$  – статическая высота прилива (океанический прилив).

Но прилив наблюдается на деформируемой Земле, поверхность которой смещается на  $\zeta' = \frac{h \cdot W_2}{g}$ . Поэтому реально наблюдаемый уровень прилива составляет  $\zeta_{\Pi} = \zeta_0 - \zeta'$ :

$$\zeta_{\Pi} = \frac{W_2}{g} (1 + k - h) = \gamma \frac{W_2}{g}. \quad (9.4)$$

Отношение высоты прилива в упругой Земле  $\zeta_{\Pi}$  к высоте статического (океанического) прилива  $\zeta_0$  – первое число Лява –  $h$ :

$$h = \frac{\zeta_{\Pi}}{\zeta_0}. \quad (9.5)$$

Величина  $h$  изменяется в пределах от 0,59 до 0,61.

Максимальные высоты приливов наблюдаются в заливе Фанди (Канада) – 13,5 м, Северн (Великобритания) – 13,1 м, бухта Мон-Сен-Мишель (Франция) – 12,6 м. В Средиземном море высота приливов около 0,4 м.

## 9.2. Вариации ускорения силы тяжести

Для деформируемой (упругой) Земли (рис. 9.1) изменение силы тяжести будет больше, чем для твердой: под действием приливной силы Земля растягивается в направлении ОЛ, поэтому точки  $A_1$  и  $A_2$  удаляются от центра масс Земли, что вызывает дополнительное уменьшение силы тяжести в этих точках. А в точках  $A_3$  и  $A_4$ , напротив, сила тяжести увеличивается, так как они приближаются к центру Земли [88].

При этом изменится и потенциал Земли  $W'_0$ :

$$W'_0 = W_0 + \Delta W + W_2 - \zeta \frac{\partial W_0}{\partial a}, \quad (9.6)$$

где  $W_0$  – первоначальный потенциал (потенциал геоида);

$W_2$  – приливообразующий потенциал, создаваемый небесными телами (статический приливной потенциал);

$\Delta W$  – изменение потенциала за счёт деформации Земли (дополнительный потенциал твердой недеформируемой Земли);

$-\zeta' \frac{\partial W_0}{\partial a}$  – изменение по-

тенциала за счёт смещения точки наблюдения на величину  $\zeta$ ;

$a$  – текущий радиус-вектор,  $\Delta a$  – его приращение.

Вариации ускорения силы тяжести  $\delta g_{\Pi}$  будут равны производной  $W'_0$  по  $a$ , то есть

$$-\frac{\partial W'_0}{\partial a} = g_0 + \delta g_{\Pi} = -\frac{\partial W_0}{\partial a} - \frac{\partial(\Delta W)}{\partial a} - \frac{\partial W_2}{\partial a} + \zeta' \frac{\partial^2 W}{\partial a^2}. \quad (9.7)$$

Так как  $\frac{\partial W_0}{\partial a} = g_0$  – значение силы тяжести на твёрдой (недеформируемой) Земле, то

$$\delta g_{\Pi} = -\frac{\partial(\Delta W)}{\partial a} - \frac{\partial W_2}{\partial a} + \zeta' \frac{\partial^2 W}{\partial a^2}. \quad (9.8)$$

Рассмотрим каждое слагаемое в правой части выражения (9.8) и преобразуем его. Итак,  $\Delta W$  – изменение гравитационного потенциала за счёт деформации Земли. Масса, заключенная в приращении объёма в процессе деформации, создаёт приращение потенциала

$$\Delta W = 4\pi \cdot f \sum_1^n \frac{1}{2n+1} \frac{R^{n+2}}{a^{n+1}} S_n(\Theta, \varphi), \quad (9.9)$$

где  $S_n(\Theta, \varphi)$  – зональная сферическая функция. В задаче о деформации Земли преобладающую роль играет член с  $n = 2$ , поэтому

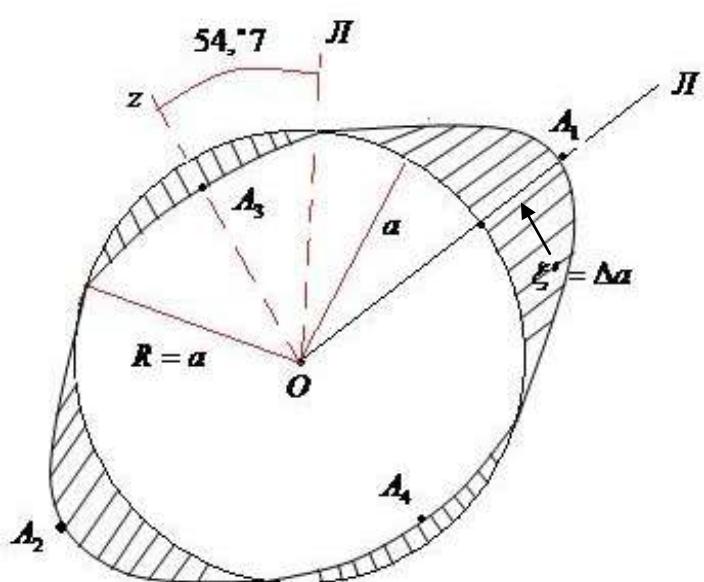


Рис. 9.1. Действие приливных сил на Землю

$$\Delta W = 4\pi \cdot f \cdot \frac{1}{5} \cdot \frac{R^4}{a^3} \cdot S_2; \quad (9.10)$$

$$S_2 = 3\varDelta \cdot (\sin^2 \varphi - \frac{1}{3}) \cdot (\sin^2 \delta - \frac{1}{3}), \quad (9.11)$$

где  $\varDelta$  – постоянная Дудсона

$$\varDelta_{\text{л,с}} = \frac{3}{4} \cdot \frac{\mu_{\text{л,с}} \cdot \bar{g} \cdot a_1^4 \cdot \sin^3 \bar{\pi}_{\text{л,с}}}{a^3}; \quad (9.12)$$

$\mu_{\text{л,с}}$  – отношение массы небесного тела  $m$  к массе Земли  $M$ ,  $\mu_{\text{л,с}} = \frac{m}{M}$ ;

$\bar{\pi}_{\text{л,с}}$  – параллакс небесного тела;

$a_1$  – средний радиус Земли;

$a$  – большая полуось эллипсоида;

$\bar{g}$  – среднее значение ускорения силы тяжести;

$\varphi$  – широта места наблюдения;

$\delta$  – склонение светила.

С учётом выражений (9.11) и (9.12) можно записать

$$-\frac{\partial \Delta W}{\partial a} = \frac{\partial \left( \frac{4\pi \cdot f \cdot R^4 \cdot S_2}{5a^3} \right)}{\partial a} = -3 \cdot 4\pi \cdot f \cdot \frac{1}{5} \cdot \frac{R^4}{a^4} S_2 = -\frac{3\Delta W}{a}. \quad (9.13)$$

Чем больше  $W_2$ , тем больше  $\Delta W$ , поэтому

$$\Delta W = k \cdot W_2. \quad (9.14)$$

Коэффициент  $k$  в выражении (9.14) является вторым числом Лява: это отношение дополнительного потенциала, обусловленного деформацией Земли, к возмущающему потенциальному, т. е.

$$k = \frac{\Delta W}{W_2}. \quad (9.15)$$

Величина  $k$  меняется от 0,28 до 0,29.

С учётом этого

$$\frac{\partial(\Delta W)}{\partial a} = \frac{3}{a} k \cdot W_2 = \frac{3}{2} k \cdot \left( \frac{\partial W_2}{\partial a} \right). \quad (9.16)$$

Второй член выражения (9.8) оставим без изменения.

Третье слагаемое выражения (9.8) представим в виде

$$\zeta' \cdot \frac{\partial^2 W_0}{\partial a^2} = -\zeta' \cdot \frac{\partial g}{\partial a}.$$

Но поскольку  $\Delta a = \zeta' = h \cdot \frac{W_2}{g}$ , имеем  $g = \frac{h \cdot W_2}{\zeta'}$  и  $\frac{\partial g}{\partial a} = \frac{h}{\zeta'} \cdot \frac{\partial W_2}{\partial a}$ .

Следовательно,

$$\zeta' \cdot \frac{\partial^2 W_0}{\partial a^2} = -\zeta' \cdot \frac{\partial g}{\partial a} = -\frac{\zeta' \cdot h}{\zeta'} \cdot \frac{\partial W_2}{\partial a} = -h \cdot \frac{\partial W_2}{\partial a}. \quad (9.17)$$

С учётом выражений (9.15) и (9.17) выражение (9.8) примет вид

$$\delta g_{\Pi} = -\frac{\partial W_2}{\partial a} \cdot \left(1 + h - \frac{3}{2}k\right) = \delta g_T \cdot \delta. \quad (9.18)$$

Первый сомножитель выражения (9.18) есть вычисленное значение вертикальной составляющей приливного потенциала  $\delta g_T$ , а второй сомножитель – это коэффициент упругости Земли  $\delta$ .

Коэффициент  $\delta$  может быть определён из результатов высокоточных гравиметрических измерений вариаций силы тяжести:

$$\delta = \frac{\delta g_{\Pi}}{\delta g_T}, \quad (9.19)$$

где  $\delta g_{\Pi}$  – наблюдаемая (практическая) вариация силы тяжести на упругой Земле;

$\delta g_T$  – вычисленная (теоретическая) вариация силы тяжести для абсолютно твёрдой Земли

$$(\delta g_T)_{\text{Л,с}} = K_{\text{Л,с}} \cdot (3 \cos^2 z_{\text{Л,с}} - 1), \text{ мГал.} \quad (9.20)$$

где  $z_{\text{Л,с}}$  – зенитные расстояния Луны и Солнца соответственно;

$K_{\text{Л,с}}$  – коэффициенты, вычисляемые по формуле

$$K_{\text{л,с}} = 2 \frac{D_{\text{л,с}}}{R}. \quad (9.21)$$

где  $D_{\text{л,с}}$  – постоянные Дудсона (см. формулу (8.19)).

Наблюдения на приливных станциях показывают, что численные значения  $\delta g_{\Pi}$  в 1,2 раза больше  $\delta g_T$ .

Замечено, что по мере удаления от центра континента  $\delta$  увеличивается:

Центральная Азия  $\delta = 1,143 \pm 0,002$ ;

Новосибирск 1,16;

Москва 1,17;

Пулково 1,238;

В среднем для Европы  $\bar{\delta} = 1,204$ ;

для Азии  $\bar{\delta} = 1,148$ .

### 9.3. Колебания отвесной линии

Одновременно с вертикальными деформациями Земля испытывает и горизонтальные, которые проявляются в колебаниях отвесной линии (наклоны уровенной поверхности). Наклоны уровенной поверхности упругой Земли меньше, чем для жёсткой, так как физическая поверхность упругой Земли также испытывает наклоны [48, 88].

Если бы Земля была идеально жесткой, то колебаний наклонов уровенной поверхности относительно физической поверхности не наблюдалось бы.

Различают два типа колебаний отвесной линии:

- 1) относительно оси вращения Земли;
- 2) относительно земной коры.

В первом случае изменение широты  $\phi$ , достигающее  $0,01''$ , происходит из-за изменения в пространстве оси вращения Земли (положение земного экватора), которое является следствием действия приливных сил.

При определении широты способом Талькотта направление отвесной линии фиксируется двумя высокоточными уровнями с погрешностью не более  $1''$ . Величина уклонения отвесной линии при этом определяется по формуле [46]

$$(\delta\vartheta_{\Pi})_{\lambda} = (\delta\vartheta_T)_{\lambda} \cdot \Lambda = 1 + k - \ell, \quad (9.22)$$

где  $\Lambda = 1 + k - l$  – лямбда-фактор – коэффициент, учитывающий влияние изменений упругих свойств Земли [46];

$\ell$  – число Шида – отношение горизонтального смещения точки земной поверхности  $\Delta$  к смещению в статическом океаническом приливе  $\Delta_0$ :

$$\ell = \frac{\Delta}{\Delta_0} = \frac{\Phi_{\Pi}}{\Phi_T}.$$

За 20-летний ряд наблюдений изменений  $\varphi$  в Японии получено  $\Lambda = 1,32$ .

Колебания отвесной линии относительно земной коры можно отождествить с изменением угла  $i$  между нормалью к эллипсоиду и радиус-вектором  $r$ , описывающим поверхность деформируемой Земли, т. е.  $\delta\vartheta = i$  (рис. 9.2).

Уравнение поверхности деформируемой Земли имеет вид:

$$r = f(a + da) = a + h \cdot \frac{W_2}{g}. \quad (9.23)$$

Уравнение эллипсоида со средним радиусом  $\bar{R} = a$  и сжатием  $\alpha$  имеет вид

$$r = a \left[ 1 + \frac{\alpha^2}{2} \cdot \left( \frac{2}{3} - \cos^2 \theta \right) \right]. \quad (9.24)$$

По малости угла  $\delta v$

$$\delta\vartheta = -\frac{da}{ad\theta},$$

где  $\frac{da}{d\theta} = \alpha^2 \sin \theta \cdot \cos \theta$ . (9.25)

Приравняв (9.23) и (9.24) и учтя выражения для  $W_2$  и  $g$ :

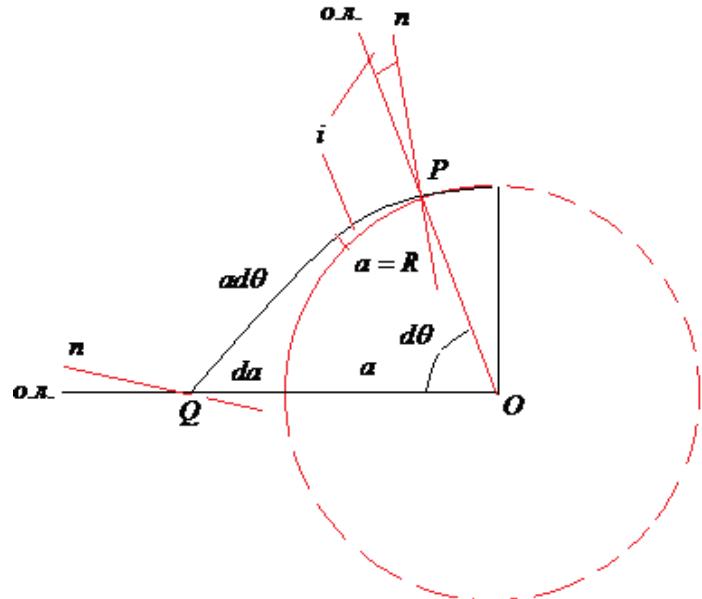


Рис. 9.2. Влияние приливов на колебание отвесной линии

$$W_2 = \frac{f \cdot m \cdot a^2}{2r^3} (3\cos^2 z - 1) \quad (9.26)$$

и

$$g = \frac{f \cdot M}{a^2} = \frac{f \cdot 4\pi \cdot a^3 \cdot \rho}{3a^2} = \frac{4\pi \cdot f \cdot \rho \cdot a}{3},$$

получим

$$\alpha^2 = \frac{3f \cdot h \cdot a \cdot m}{g \cdot r^3}. \quad (9.27)$$

С учётом выражения (10.27) колебание уклонаия отвеса примет вид:

$$\delta\vartheta = \frac{3f \cdot m \cdot h \cdot a}{g \cdot r^3} \cdot \sin\theta \cdot \cos\theta = -\frac{h}{g} \cdot \frac{\partial W_2}{a \cdot d\theta}. \quad (9.28)$$

Эту величину следует добавить к уклонению отвесной линии

$$\delta\vartheta_2 = \frac{1+k}{g} \cdot \frac{\partial W_2}{a \cdot d\theta}.$$

Наблюдаемый эффект будет равен

$$(\delta\vartheta_{\Pi})_2 = (\delta\vartheta)_2 + \delta\vartheta = \frac{1+k-h}{g} \cdot \frac{\partial W_2}{a \cdot d\theta} = \frac{\gamma}{g} \cdot \frac{\partial W_2}{a \cdot d\theta}, \quad (9.29)$$

где  $\gamma = 1 + k - h$  – угловая деформация (сдвиг) – отношение тангенциального (касательного) напряжения  $S$  к модулю сдвига  $\mu$ :

$$\gamma = \frac{S}{\mu}$$

– гамма-фактор.

Коэффициент  $\gamma$  такой же, что и при океаническом приливе, поскольку статический прилив происходит только от изменения направления отвесной линии.

Так как уклонение отвеса  $\delta\vartheta$  отождествляется с углом наклона земной поверхности (см. рис. 9.2), можно записать

$$(\delta\vartheta_{\Pi})_2 = i \quad \text{и} \quad (\delta\vartheta_T)_2 = i_0 = \frac{1}{g} \cdot \frac{\partial W_2}{\partial x}.$$

С учетом этого

$$\gamma = \frac{i}{i_0},$$

где  $i$  и  $i_0$  – углы наклона земной поверхности для упругой и жесткой Земли соответственно.

Таким образом, деформации земной коры уменьшают колебания отвесной линии – наклоны уровенной поверхности.

Величина  $\gamma$  меняется от 0,65 до 0,75. Из годичных наблюдений близ Алма-Аты по полусуточной волне получено  $\gamma = 0,722 \pm 0,007$ .

Наблюдения приливных эффектов позволили установить, что для Земли

$$(\delta\vartheta_{\Pi})_1 = 11 \cdot (\delta\vartheta_T)_1 \quad \text{и} \quad (\delta\vartheta_{\Pi})_2 = 0,7 \cdot (\delta\vartheta_T)_2. \quad (9.30)$$

Для жёсткой Земли оба метода давали бы одинаковый результат.

Изменение  $i$  составляет приблизительно 0,02" и, тем не менее, с помощью горизонтальных маятников (наклономеров) (рис. 9.3) и специальных высокочувствительных уровней этот параметр можно получить с погрешностью менее 1 %. Наблюдения проводят в глубоких шахтах и подвалах с устоявшимся тепловым режимом.

На рис. 9.3 горизонтальный маятник 2, на конце которого находится груз 3, с помощью нитей 1 укреплен на жестком основании. Наклон оси вращения маятника АБ в плоскости перпендикулярной оси маятника, вызывает его поворот, который фиксируется с помощью зеркала 4.

Для определения полного наклона уровенной поверхности необходимо применять два взаимно перпендикулярных маятника.

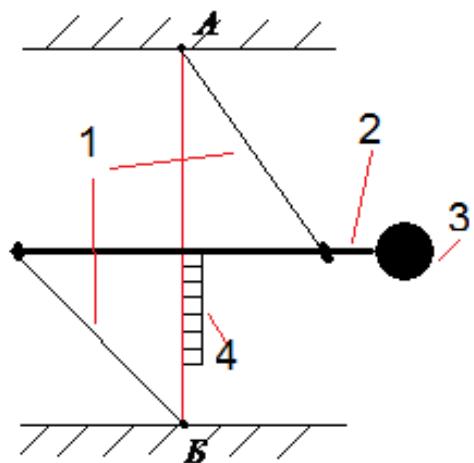


Рис. 9.3. Устройство наклономера

Наклоны земной поверхности можно получить из обработки результатов высокоточного нивелирования (см. раздел 9.4).

