

VI. ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ И СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

Из истории наблюдений (Буллен, 1978).

Глобальные волны геоида, отсутствие их связи с особенностями строения земной коры и вероятная интерпретация их появления на основе: представления о наличии плотностных неоднородностей в верхней мантии (гипотезы происхождения последних), крупномасштабных форм рельефа фазовых границ в слое "С" и на границе мантия – ядро (Магницкий, 1965).

Аномалии силы тяжести. Поправка за высоту. Аномалия в свободном воздухе (аномалия Фая). Поправка за притяжение промежуточного слоя (аномалия Буге). Принципы изостазии (Магницкий, 1965; Ботт, 1974; Орленок, 2000).

Отклонения от принципа изостазии. Изостазия и колебательные движения земной коры. Проблема вековых изменений силы тяжести. Сплошное представление данных наблюдений для Земли с гидростатической теорией (Магницкий, 1965).

Из истории наблюдений (Буллен, 1978). Ускорение силы тяжести на поверхности Земли в соответствии с законом тяготения Ньютона в первом приближении (в пренебрежении вращения планеты) в соответствии с (2.2), (2.5) зависит от гравитационной постоянной G , массы Земли M и ее радиуса « a »: $g = \frac{GM}{a^2}$. Определение

этих величин было начато достаточно давно. По-видимому, результатом измерения уменьшения высоты объектов при удалении их за горизонт на море явилось получение первой оценки длины окружности Земли, которая была получена в древней Греции. Аристотель (384 – 322 гг. до н. э.) ссылается на величину, которая приблизительно в два раза превышает правильное значение.

Самое древнее из известных описаний метода оценки окружности Земли оставил Эратосфен (ок. 276 – 194 гг. до н. э.). Во время летнего солнцестояния он измерил разность высот Солнца в полдень в Сиене (современный Асуан) и Александрии и получил ее с точностью, вероятно, около 25%. В дальнейшем греки уточняли эту оценку.

В 723 г. н. э. Во время правления династии Тан китайский астроном И-Синь (683 – 727 гг.) возглавил отряд по измерению длины теней от предметов, освещаемых Солнцем, и высот Полярной звезды. В результате он получил, что протяженность одного градуса дуги составляет $L = 132,3$ км, что выше истинного приблизительно на 20%.

В период правления калифа аль-Мамуна, сына известного Гаруна-аль-Рашида, в 814 г. арабы получили значение $L = 90$ км, что ниже истинной примерно на 20%.

Около 1000 г., за семь столетий до применения маятника для определения силы тяжести и фигуры Земли, арабский астроном Ибн Юнис измерил время с помощью маятника. Результаты его астрономических наблюдений были использованы спустя восемь веков как доказательство изменений эксцентриситета земной орбиты.

Следующая известная работа по определению размеров Земли была выполнена после кругосветного путешествия, когда сферичность Земли получила всеобщее признание. В 1527 г. Френель в Париже, чтобы измерить L , подсчитал число оборотов колеса экипажа и получил результат, эквивалентный длине окружности Земли, равной 36500 км. Эта оценка уточнялась сначала Снелиусом, а затем Норвудом. И, наконец, Пикар с использованием телескопа для измерения углов и из измерений звезды в созвездии Кассиопея пришел к выводу, что вблизи Парижа $L = 111,2$ км.

Полеченное Пикаром значение с точностью 0,1% совпадает с современным значением L . Таким образом, размеры Земли были теперь установлены достаточно надежно, что позволило бы оценить среднюю плотность планеты, если бы появились сведения о ее массе.

Дальнейшее продвижение вперед тесно связано с именем Ньютона.

После экспериментальных определений величины ускорения свободного падения $g = 9,8 \text{ м/сек}^2$, оказалось возможным определить произведение GM . Согласно лучшей современной оценке, $GM = 3,986 \cdot 10^{14} \text{ м}^3/\text{сек}^2$.