В последние годы стали конструировать в скальных породах специальные затопляемые камеры (дилатометры), которые позволяют фиксировать относительные изменения объёма жидкости под действием приливных сил

$$\frac{\Delta V}{V} = f \frac{W_2}{a \cdot g}; \quad (9.31)$$

$$f = \frac{\Delta V \cdot a \cdot g}{V \cdot W_2},$$

где  $f$  – третье число Лява, являющееся отношением объёмного расширения к высоте соответствующего статического прилива на земной поверхности.

$h, k, f, \ell$  – числа Лява и Шида, которые являются основными величинами в теории приливных деформаций.

Сопоставление измеренных и вычисленных чисел Лява и Шида позволяет изучать внутреннее строение Земли. Так, теоретическое значение  $k = 0,243$ , а по результатам наблюдений оно изменяется от 0,270 (в Азии) до 0,372 (в Европе) и в среднем составляет 0,321, что подтверждает значение  $k = 0,302$ , вычисленное для модели Земли с жидким ядром.

В 1953 г. М. С. Молоденский установил соотношения между  $h$  и  $k$ :

$$k = 0,489 \cdot h, \quad h = 2,045 \cdot k.$$

Пользуясь равенством Молоденского, Мельхиор в 1958 г. вывел свои зависимости для вычисления  $k$ :

- по гравиметрическим данным  $k = 1,827(\delta - 1)$ ;
- по наклономерным данным  $k = 0,957(1 - \gamma)$ .

По наклономерным наблюдениям в Алма-Ате, где  $\gamma = 0,722$ , величина  $k = 0,268$ .

А по величине упругости Земли  $\bar{\delta} = 1,148$  (для Азии) –  $k = 0,268$  и  $\bar{\delta} = 1,204$  (для Европы) –  $k = 0,372$ .

## 9.4. Определение деформации земной поверхности по геодезическим данным

Методика определения деформации земной поверхности по геодезическим данным широко используется на практике. Суть её в следующем.

Деформации земной поверхности для однородной среды представляются в виде тензора деформаций:

$$\begin{vmatrix} a_{xx} & a_{xy} & a_{xz} \\ a_{yx} & a_{yy} & a_{yz} \\ a_{zx} & a_{zy} & a_{zz} \end{vmatrix}, \quad (9.32)$$

$$\text{где } a_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}; \quad a_{yy} = \frac{\partial \vartheta}{\partial y}; \quad a_{zz} = \frac{\partial \omega}{\partial z};$$

$$2a_{xy} = \frac{\partial \vartheta}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}; \quad 2a_{zx} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial \omega}{\partial x}; \quad 2a_{yz} = \frac{\partial \omega}{\partial y} + \frac{\partial \vartheta}{\partial z};$$

$u, \vartheta$  – горизонтальные, а  $\omega$  – вертикальное смещения точки земной поверхности.

Впервые компоненты тензора деформаций для изучения современных движений земной поверхности были предложены в 1929 г. японскими учёными Т. Терадой и Н. Мибайи, которые, используя изменения координат пунктов, получили значения объемного расширения, вращения и сдвига для геометрического центра треугольника.

К. Цубои обобщил этот способ для большего числа треугольников (сети триангуляции). Позднее в США были разработаны процедуры вычисления компонентов деформации по разностям углов и сторон, измеренных в разные эпохи. В СССР компоненты деформации стали применяться после 1970 г.

Исходными данными для вычисления таких кинематических характеристик, как скорость изменения наклона и кривизны Земли (первая и вторая производные скорости вертикальных движений земной поверхности (СВДЗП) по направлению) являются амплитуды и скорости СВДЗП.

В инженерно-геодезических исследованиях эти характеристики вычисляются по формулам:

$$\alpha_{i,i+1} = \frac{\Delta H_{i+1,i} - \Delta H_i}{\ell_{i,i+1}} - \text{крен поверхности}; \quad (9.33)$$

$$\Pi = \frac{2\Delta H_i - (\Delta H_{i,i+1} + \Delta H_{i,i-1})}{\ell_{i,i+1} + \ell_{i,i-1}} - \text{относительный прогиб}; \quad (9.34)$$

$$K = \frac{2(\alpha_{i,i+1} - \alpha_{i,i-1})}{\ell_{i-1,i+1}} - \text{кривизна изгибающей поверхности}, \quad (9.35)$$

где  $\Delta H$  – изменение высоты  $i$ -го репера;

$\ell_{i,i+1}$  – расстояние между  $i$ -м и  $i \pm 1$ -м реперами.

Крен  $\alpha$  – характеризует изменение наклона поверхности по направлению нивелирной линии, которое можно использовать для определения истинного наклона (градиента) его направления, представив в виде

$$\alpha_{i,i+1} = \alpha_x \cdot \cos a_{i,i+1} + \alpha_y \cdot \sin a_{i,i+1}. \quad (9.36)$$

Неизвестные компоненты наклона в плоскости меридиана и первого вертикала определяются из решения системы уравнений для  $\alpha$ , число которых равно числу нивелирных ходов, сходящихся на репере, в окрестностях которого определяются наклоны.

Истинный наклон земной поверхности и его направление определяются по формулам:

$$I = \sqrt{\alpha_x^2 + \alpha_y^2} \cdot \operatorname{tg} A; \quad A = \arctg \frac{\alpha_y}{\alpha_x}, \quad (9.37)$$

где  $\alpha_x$  и  $\alpha_y$  – компоненты наклона в плоскости меридиана и первого вертикала соответственно;

$a_{i,i+1}$  – азимут нивелирной линии;

$I = \operatorname{grad} \vartheta_h$  – истинный наклон земной поверхности;

$A$  – азимут истинного наклона.

Наклоны измеряют с помощью наклонометров и высокоточных уровней.

Относительные изменения расстояний определяют с помощью деформографов или экстенситометров между двумя точками, находящимися на расстоянии 20–60 км.

Относительные изменения объемов жидкостей определяют с помощью дилатометров. При этом жидкость должна находиться в закрытых изолированных емкостях при постоянной температуре.

Вертикальные колебания земной поверхности можно зафиксировать с помощью вертикальных сейсмографов или высокоточными приливными гравиметрами типа GS-11 ( $m_{\Delta g} = \pm 2$  мкГал).

## **10. НЕРАВНОМЕРНОСТЬ ВРАЩЕНИЯ ЗЕМЛИ**

Вращение Земли – одно из важнейших свойств нашей планеты, а изучение вращения Земли – одна из насущных задач современной астрометрии [38, 70, 64]. Оно обусловливает не только смену дня и ночи, видимое суточное движение небесных тел, но и многие процессы, происходящие на Земле: в астрономии и геодезии оно служит незаменимой основой для введения различных систем координат.

Вращение Земли определяет связь двух основных систем отсчёта – земной и небесной. Земная система зафиксирована прямоугольными координатами около 300 станций. Она жёстко связана с земной корой и вращается вместе с нашей планетой. Небесная система отсчёта неподвижна в пространстве и задаётся координатами примерно 600 квазаров. Чтобы перевести координаты объекта из одной системы в другую, необходимо знать параметры вращения Земли: положение полюса, угловую скорость и нутацию.

Представление о вращении Земли возникло в глубокой древности. Долгое время считалось, что Земля – твердое тело, вращающееся вокруг своей оси, которая сохраняет неизменное положение в пространстве (по отношению к звездам).

Сомнения в постоянстве скорости вращения Земли возникли в 1695 г. после открытия Э. Галлеем векового ускорения движения Луны.

Мысль о вековом замедлении скорости вращения Земли под действием приливного трения впервые высказал в 1755 г. Э. Кант.

Изучением закономерностей движения Земли и, в частности, её вращения занимались П. Лаплас, Ж. Лагранж, Л. Эйлер и А. Ляпунов.

В основе теории вращения Земли лежат работы Леонардо Эйлера, который в 1765 г. вывел основные уравнения движения абсолютно твёрдого тела вокруг неподвижной точки и затем получил частное решение задачи для случая свободного вращения тела.

В результате, кроме векового замедления в скорости вращения Земли была установлена неравномерность её вращения.

Неравномерность вращения Земли и движение полюсов вызываются процессами, протекающими на нашей планете, и зависят от особенностей строения и физических свойств земных недр. Спектр параметров вращения Земли очень сложен: в угловой скорости обнаружены гармоники с периодами от нескольких часов до полутора тысяч лет с амплитудами от 2-3 микросекунд до 2 миллисекунд.

В настоящее время в мире действует широко разветвленная сеть обсерваторий, в которых ведутся непрерывные наблюдения за вращением Земли, изменением широт и движением полюсов. Знание этих параметров и их динамики имеет большое значение при решении многих проблем астрономии, картографии и геофизики.

Принято рассматривать три типа неравномерности вращения Земли: вековое замедление, сезонные и нерегулярные колебания угловой скорости.

1. В результате векового замедления угловой скорости длительность суток непрерывно возрастает примерно на 0,001–0,002 с в столетие. Так, миллиард лет назад сутки на Земле длились 17 часов, а в году было 500 дней (журнал «Эхо планеты», 2005 г., № 1–2). Это открытие сделали китайские палеонтологи, изучавшие отложения сине-зеленых водорослей в осадочных породах. Остатки этих древнейших представителей растительного мира формировали пласти разного цвета и толщины, по которым, как по кольцам древесного ствола, можно судить о продолжительности времени года, месяцев и даже суток в самые древние времена.

По другим данным («АиФ», 2005, № 4, с. 10, статья «Невероятно факт»), земной год миллиард лет назад составлял 540 суток (8 100 часов). Сутки длились всего 15 часов.

Примерно  $400 \cdot 10^6$  лет назад в сутках было 22 часа (см. газету «Тайны XX века», 2005, № 14, с. 7, статья «Планета тормозит»).

За последние 2 000 лет продолжительность одного оборота Земли увеличилась, в среднем, на 0,002 3 с за столетие. За последние 250 лет этот параметр немного уменьшился и составил 0,001 4 секунд за 100 лет.

В настоящее время замедление угловой скорости составляет  $5 \cdot 10^{-22} \text{ с}^{-2}$ . Наиболее быстро Земля вращалась около 1870 г., когда длительность земных суток была на 0,003 с короче эталонных, а наиболее медленно – около 1903 г. (земные сутки были длиннее эталонных на 0,004 с).

Главной причиной замедления является тормозящее действие лунно-солнечных приливов. Приливообразующая сила растягивает Землю вдоль прямой, соединяющей её центр с Солнцем и Луной. Приливные выступы, перемещаясь в теле Земли, в направлении, обратном её движению, тормозят вращение Земли.

При движении Луны вокруг Земли и системы Земля – Луна вокруг Солнца расстояние между ними меняется, что вызывает изменение во времени приливообразующей силы и, тем самым, приводит к неравномерности во вращении Земли.

Долгопериодные изменения в угловой скорости Земли вызываются также перераспределением масс как в самой Земле, так и на её поверхности.

Известно, что около 2 % всей воды на Земле (масса гидросфера  $1,41 \cdot 10^{21}$  кг) существует в виде льда. Общая масса льда в современную эпоху равна  $28,4 \cdot 10^{18}$  кг. Из них 90 % приходится на ледниковый щит Антарктиды, 9 % – на ледник Гренландии и около 1 % – на все остальные горные ледники. Площадь ледниковых щитов составляет: в Антарктиде –  $13,9 \cdot 10^{10}$  м<sup>2</sup>, в Гренландии –  $1,8 \cdot 10^{12}$  м<sup>2</sup>, горных ледников –  $0,5 \cdot 10^{12}$  м<sup>2</sup>.

Масса ледников меняется во времени значительным образом. Так, 12 000 лет назад растаял громадный ледниковый щит, покрывающий в четвертичном периоде Западную Европу и Северную Америку.

Около 1 000 лет назад ледниковый щит Гренландии имел меньшую массу, чем ныне. Такое перемещение влаги между Мировым океаном и ледниковыми щитами приводит к изменению момента инерции Земли и к неравномерности угловой скорости и движения полюсов.

2. Сезонные колебания представлены двумя волнами – с годичным и полугодичным периодом.

Отклонение продолжительности суток от средней за год представляется равенством

$$\delta T = 0,49^s \cdot 10^{-5} \cdot \sin 2\pi(t + 0,22) - 0,30^s \cdot 10^{-5} \cdot \sin 4\pi(t - 0,5), \quad (10.1)$$

где  $t$  – время в долях года, отсчитываемое от первого января.

Первый член формулы представляет годичную, а второй – полугодичную волны. Годичная волна показывает, что самые длинные сутки наблюдаются в январе, а короткие – в июле. Разница между ними составляет 1 мс.

Полугодичная волна даёт максимальную длительность суток в апреле и в конце октября, а минимальную – в конце января и в конце июля. Полная разница – 0,6 мс.

Сезонные колебания вызываются частично приливами в теле Земли, но главную роль играет атмосферная циркуляция.

Масса атмосферы составляет  $5,158 \cdot 10^{18}$  кг, что в  $1 \cdot 10^6$  раз меньше массы Земли ( $M_3 = 5,978 \cdot 10^{24}$  кг).

Известно, что в среднем атмосфера движется относительно земной поверхности в низких широтах – с востока на запад, а в умеренных и высоких – с запада на восток.

Источником циркуляции атмосферы служит неравномерное поглощение солнечного излучения поверхностью Земли. Момент сил, создаваемый воздушными течениями, передаётся земной коре благодаря трению атмосферы о поверхность и разности давлений воздуха на противоположных склонах горных цепей. Аналогичный механизм действует и в океанах: энергия течений передаётся земной коре.

Атмосферные потоки действуют на неровности поверхности Земли, как на паруса, ускоряя или замедляя ее вращение. Зимой атмосфера тормозит, а летом – ускоряет вращение Земли.

Амплитуда и фазы сезонных колебаний не остаются постоянными от года к году.

Сезонные колебания являются также следствием изменения количества осадков в течение года.

3. Нерегулярные изменения в угловой скорости приводят к колебаниям в продолжительности суток на несколько тысячных долей секунды. Эти изменения происходят через разные промежутки времени и причины их не вполне ясны.

Явление неравномерности привело к необходимости введения двух систем счёта времени в астрономии: неравномерное – характеризующее вращение Земли и равномерное – ньютоновское, или эфемеридное.

За эфемеридную секунду в настоящее время принята продолжительность 9 192 631 770 периодов излучения, соответствующих резонансной частоте перехода между двумя сверхтонкими уровнями основного состояния атома Цезия-133 на уровне моря.

Эфемеридное, или динамическое, время ( $UTD$ ) равно

$$UTD = UT + \Delta T_A , \quad (10.2)$$

где  $\Delta T(A)$  – поправка, учитывающая неравномерность вращения Земли. Она определяется из наблюдений за движением Луны.

$$\Delta T_A = +24,349^s + 72,318^s \cdot T + 29,950^s \cdot T^2 + 1,821 \cdot B, \quad (10.3)$$

где  $T$  – время в юлианских столетиях, отсчитанное от момента 1900 г. в 12 часов эфемеридного времени в Гринвиче;

$B$  – отклонение долготы Луны, получаемой из сравнения её наблюдаемых и эфемеридных положений.

Изменение  $\Delta T(A)$  с 1900 г. представлено в табл. 10.1.

*Таблица 10.1*

Поправки  $\Delta T(A)$  за неравномерность вращения Земли

Год	$\Delta T(A), (s)$	Год	$\Delta T(A), (s)$	Год	$\Delta T(A), (s)$
1900	-3,79	1940	+24,30	1980	+50,97
1901	-2,54	1941	24,71	1981	51,81
1902	-1,13	1942	25,15	1982	52,57
1903	+0,35	1943	25,61	1983	53,43
1904	+1,80	1944	26,08	1984	54,09
1905	+3,26	1945	26,57	1985	54,63
1906	4,69	1946	27,08	1986	55,11
1907	6,11	1947	27,61	1987	55,58
1908	7,51	1948	28,15	1988	56,09
1909	8,90	1949	28,94	1989	56,57
1910	10,28	1950	29,42	1990	57,22
1911	11,64	1951	29,66	1991	57,95
1912	12,95	1952	30,29	1992	58,73
1913	14,18	1953	30,96	1993	59,58
1914	15,31	1954	31,09	1994	60,40
1915	16,39	1955	31,65	1995	61,25
1916	17,37	1956	31,81	1996	62,00
1917	18,27	1957	32,13	1997	62,66
1918	19,08	1958	32,55	1998	63,28
1919	19,83	1959	32,92	1999	63,66
1920	20,48	1960	33,39	2000	63,98
1921	21,06	1961	33,81	2001	64,21

*Окончание табл. 10.1*

Год	$\Delta T(A), (s)$	Год	$\Delta T(A), (s)$	Год	$\Delta T(A), (s)$
1922	21,56	1962	34,23	2002	64,41
1923	21,97	1963	34,73	2003	64,55
1924	22,29	1964	35,41	2004	64,65
1925	22,55	1965	36,13	2005	64,80
1926	22,72	1966	37,01	2006	64,99
1927	22,82	1967	37,83	2007	65,34
1928	22,92	1968	38,84	2008	65,63
1929	23,05	1969	39,75	2009	65,95
1930	23,18	1970	40,72	2010	66,24
1931	23,34	1971	41,68	2011	66,47
1932	23,50	1972	42,82	2012	66,77
1933	23,60	1973	43,96	2013	67,10
1934	23,64	1974	44,99	2014	67,40
1935	23,63	1975	45,98		
1936	23,58	1976	46,99		
1937	23,63	1977	48,03		
1938	23,76	1978	49,09		
1939	23,99	1979	50,10		

## **10.1. Движение полюсов Земли**

По многолетним измерениям широты  $\phi$  в нескольких пунктах Земли было замечено, что она не остаётся постоянной, а периодически меняется, отклоняясь от их среднего значения до  $0,3''$ . Причём, когда в одном пункте широта увеличивается, в другом, диаметрально противоположном, – уменьшается на такую же величину. В чём же причина изменения широт?

Поскольку астрономическая широта – это угол между отвесной линией в данной точке и плоскостью земного экватора, то причиной может быть или изменение положения отвесной линии, или перемещение оси вращения Земли внутри неё.

Как известно, направление отвесной линии меняется только из-за возмущений Солнца и Луны, достигая суммарной величины  $0,05''$ . Значит, причиной является изменение положения оси вращения Земли.

Свободное инерциальное вращение твёрдого тела около неизменной оси возможно лишь в том случае, когда ось вращения совпадает с одной из главных центральных осей инерции тела. В противном случае, мгновенная ось вращения должна изменять своё положение в теле и в пространстве.

Полярный момент инерции Земли  $C$  (относительно оси вращения) равен  $8,04 \cdot 10^{44}$  г · см $^2$ . Экваториальные моменты (относительно перпендикулярных осей, лежащих в плоскости экватора)  $A$  и  $B$  очень близки и равны  $8,01 \cdot 10^{44}$  г · см $^2$ .

Если главные (центральные) моменты инерции Земли  $A$ ,  $B$ ,  $C$  и  $A \approx B < C$ , то вращение Земли происходит около главной центральной оси инерции  $C$  и оно устойчиво.

Причиной изменения широт или движения полюсов является то, что при формировании Земли главный момент количества движения  $OG$  не совпал с осью эллипсоида —  $OC$ , образовав с ним угол около  $0,1\text{--}0,3''$ . Кроме того, в результате перераспределения масс в теле Земли и на её поверхности (движения воздушных масс) происходит дополнительное смещение оси инерции относительно оси вращения Земли (рис. 10.1).