Теперь значения G и M по отдельности можно найти из любого эксперимента, в котором определяется одна из этих величин. Экспериментальное определение величины G показало, что $G = 6,6720 \cdot 10^{-11} \text{ н} \cdot \text{м}^2/\text{кг}^2$. Таким образом, для массы Земли и ее средней плотности были получены значения $M = 5,975 \cdot 10^{27} \text{ г}$, $\rho = 5,517 \text{ г/см}^3$.

Определение сплюснутости Земли в наше время тесно связано с определением ее момента инерции I . Однако вполне пригодные оценки сплюснутости Земли были получены задолго до того, как удалось определить величины M и I .

Впервые идея сплюснутости Земли была высказана в работе историка и географа Страбона приблизительно в 5 г. до н. э. Страбон ссылается на предположение о приподнятости экваториальных областей Земли, на которое обратил внимание более древний историк Полибий (ок. 203 – 120 гг. до н. э.). Ко времени Ньютона наблюдения Доминика Кассини и Флемстида показали, что фигура Юпитера значительно отклоняется от сферы, и предполагалось, что это же относится и к другим планетам.

Предположение о суточном вращении Земли, служившее предметом дискуссий во времена Аристарха (ок. 310 – 230 гг. до н. э.), было разработано Коперником в 1530 – 1543 гг. и получило полное признание во времена Ньютона, хотя наглядные доказательства вращения Земли вокруг своей оси – такие, как маятник Фуко (1851 г.) – появились значительно позже. В 1673 г. Гюйгенс дал удовлетворительное объяснение центробежной силы, а Ньютон применил его к рассмотрению сплюснутости Земли.

Пусть a и c – большая и малая полуоси поверхности Земли, которая предполагается сфероидальной. Эллиптичность, или сжатие, ε определяется выражением (2.21)

$$\varepsilon = (a - c)/a.$$

Пусть h – отношение центробежной и гравитационной сил на экваторе, которые сами равны $a\omega^2$ и GM/a^2 . Ньютон рассчитал, что $h = 1/289$. Затем, рассматривая Землю как вращающуюся жидкую массу постоянной плотности и предполагая, что ее поверхность имеет сфероидальную форму, он путем точных вычислений получил $\varepsilon = 5h/4$ и, следовательно, $\varepsilon = 1/230$. Это была первая оценка сплюснутости (сжатия) земной поверхности.

К тому времени астрономы уже использовали маятниковые часы. В 1672 г. Рише обнаружил, что часы, верно отсчитывающие секунды в Париже (49^0 с. ш.), отстают приблизительно на 2,5 минуты в сутки в Кайенне (5^0 с. ш.). Тем временем один из членов Парижской академии предположил, что на экваторе тело весит меньше, чем на полюсах. Ньютон затем теоретически рассчитал вес тела в разных точках планеты и получил общее согласие с реальными наблюдениями над маятниками.

К началу XIX столетия средняя плотность Земли была известна с точностью до 1%; теория тяготения представлена в изящной математической форме и применялась к целому ряду проблем, возникающих при изучении вращающейся Земли; геодезия была поставлена на научную основу; с хорошей точностью известно сжатие Земли и до некоторой степени разработана теория распространения возмущений в деформированной среде, и эту теорию можно было применять к изучению Земли.

Однако существовал предел, до которого могло быть детально выявлено внутренне строение Земли, и только сейсмология, обеспечивающая прямую информацию о некоторых механических свойствах вещества на определенных глубинах, привела к дальнейшему прогрессу в познании физики твердой Земли в XX веке.

Глобальные волны геоида, отсутствие их связи с особенностями строения земной коры и вероятная интерпретация их появления на основе: представления о наличии плотностных неоднородностей в верхней мантии (гипотезы происхождения последних), крупномасштабных форм рельефа фазовых границ в слое "С" и на границе мантия – ядро

(Магницкий, 1965; с. 209-213; 224). Топографическая поверхность Земли крайне нерегулярна. В геофизике под фигурой Земли подразумевают некоторую условную поверхность, близкую к поверхности реальной Земли.