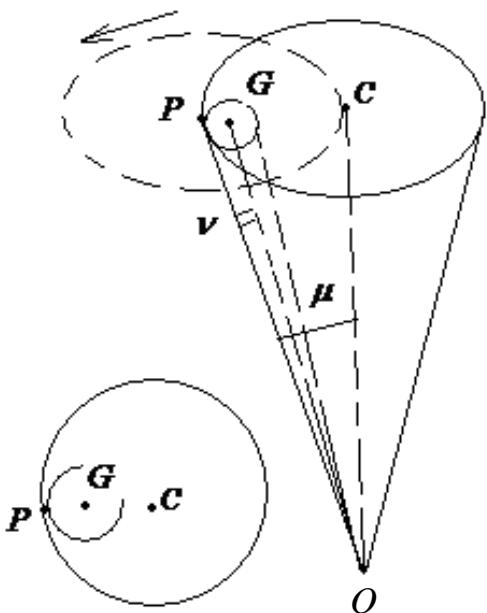


Рис. 10.1. Движение полюсов Земли

На рис. 10.1  $OG$  — главный момент количества движения (ГМКД) — ось Мира,  $G$  — полюс Мира. Если на вращающееся тело на действуют внешние силы, то ГМКД остается постоянным по величине и направлению.  $OC$  — ось эллипсоида инерции.  $OC$  связана с Землей;  $C$  — северный полюс инерции;  $OP$  — мгновенная ось вращения Земли;  $P$  — северный мгновенный полюс.

Поскольку ось  $OG$  неподвижна в пространстве — неподвижен малый конус. Поэтому, вследствие вращения Земли большой конус, вершина которого находится в центре Земли, движется вокруг мгновенной оси. Для наблюдателя на Земле будет казаться, что круговое движение совершают ось вращения. Это явление называют «движением полюсов» (см. рис. 10.1).

Северный полюс, описывая на земной поверхности сложную кривую, не выходит из квадрата со сторонами около 30 м. При этом его движение происходит против часовой стрелки. Движение полюсов Земли носит

периодический характер. Полный оборот оси вращения в теле абсолютно твердой Земли должен произойти за время  $\tau_0$  – период Эйлера

$$\tau_0 = T \cdot \frac{A}{C - A}, \quad (10.4)$$

где  $T = \frac{2\pi}{\omega}$  – период вращения Земли – звёздные сутки;

$\omega$  – мгновенная угловая скорость;

$\tau_0$  – время, за которое мгновенный полюс вращения Земли делает полный оборот вокруг полюса инерции  $C$  по поверхности Земли. Оно равно 305 звездным суткам

$$\tau_0 = \frac{A}{H \cdot C}, \quad (10.5)$$

где  $H$  – динамическое сжатие;  $H = \frac{C - A}{C} = 0,003\,272\,6$ .

Но, как известно, Земля упруга и по этой причине период движения полюсов должен быть больше. Это подтверждается и наблюдениями, которые ведутся с конца XIX в.: угол  $\mu$  между мгновенной осью вращения  $OP$  и осью инерции  $OC$  меняется от 0,3 до 0,1", а период вращения составляет 429,16 суток – уточнённый (Чандлеровский) период. Он вычисляется по формуле

$$\tau = \frac{\tau_0}{1 - c \cdot k}, \quad (10.6)$$

где  $k$  – второе число Лява;

$c$  – постоянная, зависящая от строения Земли:  $c = 41/39 = 1,051$ .

Значение  $c$  вычисляется в предположении, что ядро Земли оказывает влияние на движение полюсов.

Следует заметить, что дуга  $GP$  в 305 раз меньше дуги  $CP$ , т. е. меньше 0,001". Другими словами, точка  $P$ , скользя по окружности основания большого конуса, совершил полный оборот за 305 суток (для твёрдой Земли). Из-за малости угла  $v = 0,001"$  принимают, что главный момент количества движения  $OG$  совпадает с мгновенной осью вращения Земли  $OP$ .

Движение полюсов было обнаружено в XIX веке. В 1898 г. была организована Международная служба широты (МСШ), в которую вошли шесть станций, расположенных на широте  $+39^{\circ} 08'$ : три – в США и по одной в Италии, России и Японии. Ныне число станций достигает 30 и расположены они на различных широтах. С 1969 г. начались регулярные определения координат полюса по доплеровским наблюдениям навигационных спутников системы «Транзит» ВМФ США. Погрешность определения средних координат полюса за неделю оценивается в  $\pm 0,4$  м. Результаты наблюдений свидетельствуют, что смещение полюса происходит в направлении на Гренландию и составляет  $0,000\ 5\text{--}0,000\ 7''$  или 15–20 см в год. Однако имеются обоснованные сомнения в реальном существовании такого смещения.

## 10.2. Учёт движения полюсов Земли

Под влиянием колебания полюса происходят периодические изменения широты и долготы пунктов земной поверхности. Для приведения результатов, полученных на территории государства в одну систему, необходимо средуцировать их к среднему положению полюса.

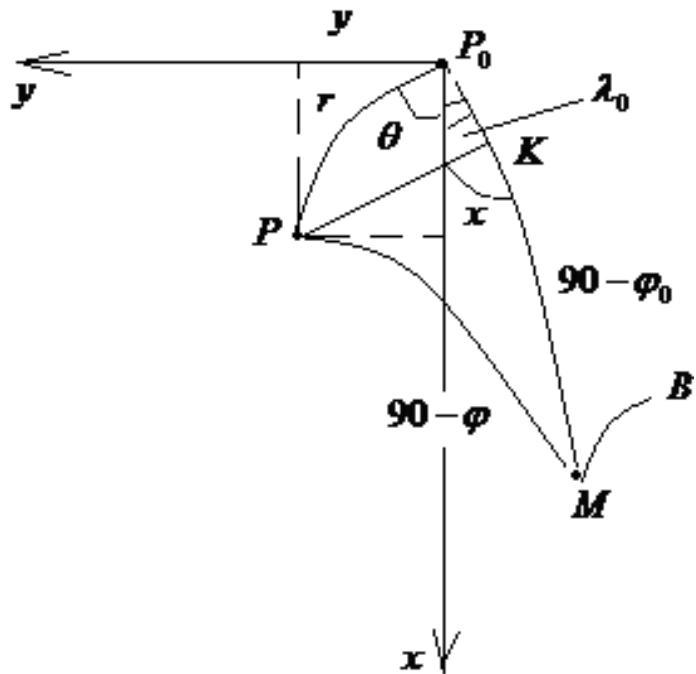


Рис. 10.2. Учёт движения полюсов Земли

На рисунке 10.2:

$P_0$  – среднее положение полюса;

$P$  – положение мгновенного полюса;

$r$  – радиус-вектор  $\bar{P}$  относительно  $P_0$ ;

$P_{0,x}$  – положительное направление оси  $x$  совпадает с меридианом

Гринвича;

$P_{0,y}$  – положительное направление оси  $y$  к западу от Гринвича;

$\theta$  – угол положения  $r$ ;

$P_{0x}$  – отсчитывается по часовой стрелке от  $P_{0,x}$ ;

$M$  – точка на земной поверхности к востоку от Гринвича;

$\varphi, \varphi_0$  – мгновенная и средняя широты соответственно;

$PK$  – сферический перпендикуляр к  $P_0M$ . По малости  $PK$  (меньше 0,003 5).

$$MK = MP = 90 - \varphi.$$

Тогда

$$KP_0 = (90 - \varphi_0) - (90 - \varphi) = \varphi - \varphi_0 = \Delta\varphi.$$

Из сферического треугольника  $PKP_0$

$$\Delta\varphi = r \cdot \cos(\theta + \lambda)$$

или

$$\Delta\varphi = r \cdot \cos\theta \cdot \cos\lambda_0 - r \cdot \sin\theta \cdot \sin\lambda_0.$$

По малости  $PP_0$  можем записать  $r \cdot \cos\theta = x; r \cdot \sin\theta = y$ , тогда

$$\left. \begin{aligned} \Delta\varphi &= x \cdot \cos\lambda_0 - y \cdot \sin\lambda_0 \\ \Delta\lambda &= \frac{1}{15} (x \cdot \sin\lambda_0 + y \cdot \cos\lambda_0 \cdot \operatorname{tg}\varphi_0) \end{aligned} \right\}. \quad (10.7)$$

Движение полюса вызывает возмущение потенциала силы тяжести  $W$

$$W = V + Q; \quad Q = \frac{1}{2} \omega^2 \cdot \overline{R^2} \cdot \cos^2\varphi - \text{потенциал центробежной силы.}$$

Если полюсы перемещаются, то  $Q$  изменяется на величину

$$\frac{\partial Q}{\partial \varphi} = -\frac{1}{2} \omega^2 \cdot \overline{R^2} \cdot \sin 2\varphi. \quad (10.8)$$

При высокоточных измерениях силы тяжести вводится поправка за движение полюса:

$$\Delta g_n = \delta \cdot \omega^2 \bar{R} \cdot \sin 2\phi \cdot (m_1 \cdot \cos \lambda_E - m_2 \cdot \sin \lambda_E), \text{ мГал}; \quad (10.9)$$

$$m_1 = \frac{x''}{\rho''}; \quad m_2 = \frac{y''}{\rho''},$$

где  $\delta$  – приливный коэффициент, учитывающий упругость Земли;

$$\delta = 1 + h - \frac{3}{2}k, \quad (10.10)$$

где  $h = 0,609$  – первое число Лява;

$k = 0,301$  – второе число Лява;

$\delta = 1,16$ ;

$\omega = 7,292 \cdot 115 \cdot 10^{-5}$  – угловая скорость вращения Земли,  $\text{с}^{-2}$ ;

$\bar{R} = 6371,032$  – средний радиус Земли, км;

$x''$  и  $y''$  – координаты Полюса, в секундах дуги (выбираются из Бюллетеня службы Широты) [16];

$\rho'' = 206\ 265''$ .

С учётом этих констант формула для вычисления поправки за движение полюса в измеренные значения силы тяжести примет вид:

$$\Delta g_{\Pi} = -3900 \cdot \sin 2\phi \cdot (m_1 \cdot \cos \lambda_E - m_2 \cdot \sin \lambda_E), \text{ мГал}. \quad (10.11)$$

Вследствие прецессии и нутации земной оси взаимное расположение полюсов Мира и полюсов эклиптики, а следовательно, и небесного экватора и эклиптики, непрерывно изменяется.

Полюс Мира, определенный средним направлением оси вращения Земли, то есть обладающий только прецессионным движением, называется средним полюсом мира.

На рис. 10.3 это положения  $p, p_1, p_2, p_3, p_4$ .

Положение среднего полюса Мира определяется из непрерывных рядов наблюдений  $\phi$  на астрономических станциях, расположенных на международной параллели  $39^\circ 08' \text{ с. ш.}$

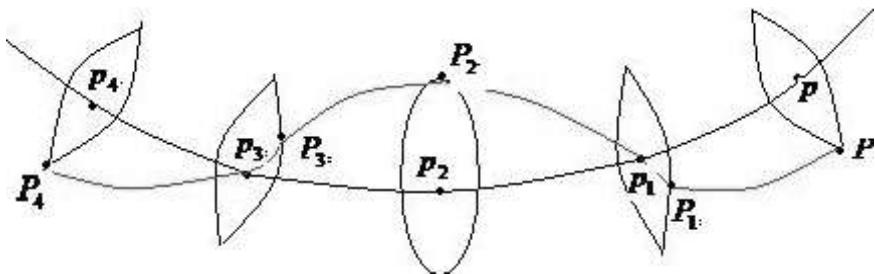


Рис. 10.3. Положения среднего  $p$  и истинного  $P$  полюсов Мира

Средний полюс мира вследствие прецессии за 25 600 лет описывает около полюса эклиптики окружность с радиусом  $23,5^\circ$ : образующая конуса, вершина которого находится в центре Земли, наклонена под углом  $23,5^\circ$ .  $P, P_1, P_2, P_3, P_4$  – положение истинного полюса мира.

Истинным полюсом мира (он же мгновенный полюс) называется полюс, определённый действительным направлением земной оси, то есть обладающий и прецессионным, и нутационным движением.

Усредненное положение истинного полюса за период с 1900 по 1905 г. в 1960 г. было принято за среднее положение Земного полюса и названо Международным условным началом (МУН).

Положение истинного полюса определяется из непосредственных измерений РСДБ (радиоинтерферометрия со сверхдлинной базой) с учетом поправок в короткопериодические члены нутации.

Под движением полюсов понимают перемещение истинного полюса вращения Земли, совпадающего с проекцией на земную поверхность истинного небесного полюса, относительно некоторого его начального положения. В качестве такового выбирают среднее положение истинного географического полюса за определенный промежуток времени.

## **11. МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ И ОКОЛОЗЕМНОГО ПРОСТРАНСТВА**

Магнитное поле играет важную роль в жизни человеческой цивилизации и всех биологических существ на Земле. Оно является своего рода щитом от проникновения на поверхность Земли частиц высокой энергии, идущих от Солнца и из космоса, – космической радиации [28, 75, 92].

Изучением магнитного поля Земли занимается наука – геомагнетизм. Её предметом является исследование и объяснение особенностей структуры динамики магнитного поля нашей планеты и тел Солнечной системы, а также их использование для изучения внутреннего строения Земли и окружающего её пространства. Так, например, предположение о наличии проводящей ионосферы было сделано на основании изучения суточных вариаций геомагнитного поля [30, 39, 44, 49, 1].

Магнитные свойства железных руд (магнитного железняка) и земное магнитное поле были обнаружены и использовались человеком для практических целей ещё во времена глубокой древности.

Так, более двух тысяч лет назад, древний китайский историк Су-Матзян, изучая старые летописи, обнаружил в них упоминание об «указателях направлений на юг», укрепляемых на дорожных колесницах.

Позднее в «Трактате о колесницах и одежде», написанном 1 500 лет тому назад, сказано, что во время междоусобной войны на Востоке на территории Китая в I в. до н. э. секрет изготовления путеуказывающих колесниц был утрачен и вновь открыт только в 226 г. н. э.

В XI–XII в. н. э. указатель юга приобрёл форму стрелки. Стрелку изготавливали из кованого железа и намагничивали трением о железную руду.

В XII в. н. э. было открыто свойство полярности магнита, и был создан прототип современного компаса.

В 1269 г. П. Пелегрин в своей книге «Письмо о магните», которая была опубликована в Германии лишь в 1558 г., впервые предложил назвать конец намагниченной стрелки, указывающий на север, – северным, а противоположный – южным. Он же и усовершенствовал компас.

В те далёкие времена многие считали, что стрелку компаса направляет точно на север притяжение Полярной звезды. Однако, позднее обнаружили, что стрелка значительно отклоняется от этого направления.

В 1492 г. Колумб во время своей экспедиции к берегам Америки установил, что угол отклонения стрелки от направления на географический север неодинаков в различных участках земного шара и меняется от восточного в Европе до западного в Атлантическом океане. Однако, правильно объяснить причину этого явления Колумб не смог. После открытия Колумба начались многочисленные измерения магнитного склонения по всему земному шару. С развитием мореплавания связано становление магнетизма как науки.

Европейцами было сделано и другое важное открытие. Так, в 1544 г. Гартман – пастор из Нюрнберга – сообщил, что по его наблюдениям северный конец намагниченной стрелки всегда стремится наклоняться вниз.

В 1576 г. независимо от Гартмана английский моряк и компасный мастер Норманн определил, что в Лондоне стрелка устанавливается под углом  $71^{\circ} 50'$  относительно горизонтальной плоскости.

В 1600 г. Уильям Гильберт (1540–1603) естествоиспытатель и придворный врач английской королевы Елизаветы I в книге «О магните, магнитных телах и большом магните – Земле» опубликовал результаты своих основополагающих исследований. Он показал, что всякий естественный или искусственный магнит, независимо от формы, обладает обязательно двумя полюсами – северным и южным.

Для доказательства того, что стрелка компаса устанавливается в определённом положении под влиянием магнетизма только самой Земли, а не Полярной звезды, Гильберт выточил из магнитной железной руды шар, названный им «Терелла» – маленькая Земля, и исследовал поведение магнитной стрелки вблизи этой модели.

Гильберт экспериментально доказал, что Земля – грандиозное намагниченное тело с двумя полюсами, а в окружающем её пространстве при помощи стрелки обнаруживаются магнитные силы. То есть, в пространстве вокруг магнита существует магнитное поле. Также он считал, что магнитные и географические полюсы Земли совпадают.

Объяснение, данное Гильбертом, породило другой вопрос – почему Земля магнит.

Простейшей из всех теорий о происхождении земного магнетизма была та, в которой предполагалось, что в центре Земли имеется огромный постоянный магнит. Но это предположение оказалось далеким от истины – ошибочным.

Давно уже известно, что среди широко распространённых металлов только железо и никель могут быть постоянными магнитами. Эти материалы называются ферромагнитными. Поскольку на основе научных экспериментов и предпосылок установлено, что земное ядро состоит из этих магнитных металлов, такое объяснение земного магнетизма казалось бы очевидным, однако это предположение не состоялось по одной простой причине: все ферромагнитные вещества теряют свои свойства при нагревании выше некоторой температуры – точки Кюри<sup>\*</sup>: для железа (Fe) – 770 °C и для никеля (Ni) – 358 °C.

Таким образом, железо и никель в ядре не могут создать постоянный магнит, так как температура в ядре (около 6 000 °C) намного выше точки Кюри любого металла.

Фактически только на глубинах не более 50 км от земной поверхности возможно существование ферромагнитных веществ.

Согласно гипотезе, высказанной английским физиком, лауреатом Нобелевской премии Блеккетом, любое тело вследствие своего вращения неизбежно намагничивается. Так он объяснил наличие магнетизма у Солнца, некоторых звезд и Земли.

В 1950-х гг. учёные из США (Эльзассер), Англии (Буллард) и другие пришли к выводу, что если Земля слишком горяча и не может быть постоянным магнитом, то она является, очевидно, своего рода электромагнитом, то есть геомагнитное поле возникает вследствие электрических токов в Земле.

Чтобы возник поток электричества, достаточный для создания геомагнитного поля, электропроводность земных недр должна быть такой же высокой, как у металлов.

---

\* Точка Кюри – предельная температура, выше которой ферромагнитные свойства данного вещества исчезают.

Ядро, состоящее из железа, является единственной частью Земли, которая, возможно, обладает такой высокой проводимостью.

Кроме того, должна сохраняться электродвижущая сила (напряжение), поддерживающая электрический ток и геомагнитное поле в течение длительного геологического времени.

Таким образом, земное ядро должно действовать как генератор. Это представление о природе земного магнетизма называют «теорией динамо».

Теория динамо в таком виде допускает, что в ядре Земли происходят исключительно сложные взаимодействия различных процессов, протекание которых даёт возможность Земле работать как генератор, но при этом необходимо выполнение обязательных условий:

1. Ядро Земли должно состоять из вещества, проводящего электрический ток так же хорошо, как и металлы (это условие выполняется – внутреннее ядро состоит из сплава Fe и Ni).

2. Вещество ядра должно быть в жидком состоянии (условие выполняется – внешнее ядро находится в расплавленном виде).

3. Проводящая жидкость должна как-то перемешиваться. Только при этом и возникает энергия, необходимая для поддерживания магнитного поля. Доказано, что в мантии и внешнем ядре происходит конвективное перемешивание вещества.

Итак, наша планета – Земля обладает магнитным полем, наличие которого проявляется в действии на магнитную стрелку компаса.

В результате измерений магнитного поля было установлено, что величина и направление его в разных точках земной поверхности не одинаковы и изменяются в широких пределах в зависимости от координат места.

В первом приближении магнитное поле Земли по форме соответствует полю огромному магнитному стержню, ось которого наклонена от оси вращения Земли на  $11,5^\circ$  (рис. 11.1, а).

Диаметр стержня – 200 км, его длина – 4 000 км. Стержень смещён от центра Земли на 436 км в сторону Тихого океана.

Этот воображаемый стержень называется эквивалентным магнитным диполем. Ось этого диполя называется геомагнитной, а точки пересечения её с поверхностью Земли – геомагнитными полюсами. Геомагнитные полюсы не совпадают с магнитными. Магнитные полюсы – это точки

на земной поверхности, в которых ось магнитной стрелки становится перпендикулярно к горизонтальной плоскости.

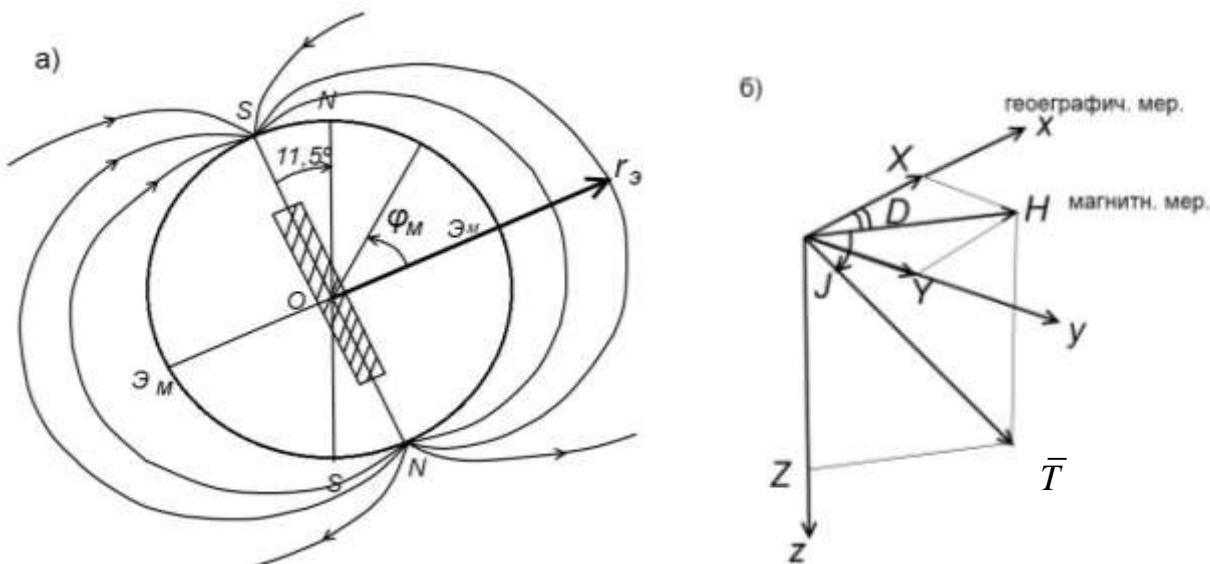


Рис. 11.1. Дипольное магнитное поле Земли – *а*,  
элементы геомагнитного поля – *б*

Координаты геомагнитного полюса на эпоху 1962 г. –  $78^{\circ} 36'$  с. ш.,  $110^{\circ} 30'$  з. д. (Канада),  $78^{\circ} 36'$  ю. ш.,  $110^{\circ} 30'$  в. д. (Антарктида).

Координаты магнитных полюсов Земли на 1975 г.  $75^{\circ} 53'$  с. ш.,  $102^{\circ} 23'$  з. д.,  $66^{\circ} 06'$  ю. ш.,  $139^{\circ} 36'$  в. д. (табл. 11.1).

В табл. 11.2 приведены координаты геомагнитных и магнитных полюсов Земли на период с 1900 по 2015 г.

Рассмотрим основные элементы геомагнитного поля Земли (рис. 11.1, *б*).

Величина магнитного поля Земли определяется его напряжённостью *T*. За единицу напряжённости такого магнитного поля принимают эрстед (*Э*).

В международной системе единиц СИ за единицу напряжённости магнитного поля принимают ампер/метр (*A/m*). Для измерения слабых полей (в магниторазведке) используется гамма  $\gamma$  ( $1 \gamma = 0,000\,01 \text{ Э}$ ,  $1 \text{ Э} = 100\,000 \gamma$ ).

Напряжённость магнитного поля у поверхности Земли составляет среднюю величину  $0,5\text{--}0,6 \text{ Э}$ .

\*  $1 \text{ Э} = \frac{10^3}{4\pi} \text{ А / м} = 1 \cdot 10^{-4} \text{ тс (tesla)}$ .

Таблица 11.1

## Положение магнитных полюсов Земли

Название магнитного полюса	Координаты, ° '		Год определения координат
	φ	λ	
Северный	70 05 N	96 45 W	01.06.1831 Джеймс К. Росс – первооткрыватель
- " -	75 36 N	100 23 W	1962
- " -	75 53 N	102 23 W	1975
- " -	78 18 N	104 00 W	1994
- " -	79 18 N	106 00 W	1999
Южный	72 25 S	155 16 O	16.01.1909 Дуглас Моусон – первооткрыватель
- " -	66 06 S	139 36 O	1975
- " -	64 30 S	137 42 O	2007

Полный вектор напряжённости магнитного поля Земли  $\bar{T}$  расположен в вертикальной плоскости, которая называется плоскостью магнитного меридиана данного места. В общем случае он направлен к горизонту под некоторым углом  $J$ , который называется наклонением.

Угол между плоскостями географического и магнитного меридианов называется магнитным склонением  $D$ .

Положение вектора напряжённости магнитного поля Земли полностью определяется в пространстве величинами  $J$  и  $D$ .

Наклонение  $J$  считается положительным, если северный конец стрелки направлен внутрь Земли. Точки, в которых  $J = 90^\circ$ , называются магнитными полюсами. Есть интересный геофизический феномен на Земле, о котором следует рассказать. В пределах Курской магнитной аномалии (КМА) обнаружено место, где магнитное наклонение  $J = 90^\circ$ , т. е., как на магнитных полюсах Земли. Это как бы третий магнитный полюс.

Линия на поверхности, соединяющая точки с  $J = 0^\circ$ , называется магнитным экватором. Абсолютная величина наклонения растёт от магнитного экватора к полюсу.

Склонение на поверхности Земли изменяется в широких пределах от 0 до  $180^\circ$  (в областях между магнитными и географическими меридианами) (рис. 11.2).

Таблица 11.2

## Координаты геомагнитных и магнитных полюсов Земли с 1900 по 2015 г.

168

Год	Северный геомагнитный полюс		Южный геомагнитный полюс		Северный магнитный полюс		Южный магнитный полюс		Дипольный момент $10^{22} \text{ Am}^2$
	Широта	Долгота	Широта	Долгота	Широта	Долгота	Широта	Долгота	
1900	78,6N	68,8W	78,6S	111,2E	70,5N	96,2W	71,7S	148,3E	8,32
1905	78,6N	68,7W	78,6S	111,3E	70,7N	96,5W	71,5S	148,6E	8,30
1910	78,6N	68,7W	78,6S	111,3E	70,8N	96,7W	71,2S	148,7E	8,27
1915	78,6N	68,6W	78,6S	111,4E	71,0N	97,0W	70,8S	148,5E	8,24
1920	78,6N	68,4W	78,6S	111,6E	71,3N	97,4W	70,4S	148,2E	8,20
1925	78,6N	68,3W	78,6S	111,7E	71,8N	98,0W	70,0S	147,6E	8,16
1930	78,5N	68,3W	78,5S	111,7E	72,3N	98,7W	69,5S	147,0E	8,13
1935	78,5N	68,4W	78,5S	111,6E	72,8N	99,3W	69,1S	145,8E	8,11
1940	78,5N	68,5W	78,5S	111,5E	73,3N	99,9W	68,6S	144,6E	8,09
1945	78,5N	68,5W	78,5S	111,5E	73,9N	100,2W	68,2S	144,5E	8,08
1950	78,5N	68,8W	78,5S	111,2E	74,6N	100,8W	67,9S	143,6E	8,06
1955	78,5N	69,2W	78,5S	110,8E	75,2N	101,4W	67,2S	141,5E	8,05
1960	78,5N	69,5W	78,5S	110,5E	75,3N	101,0W	66,7S	140,2E	8,03
1965	78,5N	69,9W	78,5S	110,1E	75,6N	101,3W	66,3S	139,5E	8,00
1970	78,6N	70,2W	78,6S	109,8E	75,9N	101,0W	66,0S	139,4E	7,97
1975	78,7N	70,5W	78,7S	109,5E	76,2N	100,7W	65,7S	139,5E	7,94
1980	78,8N	70,8W	78,8S	109,2E	76,9N	101,7W	65,4S	139,3E	7,91
1985	79,0N	70,9W	79,0S	109,1E	77,4N	102,6W	65,1S	139,1E	7,87
1990	79,1N	71,1W	79,1S	108,9E	78,1N	103,7W	64,9S	138,9E	7,84
1995	79,3N	71,4W	79,3S	108,6E	79,0N	105,2W	64,8S	138,7E	7,81
2000	79,5N	71,6W	79,5S	108,4E	81,0N	109,7W	64,7S	138,4E	7,79
2005	79,7N	71,8W	79,7S	108,2E	83,1N	117,8W	64,5S	137,8E	7,77
2006	79,8N	71,9W	79,8S	108,1E	83,8N	122,0W	64,5S	137,7E	7,76
2007	79,9N	72,0W	79,9S	108,0E	84,0N	123,2W	64,5S	137,6E	7,76
2008	79,9N	72,0W	79,9S	108,0E	84,2N	124,9W	64,5S	137,6E	7,75
2009	80,0N	72,1W	80,0S	107,9E	84,9N	131,0W	64,5S	137,5E	7,75
2010	80,0N	72,2W	80,0S	107,8E	85,0N	132,6W	64,4S	137,3E	7,75
2011	80,1N	72,3W	80,1S	107,7E	85,1N	134,0W	64,4S	137,2E	7,74
2012	80,1N	72,4W	80,1S	107,6E	85,9N	147,0W	64,4S	137,1E	7,74
2013	80,2N	72,5W	80,2S	107,5E	85,9N	148,0W	64,4S	137,0E	7,73
2014	80,2N	72,5W	80,2S	107,5E	85,9N	149,0W	64,3S	136,8E	7,73
2015	80,3N	72,6W	80,3S	107,4E	86,1N	153,0W	64,3S	136,7E	7,72

169

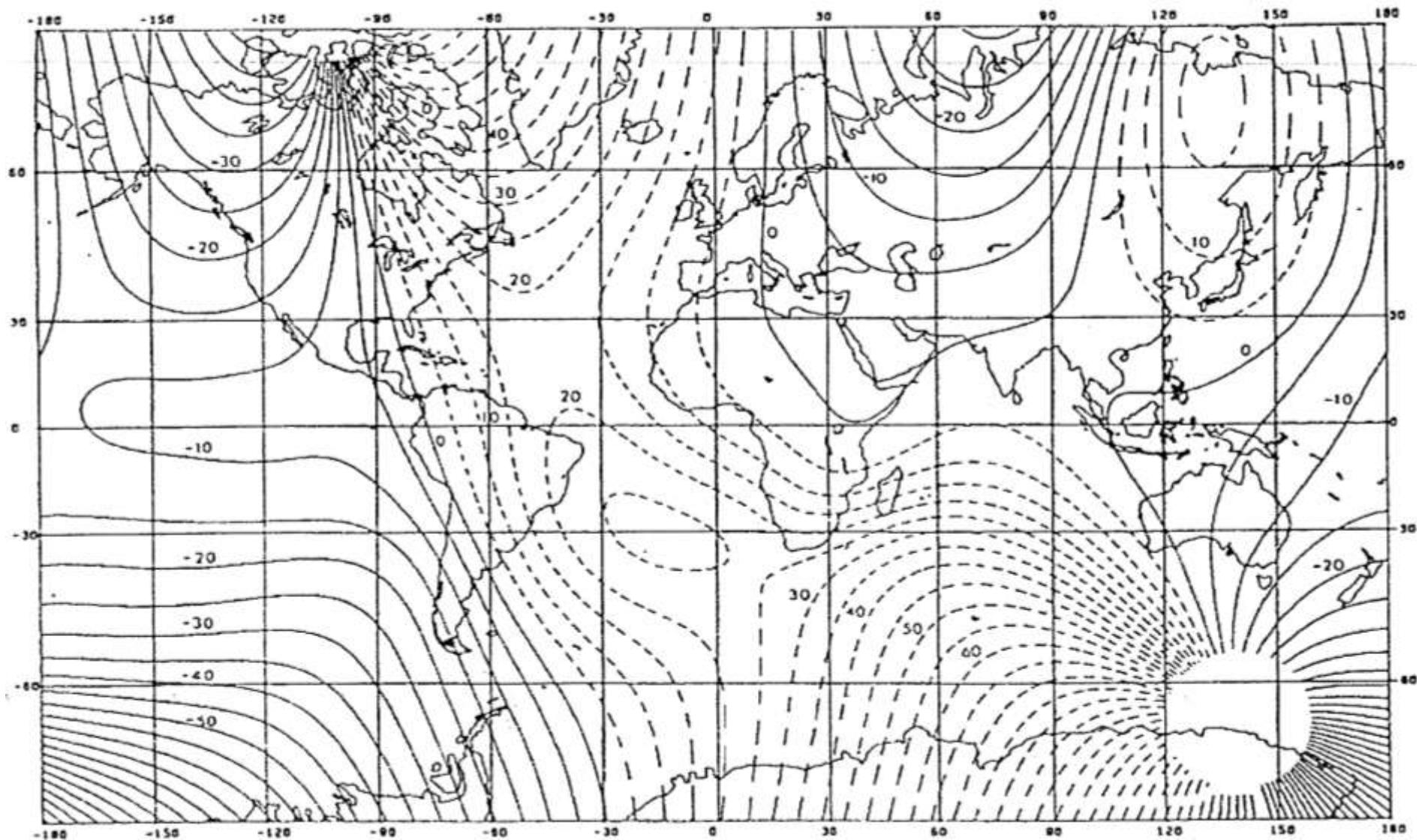


Рис. 11.2. Карта магнитных склонений  $D$  Земли [78]

Значение величины магнитного склонения  $D$  необходимо для целей геодезии, морской и воздушной навигации.

В практике геодезических работ может отсутствовать возможность определить истинный азимут  $A_i$ , но известен (по буссоли) магнитный азимут  $A_m$  и величина склонения магнитной стрелки для данной местности  $D$ . Тогда

$$A_i = A_m + (\pm D).$$

На рис. 11.3 представлена схема связи элементов магнитного поля Земли.

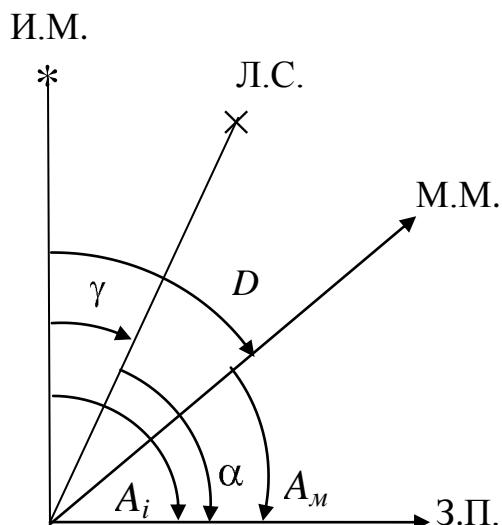


Рис. 11.3. К определению истинного азимута.

И.М. и М.М. – меридианы истинный и магнитный соответственно, Л.С. – линия картографической сетки, З.П. – направление на земной предмет,  $\gamma$  – сближение меридианов

Первая карта склонений была составлена в 1700 г. английским астрономом Эдмундом Галлеем.

Магнитное склонение меняется со временем. Поэтому карты склонений пересоставляются через каждые 5–10 лет.

На земном шаре есть два места, где стрелка компаса показывает точно на географический север. Это Бермудский треугольник и район неподале-

ку от побережья Японии, известный как «Море дьявола» – также знаменитый таинственными исчезновениями кораблей.

В ходе геомагнитных измерений, помимо магнитного склонения  $D$  и наклонения  $J$  регистрируются величины горизонтальной  $H$  и вертикальной  $Z$  составляющих магнитные поля. На рис. 11.4 и 11.5 приведены карты магнитного наклонения  $J$  и вертикальной составляющей  $Z$ .

Элементы геомагнитного поля Земли связаны между собой формулами:

$$\begin{aligned} T &= \sqrt{H^2 + Z^2}; \quad H = T \cdot \cos J; \quad J = \arctg \frac{Z}{H} = \frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2}}; \\ Z &= T \cdot \sin J; \quad D = A_i - A_m; \quad \operatorname{tg} D = \frac{Y}{X}; \quad T = \frac{X}{\cos D \cdot \cos J}, \end{aligned} \quad (11.1)$$

где  $A_i$  – географический азимут;

$A_m$  – магнитный азимут.

Результаты магнитных съёмок отображаются на картах изолиниями. При этом изолинии склонения называются изогонами; наклонения – изоклинами; вертикальной, горизонтальной и полной напряженности магнитного поля – изодинамами (рис. 11.2, 11.4, 11.5).

Если пренебречь сравнительно небольшими изменениями магнитного поля Земли, вызванными неоднородностями в её строении, обычно редко превышающими 5–10 γ, то нормальное (осреднённое) магнитное поле Земли подобно полю однородно намагниченного шара или диполя. В зависимости от геомагнитной широты\* местности  $\phi_m$  элементы магнитного поля Земли вычисляются по следующим формулам:

$$\begin{aligned} T &= \frac{M}{R^3} \cdot \sqrt{1 + 3 \sin 2\phi_m}; \quad \cos^2 \phi_m = \frac{R}{r_9}; \quad M = J \cdot V; \\ H &= \frac{M}{R^3} \cos \phi_m; \quad Z = \frac{2M}{R^3} \cdot \sin \phi_m; \quad \operatorname{tg} J = 2 \operatorname{tg} \phi_m, \end{aligned} \quad (11.2)$$

где  $M$  – магнитный момент Земли, А·м<sup>2</sup>:

$$M = 0,33 \cdot V^3;$$

---

\* Геомагнитная широта  $\phi_m$  – угол между плоскостью магнитного экватора и направлением, проведённая из центра Земли в данную точку  $M$ .

$R$  – радиус Земли, м;

$$V = \frac{4}{3} \pi \cdot R^3 - \text{объём Земли, м}^3.$$

$r_s$  – расстояние от центра Земли до рассматриваемой силовой линии в плоскости геомагнитного экватора (см. рис. 11.1, а).

Вертикальная составляющая напряжённости магнитного поля  $Z$  вниз положительна для северного магнитного полюса и отрицательна – для южного. С удалением от полюсов значение её, по абсолютной величине, убывает и в области магнитного экватора  $Z = 0$ .

Горизонтальная составляющая везде направлена по магнитному меридиану к северу. На магнитных полюсах она равна нулю, а при приближении к магнитному экватору возрастает и достигает 0,3–0,4 э.