Если бы Земля была жидкой вращающейся планетой, то для определения ее фигуры, как показано в разделе 2, достаточно знать выражение внешнего потенциала силы тяжести; тогда поверхность Земли была бы уровненной поверхностью и ее уравнение определялось бы значением внешнего потенциала на поверхности планеты (2.1), (2.18). При этом определении фигура планеты связывается с такими физическими параметрами, как распределение масс внутри планеты и ее угловая скорость вращения. Поэтому, хотя Земля не находится в гидростатическом равновесии, в геофизике фигура Земли определяется с помощью (2.1); эта фигура именуется геоидом. Три четверти поверхности Земли покрыто океанами. Естественно, невозмущенная ветровыми течениями поверхность океанов совпадает в точности с поверхностью геоида, а на суше геоид располагается под поверхностью континентов.

Геоид строится в два приема аналогично тому, как внешнее поле тяготения разделяется на нормальное и возмущенное. Вначале определяют основную фигуру отсчета – нормальную фигуру, а затем определяют высоты геоида (малые по величине) – расстояния геоида от нормальной фигуры. На первый взгляд можно получить хорошее приближение, если за нормальную фигуру выбрать ньютоновскую сферу со средним радиусом R_0 и средней плотностью. Так как отклонение внешнего потенциала от ньютоновского (MG/r) порядка сжатия ε , то средние высоты геоида над сферой будут порядка $\varepsilon R_0 \approx 21$ км. Эта величина мала по сравнению с размерами Земли, но велика по сравнению с характерными высотами рельефа. Поэтому за нормальную фигуру выбирают эллипсоид вращения, который является эквипотенциальной поверхностью для нормального потенциала. Этот эллипсоид иногда называют *референц-эллипсоидом*; значения определяющих его параметров a и ε известны с достаточно высокой точностью.

Нормальный эллипсоид является весьма хорошим приближением для геоида. Действительно, внешний потенциал отклоняется от нормального на величину порядка ε^2 . Следовательно, отклонение геоида от нормального эллипсоида (высоты геоида) порядка $\varepsilon^2 R_0 \approx 70$ м.

Карта высот геоида, определенная по данным гравиметрических наблюдений, представлена на рис. 6.1.

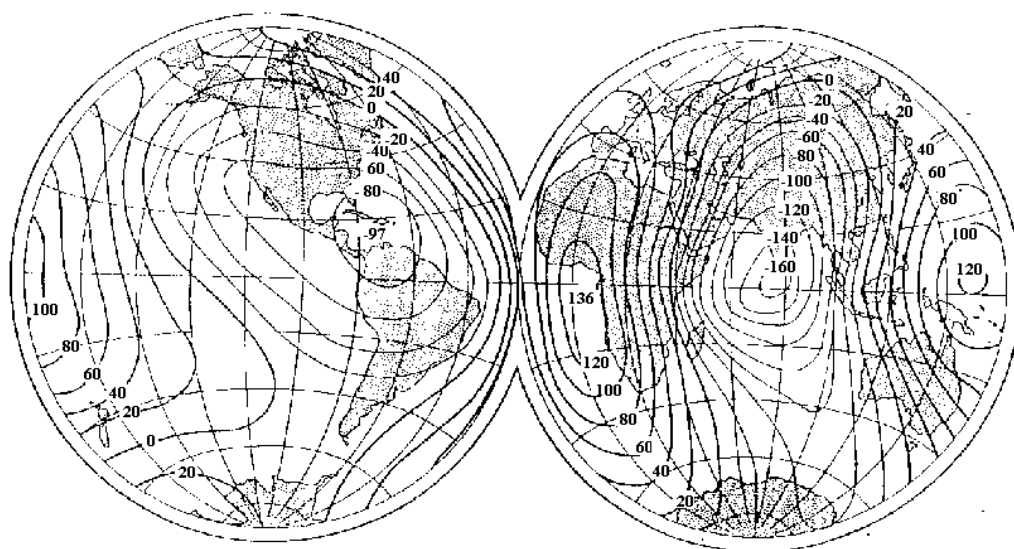


Рис. 6.1. Карта высот геоида (в м), составленная по данным гравиметрических наблюдений.