Величины элементов магнитного поля Земли представлены в табл. 11.3.

Величина современного дипольного момента  $M = 8 \cdot 10^{22} \text{ А} \cdot \text{м}^2$ .

Изменение элементов магнитного поля на поверхности Земли на единицу расстояния называется магнитным градиентом. Для средних широт он составляет:

- для вертикальной –  $Z$ ,  $\frac{\partial Z}{\partial S} = 4-7 \text{ г/км}$ ;
- для горизонтальной –  $H$ ,  $\frac{\partial H}{\partial S} = 4-5 \text{ г/км}$ ;
- наклонения –  $J$ ,  $\frac{\partial Y}{\partial S} = 0,1-1,0 \text{ мин/км}$  на расстоянии  $S = 1 \text{ км}$ .

Таблица 11.3

Приближённые значения элементов нормального магнитного поля Земли

Магнитная широта, $\phi_m$	$H, \text{ э}$	$Z, \text{ э}$	$T, \text{ э}$	$J, \text{ градусы}$
0	0,33	0	0,33	0
30	0,29	0,33	0,44	49
45	0,23	0,46	0,54	63
60	0,16	0,57	0,59	74
90	0	0,66	0,66	90
-90	0	-0,66	0,66	-90

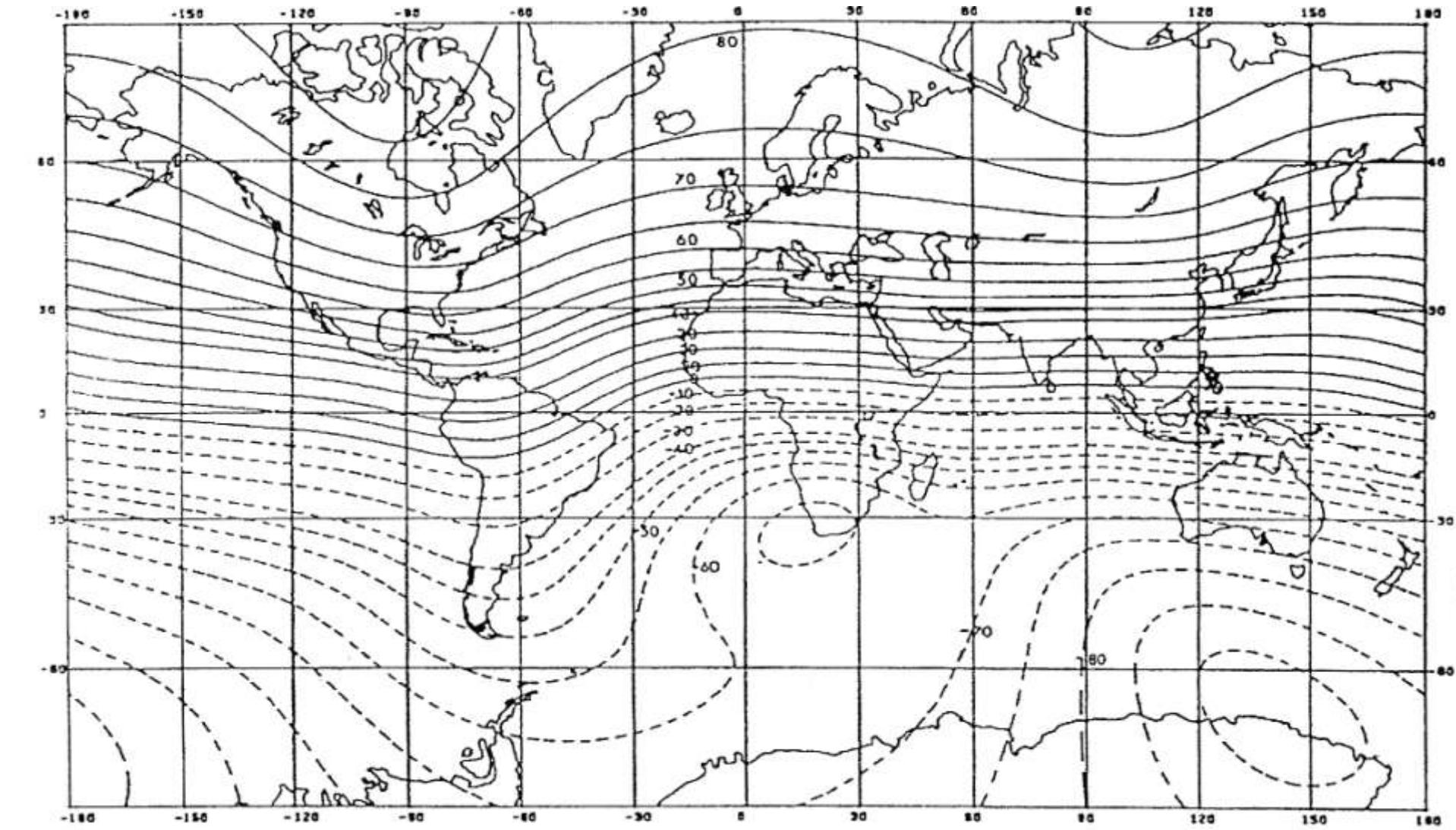


Рис. 11.4. Карта магнитного наклонения  $J$  Земли [78]

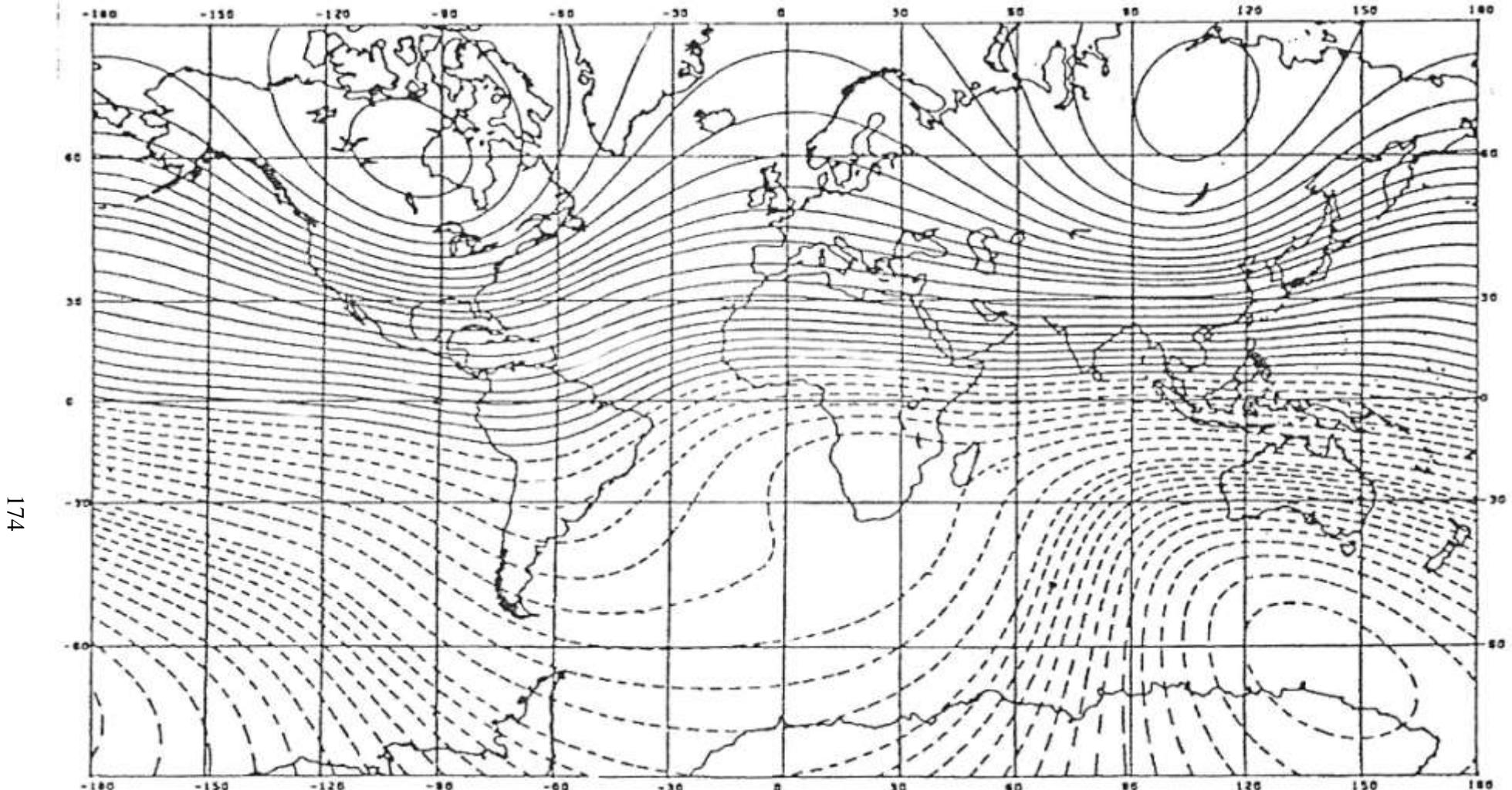


Рис. 11.5. Карта вертикальной составляющей магнитного поля Земли  $Z$  для эпохи 1985 г. [78].

Сплошные линии – положительные величины  $Z$  и  $Z = 0$  (линия, граничащая со штриховой). Штриховые линии – отрицательные величины  $Z$ . Интервалы между изолиниями равны 4 000 нТл для  $Z \leq \pm 40\,000$  нТл и 2 000 нТл для  $Z > \pm 40\,000$  нТл (по Jacobs)

## 11.1. Магнитосфера Земли

Представление о магнитном поле Земли, как поле, создаваемом огромным магнитным стержнем (эквивалентный магнитный диполь), находящимся внутри Земли, сохранялось вплоть до начала космических исследований.

Хотя первые измерения геомагнитного поля, выполненные с помощью ракет и искусственных спутников Земли (ИСЗ), подтвердили дипольный характер зависимости  $T$  от  $r$ , дальнейшие исследования показали, что такая зависимость справедлива лишь до расстояния, равного 6–7 радиусам Земли.

На больших же расстояниях убывание напряжённости магнитного поля  $T$  происходит медленнее. Однако, при  $r$  большем или равным 10 радиусам Земли, на ночной поверхности была обнаружена граница, за которой напряжённость поля резко убывает от 100–200  $\gamma$  до 5–10  $\gamma$ . Последние величины характерны для межпланетного магнитного поля. Это указывает на то, что геомагнитное поле не простирается до бесконечности, а заключено в определённой области.

Область пространства, где величина геомагнитного поля больше значения постоянного межпланетного геомагнитного поля, называется магнитосферой Земли [14, 36, 82].

Магнитосфера Земли асимметрична: со стороны Солнца магнитное поле сильно сжато до  $10R$  Земли, а с противоположной – вытянуто и образует длинный (до 1 млн. км) магнитосферный хвост (рис. 11.6).

Причина такой формы магнитного поля в околосземном пространстве в том, что Земля

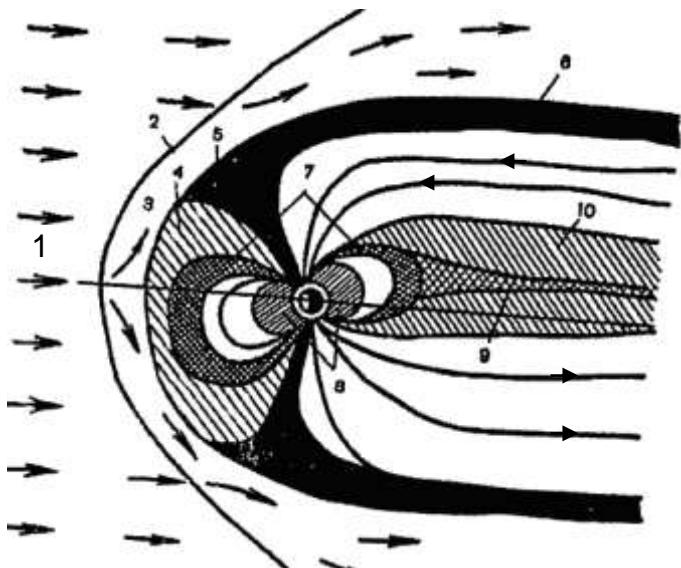


Рис. 11.6. Магнитосфера Земли:  
1 – Солнечный ветер; 2 – фронт ударной волны; 3 – магнитопауза; 4, 10 – плазменный слой; 5 – верхняя граница полярной магнитосферной щели; 6 – плазменная мантия; 7 – радиационные пояса; 8 – плазмосфера; 9 – нейтральный слой

со своим магнитным полем находится в потоке солнечного ветра (сильно ионизированный газ – плазма).

Магнитное поле Земли является препятствием для сверхзвукового потока солнечной плазмы.

При обтекании солнечным ветром магнитного поля Земли образуется ударная волна. Её существование было предсказано нашими учеными В. Н. Жигулевым и Е. А. Ромишевским, а затем обнаружено с помощью космических летательных аппаратов. При спокойном солнечном ветре фронт ударной волны неподвижен и имеет форму параболоида. Расстояние между фронтом ударной волны и границей магнитосферы со стороны Солнца составляет  $2\text{--}4 R$  Земли.

Солнечная плазма, проходя через ударную волну, уплотняется и замедляет своё движение. Её кинетическая энергия переходит сначала в энергию возмущений, а затем в тепловую.

Уплотнившаяся «горячая» плазма обтекает Землю с звуковой скоростью (332 м/с или 1195 км/ч). При этом она оказывает давление на магнитное поле Земли, которое из-за этого сжимается. Сжатие происходит до тех пор, пока давление солнечной плазмы не уравновесится собственным давлением магнитного поля.

Граница, на которой выравниваются эти давления, есть граница магнитосферы.

Пространство между фронтом ударной волны и лобовой границей магнитосферы называется магнитопаузой.

Под давлением солнечного ветра силовые линии магнитного поля, выходящие из полярных шапок, сносятся с дневной на ночную сторону Земли и образуют там сильно вытянутый (в сторону от Солнца) хвост сигарообразной формы, состоящий из двух силовых трубок, соответствующих двум полярным шапкам и разделённых плоским нейтральным слоем, который начинается с расстояния, равного  $8\text{--}9 R$  Земли и в котором напряженность поля  $T$  меньше либо равна нулю.

Силовые линии параллельны солнечным лучам и имеют противоположные направления по разные стороны от нейтрального слоя. Диаметр «хвоста» приблизительно равен  $40 R$  Земли. Длина его до сих пор не установлена. По данным КЛА США «Пионер-7» (1966 г.) длина хвоста приблизительно равна  $900 R$  Земли, или 5,6 млн. км.

В нейтральном слое концентрируется плотная и горячая плазма с температурой меньшей либо равной  $1 \cdot 10^6$  °C, которая своим давлением в слое препятствует аннигиляции силовых линий противоположного направления в секторах шлейфа.

Плазменный слой, заключающий более плотную и горячую плазму, охватывает область замкнутых силовых линий, приходящих из южного S полюса в северный N полюс.

При усилении солнечного ветра может происходить закорачивание противоположно направленных магнитных силовых линий в нейтральном слое. Это приводит к высвобождению энергии магнитного поля и обеспечивает один из механизмов ускорения заряженных частиц магнитосферой плазмы и их высыпание в авроральных зонах. С этим явлением связывают возникновение магнитных суббурь и полярных сияний.

Внутри магнитосферы располагаются радиоактивные пояса, заполненные заряженными частицами высоких энергий. Эта область включает в себя ионосферу и считается областью, захваченной радиацией (или магнитных ловушек) для заряженных частиц.

## 11.2. Вариации магнитного поля

Систематические и точные измерения магнитного поля Земли показали, что оно изменяется со временем. Эти изменения называются магнитными вариациями. Они подразделяются на вековые, годовые, суточные и на внезапные магнитные возмущения, не связанные со временем суток и года. Наиболее сильные из последних называются магнитными бурями.

Максимальные годовые изменения магнитного поля отмечены в районе Каспийского моря, где вертикальная напряжённость ежегодно увеличивается на 100–110 γ. Вообще на земном шаре насчитывается 5 главных фокусов, где изменения вертикальной составляющей магнитного поля Z достигают 100–160 γ в год: Индонезийский ( $-130\text{ }\gamma$ ), Иранский ( $+110\text{ }\gamma$ ), Южноафриканский ( $+130\text{ }\gamma$ ), Атлантический ( $-110\text{ }\gamma$ ) и Южно-Американский ( $+160\text{ }\gamma$ ). Средний суточный ход вариации магнитного поля в средних широтах России для Z  $10\text{--}20\text{ }\gamma$ , для H  $20\text{--}50\text{ }\gamma$ , для D  $10\text{--}15$  угловых минут.

Магнитные бури по интенсивности часто достигают 200–500 γ. Их появление связано с солнечной активностью. Исследования показывают, что магнитные бури обнаруживают тенденцию с периодом, близким к 27-дневной повторяемости (период вращения Солнца вокруг оси для земного наблюдателя). Магнитные бури несут информацию о взаимодействии верхней атмосферы Земли с корпускулярным излучением Солнца (солнечным ветром).

Магнитные бури, как правило, сопровождаются изменениями в ионосфере, появлением полярных сияний в области более высоких широт, чем обычно. Отмечается значительное ухудшение радиосвязи на коротких волнах.

Возможно появление сильных индуцированных электрических токов в линиях кабельной и проволочной связи, что может быть причиной возникновения пожаров и аварий в энергосетях. Полная энергия средней геомагнитной бури достигает величины  $10^{24}$  эрг ( $10^{17}$  Дж), а мощность –  $10^{19}$  эрг/с ( $10^{12}$  Дж/с).

### 11.3. Магнитные свойства горных пород

Горные породы, слагающие земную кору, имеют различные плотностные и магнитные свойства. Внешнее магнитное поле и, в частности, магнитное поле Земли в различной степени намагничивают эти вещества. Все вещества по магнитным свойствам разделяют на диамагнитные, параметрические, ферромагнитные.

Диамагнетизм – индуцирование дополнительно магнитного момента в атомных электронных оболочках под действием внешнего магнитного поля. Диамагнетизм присущ всем веществам, но наблюдается в тех случаях, когда атомы, ионы или молекулы не имеют результирующего магнитного момента  $P_m$

$$P_m = \sum_{i=1}^z p_{m_i},$$

где  $z$  – порядковый номер атома в периодической системе Менделеева;

$p_m$  – орбитальный магнитный момент электрона;

$$p_m = g \cdot p;$$

$$p = m \cdot r \cdot v;$$

$$g = -\frac{e}{2m \cdot c} = \frac{p_m}{p}, \quad (11.3)$$

где  $p$  – момент количества движения электрона (механический момент);

$g$  – гиromагнитное отношение орбитальных моментов;

$m$  – масса электрона  $9,11 \cdot 10^{-31}$  кг;

$e$  – абсолютная величина заряда электрона  $1,60 \cdot 10^{-19}$  Кл;

$c$  – скорость света в вакууме  $2,997\,928 \cdot 10^8$  м/с;

$r$  – радиус-вектор электрона;

$v$  – скорость электрона.

Парамагнетизм – совокупность магнитных свойств некоторых веществ, атомы (ионы) которых обладают постоянным магнитным моментом  $p_m$ , не зависящим от внешнего магнитного поля

$$p = 1 \cdot 10^{23} \text{ Дж/(Вб}\cdot\text{м)}.$$

Ферромагнетизм – магнитоупорядоченное состояние ферромагнетиков (Fe, Co, Ni, ...), в которых магнитные моменты  $p_m$  атомов (ионов) параллельны и одинаково ориентированы. Причём, магнитный момент веществ (ферромагнитов) сохраняется даже при отсутствии внешнего магнитного поля.

Степень намагниченности горных пород определяется их магнитной восприимчивостью  $\alpha$  – т. е. способностью тела намагничиваться. Для диамагнитных веществ  $\alpha$  – отрицательная, для парамагнитных и ферромагнитных – положительная. Размерность –  $\alpha \cdot 10^{-5}$  ед. СИ.

Намагниченность  $J_m$  – (магнитный момент единицы объёма), связана с магнитной восприимчивостью  $\alpha$  и напряжённостью намагничивающего поля  $T$  Земли линейно:

$$J_m = \alpha \cdot T \cdot 10^{-3}, \text{ А/м.} \quad (11.4)$$

Осадочные породы, в большинстве своём практически немагнитные: магнитная восприимчивость не превышает  $10-50 \cdot 10^{-6}$  единиц СГС\* (или 0,6–3,2 единиц СИ).

Практически не магнитны кристаллические известняки, мраморы, глинистые сланцы.

С повышением основности\*\* горных пород повышается и их магнитность. Так, базальты, дуниты, перидотиты – глубинные породы основного и ультраосновного состава, содержащие большое количество вкрапленных магнитоактивных минералов, как правило, имеют большую магнитную восприимчивость до 1,0 СГС (до  $6,0 \cdot 10^4$  и более единиц СИ). Железные руды – магнетиты\*\*\* Курской магнитной аномалии имеют магнитную восприимчивость  $\alpha = (125\ 000-380\ 000) \cdot 10^{-6}$  единиц СИ.

Результаты магнитных наблюдений изображаются в виде графиков или карт магнитных аномалий. Что же представляют собой магнитные аномалии?

#### 11.4. Аномальное магнитное поле

Главное геомагнитное поле, как показали исследования, состоит из дипольной (около 80 %) и недипольной составляющих. Недипольное поле называют остаточным, или полем мировых аномалий, а главное геомагнитное поле – нормальным (рис 11.7).

Вследствие наличия неоднородностей в Земле и особенно в её коре, магнитное поле нашей планеты местами сильно изменяется. На магнитное поле влияют отдельные блоки и интрузии пород с повышенной намагниченностью, а также отдельные геологические тела железорудных месторождений. Сильное намагничение пород создают ферромагнитные минералы, наиболее магнитными из которых является магнетит ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ).

---

\* Для перехода от единицы СГС к СИ существует соотношение  $1 \text{ СГС} = 16\pi^2 \cdot 10^{-7}$  СИ.

\*\* Кислая горная порода содержит кремнистых соединений более 65 %, средняя – около 60 % и основная – 50–55 %.

\*\*\* Магнетит –  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ , гематит –  $\text{FeO}$ .

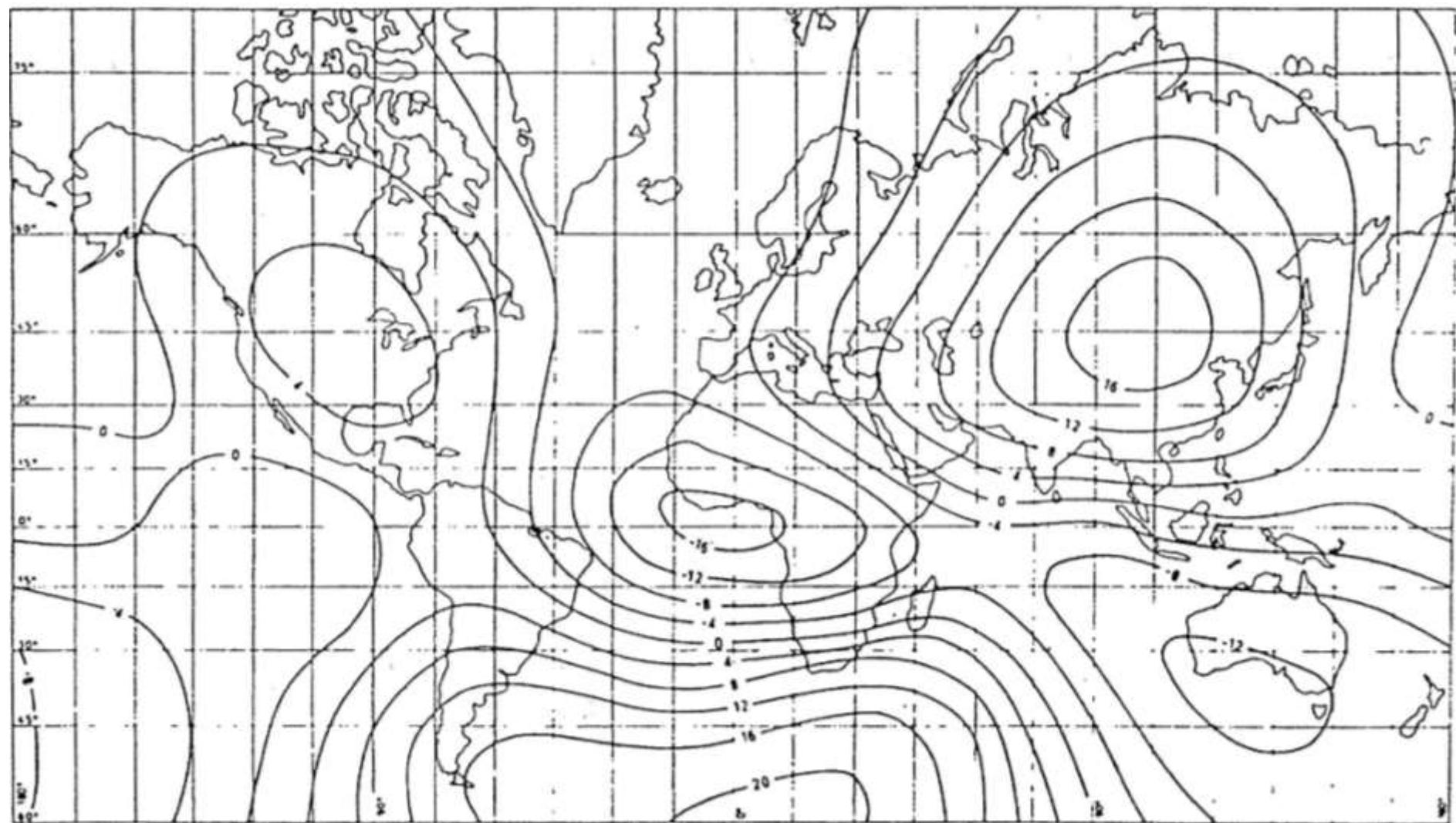


Рис. 11.7. Недипольная часть  $z$ -компоненты главного геомагнитного поля [78]

Намагниченные породы создают собственное аномальное поле. Аномальное поле составляет, как правило,  $10^2$ – $10^3$  от главного поля. Аномальное, или локальное магнитное поле, получается вычитанием из измеренного поля  $T$  его нормальной и региональной составляющих. Региональная составляющая магнитного поля отражает влияние магнитных тел или геологических структур, находящихся ниже глубины расположения продуктивного горизонта. Региональная составляющая получается путём осреднения измеренного магнитного поля по площади размером  $a \times a$  или путём его пересчёта на определённую высоту  $H$ . Размеры  $a$  и  $H$  зависят от поставленной геологической задачи.

В зависимости от размеров, глубины залегания и степени намагниченности возмущающих масс аномалии могут достигать по интенсивности 0,02–0,05 э, а в районах залегания магнитных железных руд – до 0,1–0,5 э и более. Так, в некоторых точках Курской магнитной аномалии величина локальных аномалий почти в три раза превышает нормальное поле – 0,6 э. Эта аномалия вызвана мощными залежами железных руд на глубине около 200–300 м.

Запасы руд КМА превышают запасы всех остальных железорудных месторождений земного шара, вместе взятых. Магнитный и гравитационный методы являются основными при поисках, разведке и эксплуатации железорудных месторождений.

По результатам интерпретации магнитных аномалий определяют глубины залегания верхних кромок геологических тел, оценивают глубины залегания поверхности фундамента, обладающего высокой намагниченностью, погруженного на большую глубину под немагнитные осадочные отложения, а также определяют намагниченность горных пород [51].

## 11.5. Определение намагниченности горных пород

Намагниченность горных пород  $J_m$  может быть вычислена по аномальному магнитному полю, полученному или по результатам наземной съёмки –  $Z_a$ , или по результатам аэромагнитной съёмки –  $\Delta T_a$  выполненной на высоте от 50 до 200 м и выше [51].

В общем случае намагниченность  $J_m$  вычисляют по наблюдённому аномальному полю по формулам напряжённости поля над изолированными телами простейших форм (рис. 11.8).

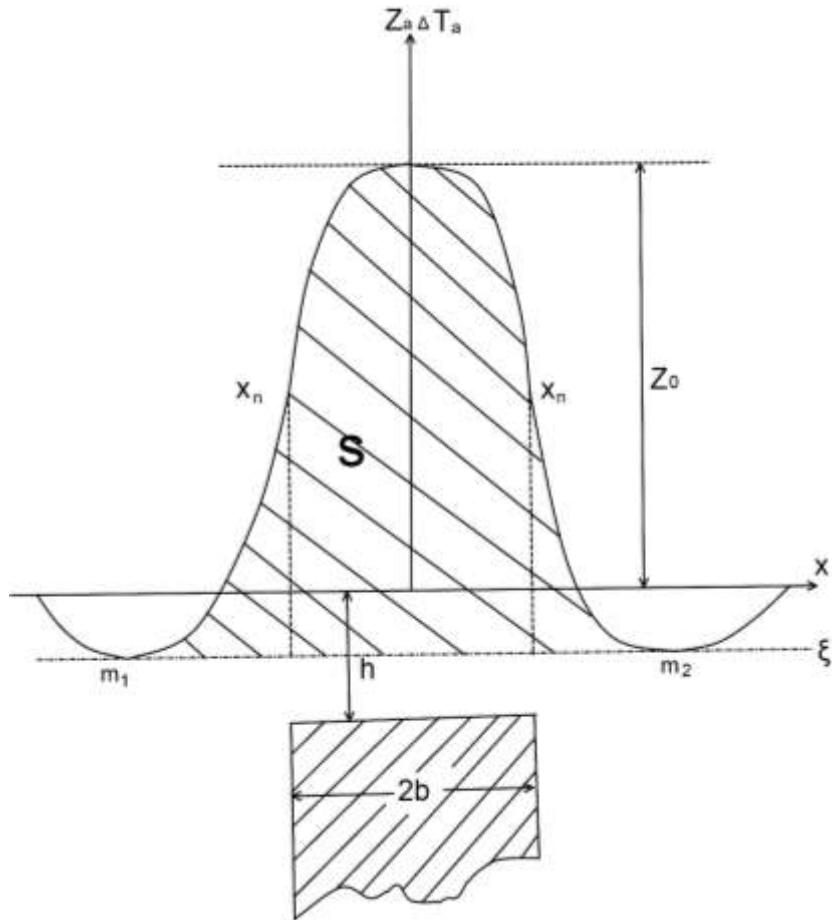


Рис. 11.8. К определению намагниченности горных пород

В случае, когда горизонтальные размеры вертикально намагниченных тел  $2b$  превышают глубину  $h$  до его верхней границы в 5 раз, влиянием намагниченности нижней границы тела можно пренебречь. Тогда

$$J_m = \frac{S}{2\pi \cdot 2b}, \quad (11.5)$$

где  $S$  – площадь, заключённая между кривой  $Z_a$  или  $\Delta T_a$  и осью  $\xi$ , проведённой через точки касания  $m_1$ ,  $m_2$  минимумов кривых  $Z_a$ ,  $\Delta T_a$ .

Горизонтальные размеры тела  $2b$  определяются по точкам перегиба  $X_n$  кривой  $Z_a$  или  $\Delta T_a$ . Погрешность метода не превышает 30 %.

## 11.6. Палеомагнетизм

Точные измерения и регистрация элементов земного магнетизма начались немногим более 300 лет назад. Поэтому узнать что-либо о древнем магнитном поле Земли за миллионы лет долгое время было невозможно.

И только в 50-х гг. XIX в. учёные-магнитологи установили, что многие горные породы во время их образования приобретают намагниченность по направлению имевшегося на тот период геомагнитного поля и эта намагниченность сохранилась, во многих случаях, до сих пор.

Из различных видов горных пород для исследования были выбраны вулканические породы (остывшая и затвердевшая магма) и базальты.

Исследования в лабораторных условиях показали, что относительно высокой намагниченностью обладают базальты. Встал вопрос: «Почему они магнитны?». Ведь, когда вулканическая порода изливается на поверхность Земли в виде раскалённой лавы, её температура выше точки Кюри. А при таких условиях магнитное поле должно отсутствовать. Механизм намагниченности вулканических пород был установлен в 40–50-х гг. прошлого столетия. И вот как он трактуется.

Когда лава, остывая, проходит через точку Кюри, её магнитный момент устанавливается в направлении существующего в это время геомагнитного поля и остаётся в таком положении навсегда.

Эта область исследований называется палеомагнетизмом (древний магнетизм). Палеомагнетизм способствует изучению геологической истории магнитного поля Земли и крупномасштабных геотектонических движений, а также помогает [25, 35, 44, 53, 60, 83, 92]:

- 1) определить, какие геологические процессы претерпевали горные породы в течение своего существования;
- 2) создать основы палеомагнитной геохронологической шкалы (рис. 11.9).

«Магнитная память» горной породы помогает восстановить картину магнитного поля на поверхности нашей планеты для эпох формирования пород.

Так, палеомагнитные исследования показывают, что северный магнитный полюс Земли никогда не оставался на месте. За последние 600 млн. лет он прошёл огромный путь: от западного побережья Северной Америки на юго-запад, к экватору, далее вдоль экватора, на северо-запад через Японию, Камчатку к современному положению.

Длительные эпохи, в которые сменялись прямая (чёрный цвет) и обратная (штриховка) полярности, носят имена открывших их ученых или просто номера. Короткие по времени перемены полярности (эпизоды или ивенты) тоже названы именами исследователей.

На рис. 11.10 и 11.11 приведены схемы движения Северного магнитного полюса.

Ещё одним, более неожиданным, результатом палеомагнитных исследований является то, что за время своего существования магнитное поле Земли, по-видимому, неоднократно меняло свою полярность. По всему земному шару имеются породы определённого возраста, направление намагниченности в которых противоположно направлению намагниченности более молодых или более старых пород. Вероятно, что магнитные полюсы *N* и *S* менялись местами.

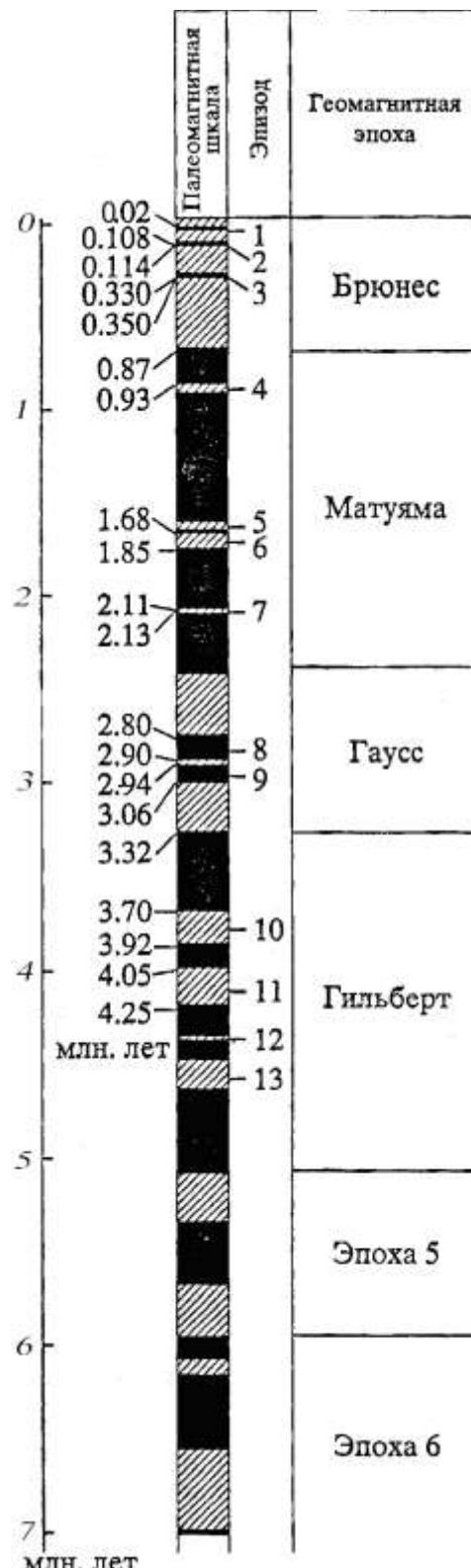


Рис. 11.9. Шкала геомагнитных инверсий кайнозоя по данным об океанических магнитных аномалиях

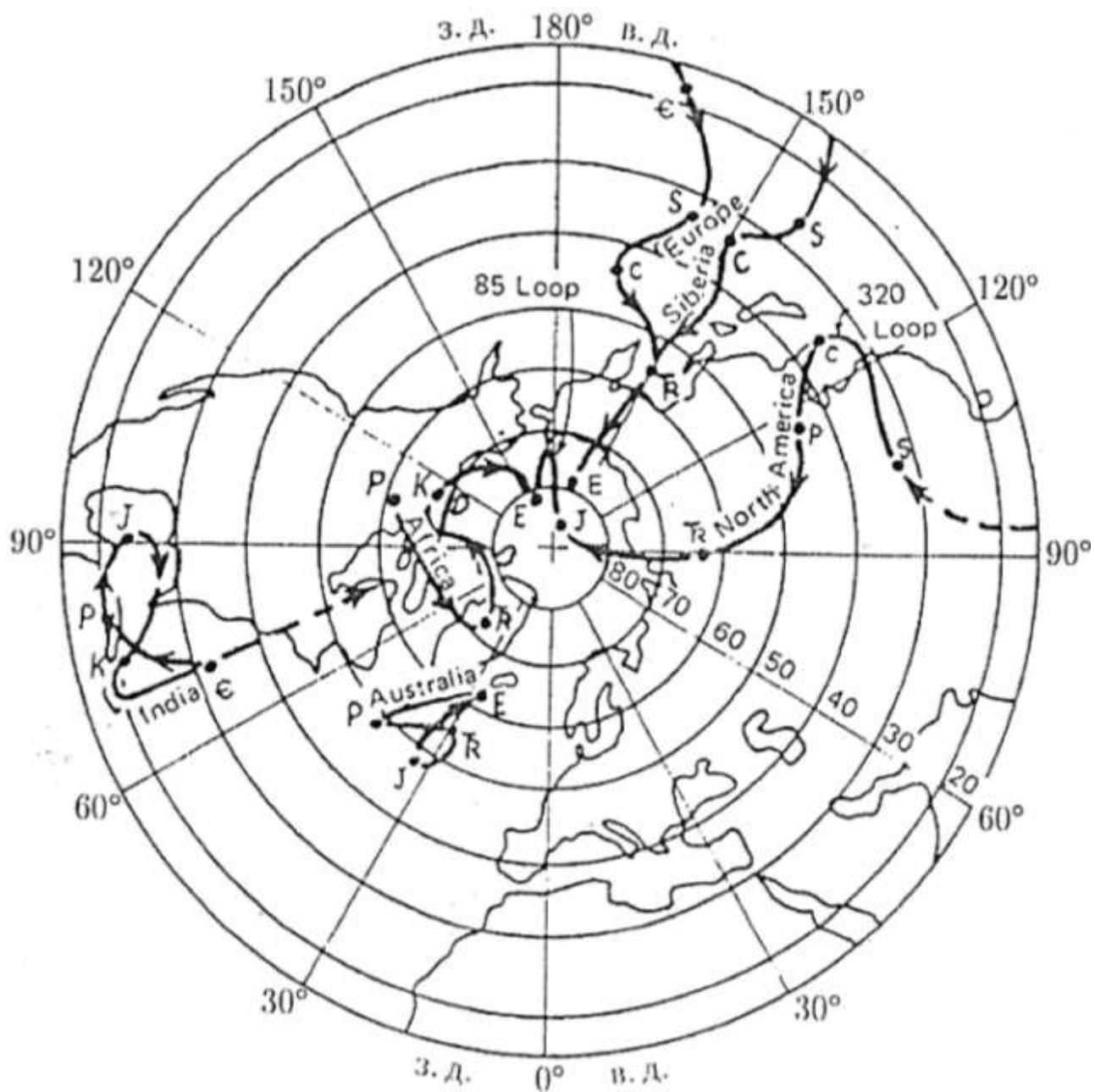


Рис. 11.10. Кривые миграции палеомагнитных полюсов, полученные на основе измерений  $I_n$  горных пород разных континентов (по Condie, 1975)

Начиная с кембрия, насчитываются более тысячи инверсий геомагнитного поля. Шкала инверсий, датированная абсолютными методами, называется магнитохронологической шкалой (см. рис. 11.9). Временная шкала инверсий может служить независимым инструментом для определения возраста горных пород, что является фундаментальной задачей геологии.