Видна вполне определенная закономерность в расположении минимумов и максимумов высот геоида вдоль поверхности Земли – так называемые волны геоида. К недостаткам карты, представленной на рис. 6.1, можно отнести неравномерное покрытие поверхности Земли гравиметрической съемкой, что приводит к ошибкам в определении соответствующих коэффициентов ряда разложения потенциала по сферическим функциям.

Наиболее правильное представление о волнах геоида дают коэффициенты разложения потенциала по сферическим функциям, полученные при обработке наблюдений за движениями искусственных спутников. На рис. 6.2 приведена карта высот геоида, определенная таким путем.

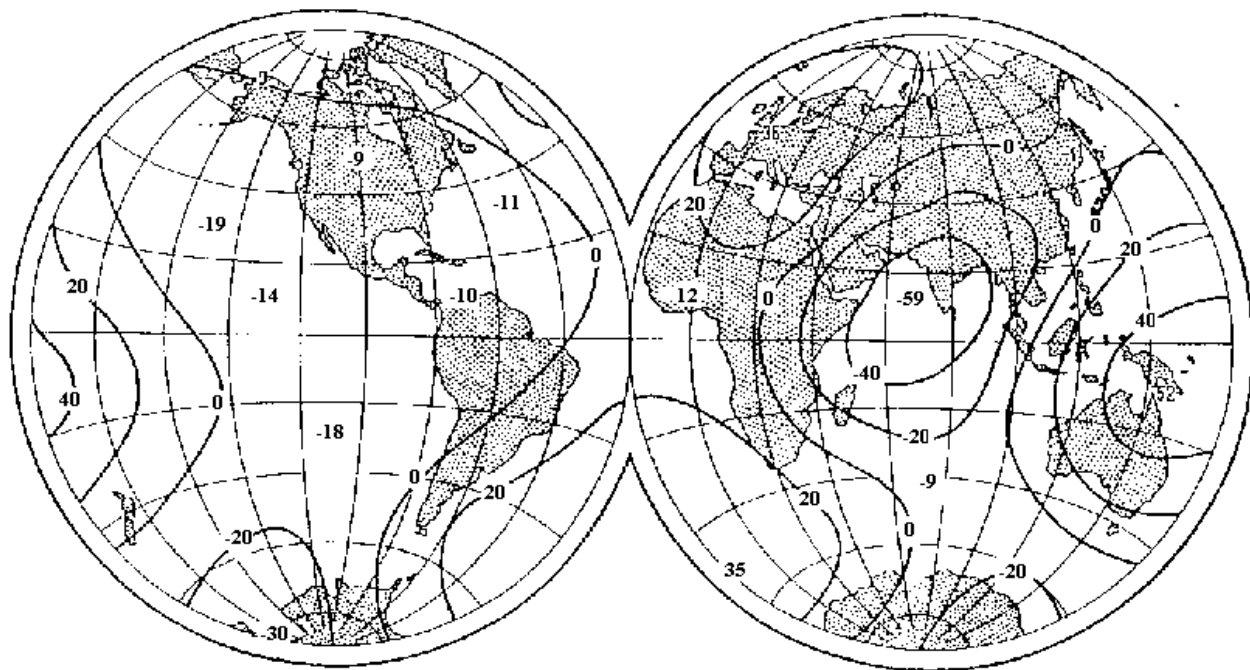


Рис. 6.2. Карта высот геоида (в м), составленная по данным, полученным при обработке наблюдений за движением искусственных спутников.

Отметим, что, несмотря на различие, основные черты геоида прослеживаются на обеих картах: глубокий минимум Индийского океана и максимум к северу от Австралии, меньший минимум в Америке и прилегающей части Тихого океана и Африканско - Европейский максимум. Это свидетельствует о том, что общий характер геоида уже выявлен.