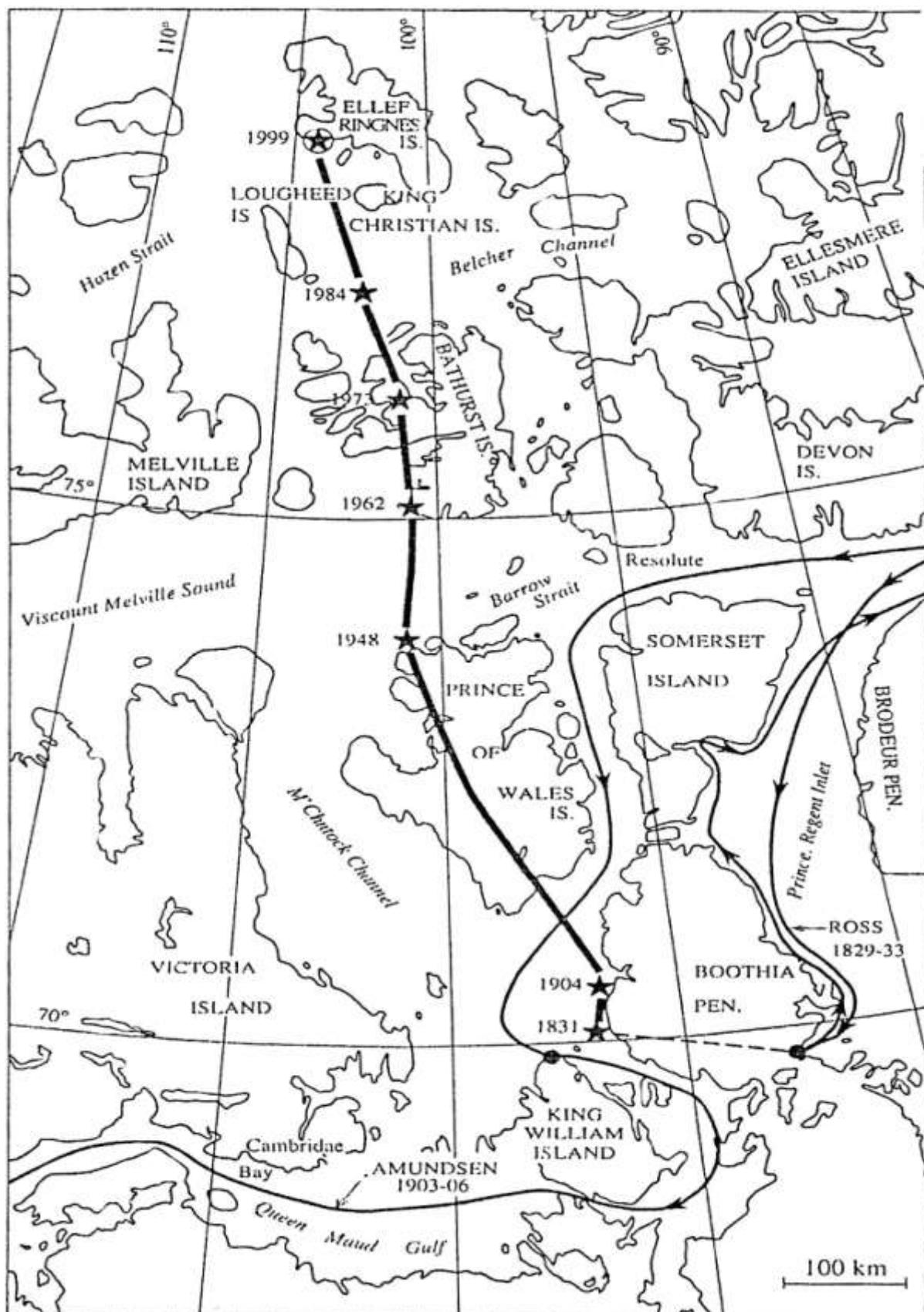


Рис. 11.11. Схема движения Северного магнитного полюса (линия со звездочками) (1831–1999). Маршруты экспедиций Дж. Расса и Р. Амундсена (тонкая линия со стрелками)

Подтверждением этому является обнаружение отрицательных магнитных аномалий, число которых сравнимо с положительными. Поле такой аномалии в северном полушарии направлено в верхнюю часть пространства над горизонтальной плоскостью. Измерения последних 150 лет показывают, что мы живём как раз в эпоху обращения полярности.

## 11.7. Археомагнетизм

Как уже было сказано, вещество обладает намагниченностью только в случае температур менее 700 °С. Такую температуру могут иметь лава, кирпич и керамические изделия во время обжига в печах. При охлаждении этих предметов, а также при отложении песчанистых пород на дне водоёмов ферромагнитные вещества, находящиеся в этих предметах и породах, ориентируются параллельно силовым линиям существующего в это время магнитного поля Земли.

Намагниченные таким образом предметы и вещество сохраняют приобретённое свойство навсегда. Намагниченность настолько устойчива, что не нарушается ни от воздействия магнитного поля другой ориентации, ни от нагрева до 300–400 °С. То есть земное магнитное поле как бы «вмерзает» в них. И если кусок остывшей лавы, осадочной породы, кирпич или керамическое изделие не перемещались с момента своего остывания, то, зафиксировав его положение в пространстве и измерив его намагниченность, можно установить направление и интенсивность геомагнитного поля во время остывания исследуемых предметов.

Метод определения прошлого геомагнитного поля по археологическим находкам изделий человеческих рук (кирпич, глиняные сосуды, черепки), возраст которых установлен археологами, называется археомагнитным.

С помощью этого метода установлено, что геомагнитное наклонение  $J$  испытывает колебания с периодом 1 000 лет и амплитудой около 30°. Причём, экстремальные значения  $J_{\max}$  достигаются на поверхности Земли с некоторыми запаздываниями, прямо пропорциональными разности долгот с востока на запад: Япония –  $J_{\max}$  в 1200 г., Средняя Азия – в 1350 г., Англия – в 1750 г. Эти данные свидетельствуют о реальности западного дрейфа магнитного поля Земли.

Явление западного дрейфа было замечено ещё в XVII в., но только в середине XX столетия удалось установить его скорость. Средняя скорость западного дрейфа около  $0,2^\circ$  в год. То есть, полный оборот магнитного (недипольного) поля вокруг оси вращения Земли произойдёт за 1 800 лет.

Западный дрейф магнитного поля происходит, по-видимому, из-за того, что земное ядро вращается несколько медленней, чем мантия и кора.

Западный дрейф вносит существенный вклад в вековые вариации магнитного поля, но не объясняет их полностью. Существуют вариации и дипольной части поля с периодом около 9 000 лет.

## 12. ГИПОТЕЗА ДРЕЙФА КОНТИНЕНТОВ

Геологическое развитие Земли охватывает интервал времени от 3,5 млрд. лет до 1,8 млрд. лет.

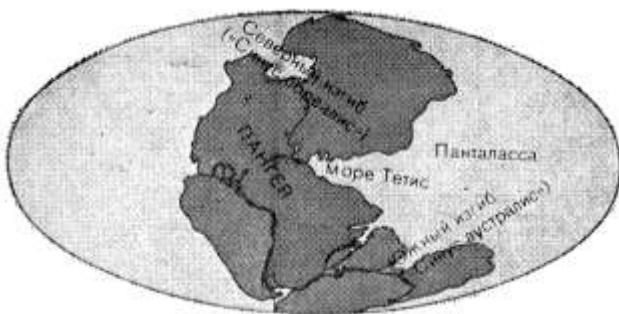
Возникновением древних платформ заканчивается раннегеосинклинальная стадия, и с позднего протерозоя начинается новая, геосинклинально-платформенная стадия развития Земли, продолжающаяся до настоящего времени.

Древние платформы не сразу заняли современное положение. Предполагают, и не без основания, что первоначально они группировались совсем в другом порядке.

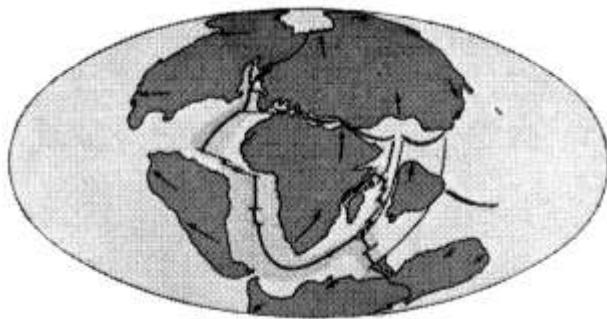
Пожалуй, первый, кому пришла мысль о сходстве очертаний западного побережья Африки и восточного побережья Южной Америки, был английский философ Френсис Бэкон. В 1620 г. он опубликовал свои идеи, не дав им никакого объяснения. Вскоре французский аббат Ф. Плас (1658 г.) высказал своё предположение о том, что Старый и Новый Свет разделились после Всемирного потопа.

Первые наблюдения геологического сходства материалов по обе стороны Атлантики были сделаны в 1858 г. итальянским учёным Антонио Снидером. Окончательно идеи о возможном перемещении континентов оформились в научную гипотезу лишь в начале XX в. Создателем её стал немецкий ученый А. Вегенер, по образованию метеоролог. Он обратил внимание на поразительное сходство очертаний берегов по обе стороны Атлантического океана [84, 52].

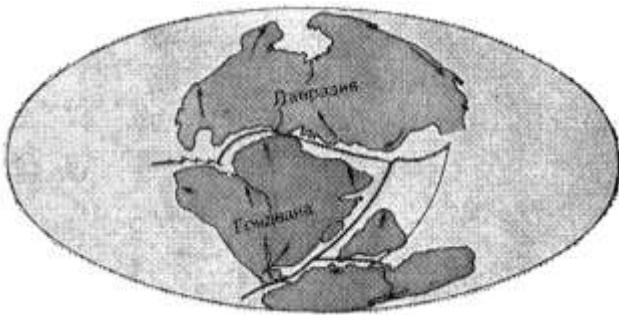
В течение пяти лет А. Вегенер собирал геологические, географические и палеонтологические данные о связи между Южной Америкой и Африкой. В 1915 г. он завершает и публикует свой труд «Происхождение материков и океанов». Гипотеза дрейфа континентов становится известной всему научному миру (рис. 12.1).



а)



е)



б)



д)



в)



г)

Рис. 12.1. Геологическое развитие Земли по гипотезе Вегенера

На рис. 12.1:

а) древний массив Пангеи, так он, возможно, выглядел 200 млн. лет назад. Панталасса – океан, окружавший Пангею, – превратился потом в современный Тихий океан; современное Средиземное море – остаток моря Тетис;

б) география земного шара в конце триасового периода, 180 млн. лет назад, примерно через 20 млн. лет после начала дрейфа. К этому моменту единый массив суши разился на два сверхматериика: Лавразию и Гондвану. Зоны разрастания показаны жирными линиями, трансформные разломы – тонкими линиями, а зоны субдукции – пунктиром (там, где вместо сплошной линии проведена штриховая, это означает некоторую неуверен-

ность в том, что данная структура тогда существовала). Стрелками показано движение континентов после начала дрейфа;

в) география земного шара в конце юрского периода, 135 млн. лет назад, примерно через 65 млн. лет после начала дрейфа;

г) география земного шара в конце мелового периода, 65 млн. лет назад, примерно через 135 млн. лет после начала дрейфа;

д) география земного шара в современную эпоху. Светло-серым показано океаническое дно, сформировавшееся за последние 65 млн. лет, в течение кайнозойской эры;

е) география земного шара, какой она может стать примерно через 50 млн. лет, если современные движения плит будут продолжаться.

Основные доказательства перемещения материков сводятся к следующему.

1. Удивительное сходство очертаний побережий Северной и Южной Америк, Европы, Африки. (Наиболее удачную их реконструкцию осуществил английский геофизик Е. Буллард со своими коллегами в 1965 г. На ЭВМ был произведен расчёт наилучшего совпадения очертаний материков, разделённых Атлантикой.)

2. Сходство ископаемой фауны и флоры, населявшей палеозойскую и мезозойскую эру континентов, разделенных ныне Атлантическим океаном.

3. Сходство горных пород и тектонических структур атлантических побережий материков.

4. Общие палеографические условия Южной Америки, Африки, Индии, Австралии и Антарктиды в палеозое и в начале мезозоя.

5. Миграция во времени и в пространстве магнитного полюса Земли (поскольку считается, что магнитный полюс не менял своего положения, то делается вывод о дрейфе континентов).

6. Современные данные о перемещении материков относительно друг друга, полученные с помощью новейшей геофизической и геодезической аппаратуры.

Следуя этим доводам, можно допустить, что после завершения раннеархейской эпохи складчатости древние платформы действительно образовывали единый монолитный материк Пангею. Соотношение суши и воды тогда, возможно, было несколько иным, чем сейчас. Основную массу их

составляли только что возникшие древние платформы, по окраинам которых располагались геосинклинальные пояса. Пангея была окружена древними океанами. Возможно, что уже существовал Тихий океан, являвшийся основным водным бассейном Земли. Клином между континентами Северного и Южного полушарий вдавался гипотетический океан Тетис, названный в честь греческой богини моря. Этот океан разделял континенты Северного и Южного полушарий. Первые объединились в суперконтинент Лавразию (Северная Америка, Европа, Азия), а вторые – в суперконтинент Гондвану (Южная Америка, Африка, Австралия, Антарктида, Индостан). Современный Северный Ледовитый океан представлял собой небольшое внутриконтинентальное море; Атлантический и Индийский океаны еще не зародились.

Начало мезозойского этапа знаменуется широкой регрессией морей и океанов. Рост размеров суши, начавшийся еще в пермском периоде за счёт горообразовательных процессов, продолжался в триасе.

В конце триаса происходит интенсивная вспышка вулканизма. Глубинные разломы, «притаившиеся» в недрах Земли и постепенно «набирающие силы», проявились в полной мере. По трещинам с глубины в несколько сот километров на поверхность устремились базальтовые лавы. Заполняя понижения в рельефе, они накапливались, образуя многосотметровые толщи. Под их давлением прогибание усиливается, из недр выдавливаются новые порции лав, которые, изливвшись, увеличивали давление на глубинные сферы Земли. К середине юрского периода вспышка вулканизма угасает. За это время образовалась лавовая толща, достигавшая в ряде районов толщины в восемь километров. Одновозрастные лавы встречаются в Индии, Австралии, Антарктиде, на Среднем Востоке.

Образование и активное проявление глубинных разломов ослабляет связь между отдельными блоками литосферы Гондваны. Намечается отделение Африки, Индии, Австралии и Антарктиды, между ними закладывается морской бассейн, превратившийся в Индийский океан. Связь между Африкой и Южной Америкой была еще устойчивой.

Юрский период характеризуется постепенным развитием трансгрессии моря. Начинают проявляться глубинные разломы на границе Африки и Южной Америки. Раскрывается впадина Северной Атлантики.

Новая трансгрессия достигает максимума в позднем мелу. Море покрывает значительную часть Лавразии и Гондваны. В мелу происходит третья вспышка магматической активности, сопровождавшей раскол Гондваны. К концу мела Индийский океан был уже четко выражен, хотя и не достиг современных размеров. Узким коленообразным морским проливом наметился Атлантический океан.

Геологические события мезозойской эры привели к существенным изменениям в очертании материков. Единые супергигантские континенты – Лавразия и Гондвана – распадаются.

Возникают узкие внутриконтинентальные моря, напоминающие современные Красное море, Суэцкий залив, Калифорнийский залив, Аденский пролив. Подобные моря примерно 160–150 млн. лет назад распространяются к югу от океана Тетис, вклиниваясь между Индией и полуостровом Сомали Африки.

Некоторое время спустя внутриконтинентальные моря возникают между Индией и Австралией. Несколько позже (120 млн. лет назад) морские воды образуют узкий пролив между Южной Америкой и Африкой. 100 млн. лет назад уже существовала тогда ещё очень узкая лента Атлантического океана.

Существенные изменения очертания материков произошли в позднем мелу (100–80 млн. лет назад). Южная Америка поворачивается относительно Африки и перемещается на запад к своему современному местоположению. Индия отделяется от Африки к северу, по направлению к Азии. Австралия и Антарктида испытывают перемещения к югу и юго-востоку от Африки. Африканский континент незначительно повернулся и несколько переместился на север до соприкосновения с Европой, отделяясь от неё Средиземным морем.

Несмотря на то, что уже произошёл раскол Лавразии и Гондваны и отдельные материковые глыбы литосферы начали «расползаться», всё-таки мы застали бы ещё довольно крупные участки суши, охватывавшие иногда несколько современных континентов. Тектонические движения кайнозойского времени существенно изменили этот лик Земли до привычного нам.

Итак, в неогеновом периоде продолжается «расползание» материков. Особенно интенсивно формировалась Атлантика. Постепенный рост этого

океана за последние 50 млн. лет фиксируется изменением возраста островов. Радиогеохронологическими методами было установлено, что близкие к суше острова имеют более древний возраст (120–150 млн. лет), чем острова, расположенные в центральной части океана (10 млн. лет). Учитывая возраст островов и их расстояния до материков, можно вычислить и скорость удаления Африки и Европы от Северной и Южной Америки. Она составит 2–6 см/год.

В палеогене уже произошло разделение Индии, Австралии и Антарктиды. Индийская глыба переместилась почти на 8 000 км к северу и в начале неогена вошла в соприкосновение с Азией. Австралия двигалась на северо-восток, поворачиваясь вокруг своей оси против часовой стрелки. Менее всего подвижны оказались Антарктида и Африка.

Одновременно с перемещением континентальных блоков литосферы, очерченных глубинными разломами ещё в начале мезозоя, в кайнозойской эре происходило заложение глубинных разломов, в ряде случаев приведших к изменению географии Земли. Образуется, например так называемый Альпийско-Гималайский горно-складочный пояс.

Бурные тектонические процессы, приведшие к перемещению континентов, к образованию мощнейших горных поясов, сильно изменили географию планеты: возникли новые океаны (Атлантический, Индийский), моря (Чёрное, Каспийское, Аральское и т. д.) и исчезли прежние.

Таким образом, в неоген-антропогеновое время произошли окончательно распад и гибель океана Тетис.

Движутся ли материки? Впервые научные факты о разрастании дна океанов были получены палеомагнетологами – учёными, изучавшими остаточную намагниченность горных пород. Изучая эти свойства пород Северной Америки и Европы, учёные заключили, что положение магнитного полюса менялось на протяжении последних 70–100 млн. лет. Так как, очевидно, сам полюс оставался более или менее на одном месте, то был сделан вывод о том, что мигрировали материки.

Сторонники «новой глобальной тектоники» считают, что вся литосфера состоит из нескольких подвижных жёстких пластин, в которые как бы впаяны континенты (см. рис. 6.2).

Причину дрейфа этих пластин большинство исследователей видит в конвекционном движении мантийного вещества. В подошве мантии оно находится в более нагретом состоянии, чем в её кровле. Разница температур обуславливает движение мантийного материала вверх, что порождает возникновение восходящего потока. Достигая подошвы литосферы, горячее вещество мантии расходится в стороны, разрывая литосферу и расталкивая возникшие при этом плиты. В зоне раздвига закладываются геосинклинали. Остывая, глубинное вещество опускается вниз, образуя нисходящие ветви конвекционного потока. Там, где они сходятся, жесткие пластины сталкиваются, происходит укорачивание земной коры, одна плата как бы заталкивается под другую. Возникают глубоководные океанические желоба и островные дуги, выделяемые как зоны субдукции. В этих местах геосинклинали достигают своей зрелости, и на их месте образуются горноскладчатые системы.

Концепция «тектоника плит» необычайно быстро завоёвывает популярность. Некоторые видят в ней универсальное объяснение геотектогенеза. В то же время усиливается критика основ этой гипотезы. Наиболее существенными замечаниями являются следующие.

Очевидно, если бы существовали конвекционные движения, то вещество верхней мантии неизбежно бы перемещалось, и её расслоенность должна была исчезнуть. Кроме того, мантия – это плотное, маловязкое вещество, поэтому перемещение более нагретого материала снизу вверх трудно себе представить. Породы низов мантии также в два-три раза тяжелее пород верхней части.

Серьёзным аргументом, направленным против концепции «тектоники плит», является существование консервативных структур литосферы, длительно и унаследованно развивающихся на одном и том же месте. К таким структурам относятся, прежде всего, глубинные разломы. Существование таких протяжённых структур никак не укладывается в рамки концепции «тектоники плит». Перемещение пластин литосферы неизбежно привело бы к нарушению трассы глубинных разломов, их разрыву и смещению.

Ставится под сомнение и возможность субдукции – «подныривания» пластин литосферы друг под друга.

Если бы процесс поддвигания пластин под континент действительно происходил, то в глубоководных желобах мы должны были наблюдать хаотическое нагромождение осадочных толщ. По подсчётом сахалинского учёного П. Сычева, мощность такой беспорядочной толщи осадков достигала бы 18 км и более. На самом же деле в районе глубоководных желобов осадки залегают спокойно, практически горизонтально, и мощность их не превышает 1 км, лишь изредка достигая 4 км.

Значит, континенты двигаться не могут?

Как же тогда быть с фактами перемещения различных точек земной поверхности? Стремясь ответить на этот и другие вопросы, сторонники идеи глобальной тектоники плит совершенствуют свои доводы. В настоящее время основным механизмом, приводящим в движение литосферные плиты, считают термо-гравитационное перемещение вещества мантии. По мнению О. Г. Сорохтина, в нижней мантии и внешнем ядре Земли большую роль играет оксид одновалентного железа  $\text{Fe}_2\text{O}$ . Термобарические условия, которые существуют там, приводят к высвобождению железа в свободную фазу и «стеканию» его во внутреннее ядро. Последнее за счёт этого, как считают, ежегодно увеличивает свой радиус на 1 см. В низах мантии, таким образом, происходит процесс разуплотнения вещества. При этом высвобождается большое количество энергии. Поэтому низы мантии разогреты значительно сильнее остальной её части. В результате этого процесса образуются сравнительно лёгкие и горячие массы, которые испытывают неустойчивость. С течением времени эти огромные «плюмы» разуплотнённого и разогретого мантийного материала поднимаются к подошве литосферы, взламывают и раздвигают континентальную земную кору, что приводит к заложению и развитию океанических впадин.

Растекаясь по подошве литосферы, аномальная мантия силой вязкого трения увлекает за собой литосферные плиты, способствуя «расползанию» океанического дна. Остывая, мантийное вещество погружается в низы мантии. В этих районах сталкиваются литосферные плиты и образуют зоны субдукции, т. е. области заглубления одной плиты под другую, и переплавление её в мантии. Причём в зонах субдукции океанические осадки чаще всего затягиваются в зазор между литосферными плитами. Этим объясняется факт отсутствия мощных осадочных образований в субдукционных зонах.

Таким образом, в мантии нашей планеты происходит конвекционное движение вещества, что и является главным механизмом, управляющим всем ансамблем движения литосферных плит.

В последние годы были получены визуальные доказательства процесса раздвижения и сталкивания литосферных плит. Одним из первых, кто погрузился в глубины океана за новыми данными, были американские, французские и бельгийские акванавты (смешанная экспедиция ФАМОУС). В 1974 г. исследованию подвергалась рифтовая долина Атлантического океана к югу от Азорских островов. Сходную картину наблюдали и советские акванавты, изучившие в 1980 г. рифтовую долину Красного моря.

Итак, казалось бы, идея горизонтального перемещения литосферных плит получила неоспоримые доказательства. Между тем продолжают совершенствоваться и другие концепции.

Так, в 1983 г. известный советский геолог П. Н. Кропоткин совместно с В. Н. Ефремовым привёл новые весьма интересные факты в пользу пульсационной гипотезы развития Земли. Учёные доказывают, что на 95 % поверхности современной Земли доминируют усилия сжатия. По их мнению, это не согласуется с идеей о подкоровом движении мантийного вещества. Предполагается, что в настоящее время наша планета переживает эпоху сжатия, которая следует за эпохой расширения. В геологической истории Земли происходило многократное чередование эпох сжатия и расширения. При этом эффекты сжатия концентрируются в горноскладчатых поясах, а эффекты расширения – в рифтовых долинах, на дне океанов. В результате промежуточные блоки литосферы перемещаются в горизонтальном направлении от зон растяжения к зонам сжатия. Эта концепция как бы синтезирует идеи мобилизма и пульсационной гипотезы фиксистов.

Обилие вопросов и предложений – вот что характерно для современного состояния проблемы, объясняющей причины геологического развития Земли. Чем больше познают геологи, тем больше возникает неразрешимых задач, тем большее количество тайн открывается вновь. Разгадки их – дело будущего.

## **БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК**

1. Аксёнов В. В. Электромагнитное поле Земли. – Новосибирск: Изд-во ИВМ и МГ СО РАН, 2002. – 217 с.
2. Апродов В. А. Вулканы. – М.: Мысль, 1982. – 367 с.
3. Апродов В. А. Дыхание Земли. Вулканы и землетрясения. – М.: Географгиз, 1963. – 112 с.
4. Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР. – М.: Наука, 1975. – 216 с.
5. Барсуков В. Л., Беляев А. А., Серебренников В. С. На пути к прогнозу землетрясений // Природа. – 198. – № 11. – С. 22–33.
6. Берёзкин В. М. Учёт влияния рельефа местности и промежуточного слоя при детальной гравиразведке. – М.: Недра, 1967. – 117 с.
7. Берёзкин В. М. Учёт поправок за рельеф местности в измеренные значения ускорения силы тяжести // Тр. Москов. геологоразв. ин-та. – 1959. – № 36.
8. Богданов К. Т. Приливные явления в Тихом океане. – М.: Наука, 1994. – 144 с.
9. Болт Б. В глубинах Земли. О чём рассказывают землетрясения. – М.: Мир, 1984. – 374 с.
10. Ботт М. Внутреннее строение Земли. – М.: Мир, 1974. – 374 с.
11. Брагинский С. И. О строении слоя F и причинах конвекции в ядре Земли // Докл. АН СССР. – 1963. – Том 149. – № 6.
12. Брандт Дж., Ходж П. Астрофизика Солнечной системы. – М.: Мир, 1999.
13. Бурянов В. Б., Гордиенко В. В. и др. Комплексное геофизическое изучение тектоносферы континентов. – Киев: Наукова Думка, 1983. – 176 с.
14. Бялко А. В. Наша планета – Земля. – М.: Наука, 1989. – 240 с.
15. Войткевич Г. В. Основы теории происхождения Земли. – М.: Недра, 1979. – 135 с.
16. Всемирное время и координаты полюса. Бюллетень Е 120. ИМВП ФГУП «ВНИИВТРИ». – М., 2004. – 29 с.
17. Вулканы и тектоника литосферных плит; науч. ред. С. А. Ушаков. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996. – 273 с.

18. Гаврилов В. П. Путешествие в прошлое Земли. – М.: Недра, 1976. – 144 с.
19. Геологический словарь (в двух томах). Изд. второе, испр. – М.: Недра, 1978. – Т. 1 – 487 с., Т. 2 – 456 с.
20. Горшков Г. П., Якушова А. Ф. Общая геология. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973. – 593 с.
21. Грушинский Н. П., Сажина Н. Б. Гравитационная разведка: учебник для техникумов. – 4-е изд. перераб. и доп. – М.: Недра, 1988. – 364 с.
22. Гутенберг Бено. Физика земных недр. – М.: Иностранная литература, 1963. – 263 с.
23. Деменицкая Р. М. Планетарные структуры земной коры и их отображение в аномалиях Буге // Сов. геология. – 1958. – № 8. – С. 27–36.
24. Джекобс Дж. Земное ядро; Пер. с англ. А. О. Глико, А. И. Лутикова; Под. ред. Л. Н. Рыкунова. – М.: Мир, 1979. – 307 с.
25. Долицкий А. В. Глобальные закономерности смещений палеомагнитных полюсов на протяжении 3000 млн. лет. – М.: ОИФЗ РАН, 1998. – 52 с.
26. Дуэль И. И. Судьба фантастической гипотезы. – М.: Знание, 1985. – 192 с. – (Жизнь замечательных идей).
27. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. – М.: Наука, 1983. – 415 с.
28. Жарков В. Н., Трубицын В. П., Самсоненко Л. В. Физика Земли и планет. Фигуры и внутреннее строение. – М.: Наука, 1971. – 384 с.
29. Зельдович Я. Б., Новиков И. Д. Строение и эволюция Вселенной. – М.: Наука, 1975.
30. Иосифиди А. Г. Напряжённость геомагнитного поля. – М., 1985.
31. Каленицкий А. И., Смирнов В. П. Методические рекомендации по учёту влияния рельефа местности в гравиразведке. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1981. – 160 с.
32. Касахара К. Механика землетрясений. – М.: Мир, 1985.
33. Каталог землетрясений. NEIC [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic/>, свободный.
34. Климишин И. А. Астрономия наших дней. – М.: Наука, 1980.
35. Кокс А. Продолжительность интервалов геомагнитной полярности. – М., 1973.
36. Колтунов С. В. Геофизика: учеб. пособие. – Новосибирск: СГГА, 2001. – 79 с.

37. Куликов К. А., Сидоренков Н. С. Планета Земля. – М.: Наука, 1972. – 184 с.
38. Куликов К. А. Вращение Земли. – М.: Недра, 1985. – 159 с.
39. Лайонс Л., Уильямс Д. Физика магнитосферы: Количественный подход. – М.: Мир, 1987.
40. Ларин В. Н. Наша Земля. – М.: Агар, 2005. – 248 с.
41. Левитан Е. П. Эволюционирующая Вселенная. – М., 1988.
42. Лукавченко П. И. Таблицы и номограммы для вычисления поправок силы тяжести за рельеф местности при съёмке с гравиметрами. – М.: Гостоптехиздат, 1951.
43. Любимова Е. А. Тепловой поток из недр Земли и его происхождение // Природа. – 1980. – № 4. – С. 70–76.
44. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. – М.: Недра, 1965. – 380 с.
45. Маклин Г., Окленд Р., Маклин Л. Очевидность сотворения мира. – М.: Христианская миссия «Триада», 1993. – 159 с.
46. Манк У., Макдональд Г. Вращение Земли; Пер. с англ. В. В. Нестерова; Под ред. П. Н. Успенского. – М.: Мир, 1964. – 384 с.
47. Мархинин Е. К. Вулканализм. – М.: Недра, 1985. – 288 с.
48. Мельхиор П. Земные приливы; Пер. с англ. – М.: Мир, 1968. – 483 с.
49. Мельхиор П. Физика и динамика планет; Пер. с франц. – М.: Мир, 1975. – Ч. 1. – 568 с.
50. Миессеров К. Г. Новый взгляд на образование Солнечной системы и эволюцию Вселенной и новая физическая теория, альтернативная теории относительности Эйнштейна. – М.: Изд-во Машиностроение, 1993. – 95 с.
51. Разведочная геофизика / Д. С. Миков и др. – Томск: Изд-во Томского университета. – 1961. – 342 с.
52. Милановский Е. Е. Альфред Вегенер и его идеи // Природа. – 1980. – № 11. – С. 52–66.
53. Мишон В. М. Основы геофизики. – Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1993. – 238 с.
54. Мишон В. М. Практическая геофизика. – Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1996. – 247 с.
55. Немков Г. И. Историческая геология с элементами палеонтологии. – М., 2002.

56. Николаев Н. И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. – М.: Недра, 1988. – 491 с.
57. Никонов А. Н. Землетрясения. – М.: Знание, 1984. – 192 с.
58. Новиков И. Д. Как взорвалась Вселенная. – М.: Наука, 1988. – 176 с.
59. Новиков И. Д. Эволюция Вселенной. – М.: Наука, 1983. – 192 с.
60. Общая геофизика: учеб. пособие; Под ред. В. А. Магницкого. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. – 317 с.
61. Орлёнок В. В. Основы геофизики. – Калининград: КГУ, 2000. – 446 с.
62. Пантелейев В. Л. Физика Земли и планет: курс лекций. – М.: МГУ, Физ. фак-т. 2001. – 117 с.
63. Паренаго П. П. Новейшие данные о строении Вселенной. – М.: Правда, 1948. – 20 с.
64. Пильник Г. П. Особенности вращения Земли // Природа. – 1986. – № 11. – С. 20–27.
65. Проблемы современной космогонии; Под ред. В. А. Амбарцумяна. – М.: Наука, 1969. – 352 с.
66. Резанов И. А. Катастрофы в истории Земли. – М.: Наука, 1984. – 176 с.
67. Рингвуд А. Е. Состав и происхождение Земли. – М.: Наука, 1981. – 112 с.
68. Розенталь И. Л. Вселенная и частицы. – М.: Знание, 1990. – 64 с. (Новое в жизни, науке и технике. Сер. «Космонавтика, астрономия, № 11»).
69. Розенталь И. Л. Геометрия, динамика, Вселенная. – М.: Наука, 1987.
70. Сидоренко Н. С. Приливы дирижируют погодой // Земля и Вселенная. – 2003. – № 5. – С. 3–9.
71. Силк Дж. Большой взрыв; Пер. с англ. А. Г. Полнарева; Под ред. И. Д. Новикова. – М.: Мир, 1982. – 392 с.
72. Советский энциклопедический словарь; Гл. ред. А. М. Прохоров. – 4-е изд. – М.: Сов. энциклопедия, 1988. – 1 600 с.
73. Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Глобальная эволюция Земли. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. – 446 с.
74. Стafeев К. Г. Жизнь вулкана. – М.: Просвещение, 1982. – 127 с.
75. Стейси Ф. Физика Земли. – М.: Мир, 1972. – 344 с.
76. Татевян С. К. Земля меняет свою форму // Земля и Вселенная. – 2004. – № 3. – С. 34–40.

77. Торге В. Гравиметрия; Пер. с англ. – М.: Мир, 1999. – 429 с.
78. Трухин В. И., Показеев К. В., Куницын В. Е. Общая и экологическая геофизика. – М.: Физматлит, 2005. – 576 с.
79. Уeda С. Новый взгляд на Землю; Пер. с англ. Б. А. Борисова. – М.: Мир, 1980. – 216 с.
80. Уломов И. Общее сейсмическое районирование территории России и сопредельных стран. – М.: ОИФЗ РАН, 1997. – 50 с.
81. Успенский П. Д. Новая модель Вселенной; Пер. с англ. – СПб.: Изд-во Чернышёва, 1993. – 560 с.
82. Фельдштейн Я. И. Магнитосфера Земли // Физическая энциклопедия. – М., 1992.
83. Филиппов Е. М. Популярно о геофизике; Отв. ред. Г. И. Каляев. – Киев: Наукова думка, 1989. – 168 с.
84. Фурмарье П. Проблемы дрейфа континентов; Пер. с франц. – М.: Мир, 1971. – 256 с.
85. Харлей П. М. Возраст Земли; Пер с англ. К. Э. Виллер; Под ред. чл.-корр. АН СССР В. В. Белоусова. – М.: Изд-во. физ.-мат. литер., 1962. – 120 с.
86. Ходьков А. Е., Виноградова М. Г. От атома водорода до Солнечной системы или основы новой космогонической теории. – СПб.: Недра, 1996.
87. Хокинг С. От Большого взрыва до чёрных дыр. – М., 1990.
88. Цубои Т. Гравитационное поле Земли; Пер. с япон. – М.: Мир, 1982. – 288 с.
89. Шамраев Ю. И., Шишкина Л. А. Океанология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1980.
90. Шкловский И. С. Вселенная, жизнь, разум. – М., 1980.
91. Шмидт О. Ю. Избранные труды. Геофизика и космогония. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 212 с.
92. Яновский Б. М. Земной магнетизм. – Л.: Изд. Ленингр. ун-та, 1978. – 590 с.

*Учебное издание*

**Кузьмин Владимир Иннокентьевич**

# **ФИЗИКА ЗЕМЛИ**

Часть 1

## **СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ**

Редактор *Е. К. Деханова*

Компьютерная верстка *Л. Н. Шиловой*

Изд. лиц. ЛР № 020461 от 04.03.1997.

Подписано в печать 17.11.2014. Формат 60 × 84 1/16.

Усл. печ. л. 11,86. Тираж 100 экз. Заказ .

Гигиеническое заключение

№ 54.НК.05.953.П.000147.12.02. от 10.12.2002.

Редакционно-издательский отдел СГГА  
630108, Новосибирск, ул. Плахотного, 10.

Отпечатано в картопечатной лаборатории СГГА  
630108, Новосибирск, 108, Плахотного, 8.