Основные отклонения гравитационного поля Земли от нормальной части характеризуются картами высот геоида (рис. 6.1, 6.2). Сопоставление этих отклонений с основными элементами рельефа земной поверхности показывает отсутствие связи между ними как в смысле их размещения по поверхности Земли, так и по интенсивности.

Таким образом, мы приходим к выводу о независимости высот геоида (аномалий гравитационного поля) от строения земной коры, так как области одного знака ложатся совершенно независимо на участки, как с континентальным, так и с океаническим типом земной коры. Тогда наиболее правдоподобным будет предположение, что источники этих нарушений гравитационного поля лежат на значительных глубинах – в мантии Земли. Это подтверждает и обширность (масштаб) создаваемых нарушений.

Из независимости расположения высот геоида относительно рельефа следует важнейший вывод, что континентальные области изостатически скомпенсированы; материки плавают в подкоровом субстрате подобно айсбергам в полярных морях.

Степень подкорového равновесия, существующего в континентальных масштабах (установленная по форме геоида, полученная из спутниковых данных), связана с наблюдаемым сжатием Земли. Но величина сжатия показывает существенное отклонение от состояния гидростатического равновесия. (Действительно, из соотношений (2.25 а) и (2.29) следует, что динамическое сжатие Земли $\varepsilon_H = 1/299,7$ меньше сжатия $\varepsilon = 1/298,26$, определенного в предположении гидростатического равновесия. Т. е. Земля сжата примерно на 0,5% сильнее, чем следует из гидростатической теории.) Примем, что в мантии верхние несколько сот километров, которые, по-видимому, обеспечивают гидростатическую компенсацию, находятся в гидростатическом равновесии в поле силы тяжести, содержащем первые члены разложения потенциала по сферическим функциям, включая член, связанный со сжатием Земли. Допустим, что гидростатически неравновесная часть сжатия определяется большими глубинами. Если верхняя мантия мало влияет на отклонение от гидростатического равновесия, то нижняя часть мантии должна быть соответственно еще дальше от гидростатического равновесия. Тогда она должна обладать достаточной прочностью, сохраняющейся миллионы лет. Этот вывод важен для выяснения реологических свойств мантии; в частности, он противоречит предположениям о существовании конвективных течений в нижней мантии Земли.

Аномалии силы тяжести. Поправка за высоту. Аномалия в свободном воздухе (аномалия Фая). Поправка за притяжение промежуточного слоя (аномалия Буге). Принципы изостазии (Магницкий, 1965; Ботт, 1974; Орленок, 2000).

Аномалии силы тяжести. Представляя фигуру Земли эллипсоидом вращения и вводя понятие геоида, мы полагаем, что масса Земли сложена однородным по плотности веществом. При этом изменение силы тяжести на поверхности Земли должно быть обусловлено лишь изменением по широте потенциала центробежной силы и различием в экваториальном и полярном радиусах. Однако в реальных условиях характер изменения силы тяжести отличается от теоретического нормального распределения, рассчитанного для поверхности однородного геоида, или эллипсоида. Такого рода отклонения силы тяжести от нормальной величины вызваны неоднородным распределением плотностей в теле Земли и особенно в верхних частях.

Разность между наблюдаемым ускорением силы тяжести g и нормальной величиной γ_0 , полученной по международной формуле нормальной силы тяжести, принятой в 1971 г. в Москве:

$$\gamma_0 = 978,0318(1 + 0,0053024\sin^2\varphi - 0,0000059\sin^2 2\varphi),$$

где φ - широта, называется аномалией силы тяжести Δg :

$$\Delta g = g - \gamma_0. \quad (6.1)$$

Аномалии силы тяжести создаются главным образом неоднородным распределением плотностей в земной коре и верхней мантии. Однако чтобы выявить эту неоднородность, простого вычитания из наблюдаемой силы тяжести нормальной составляющей оказывается недостаточно. Дело в том, что величина силы тяжести зависит от целого ряда факторов, в первую очередь, от географической широты и высоты места (относительно уровня моря), рельефа окружающей местности, характера плотностных неоднородностей в верхних слоях Земли под точкой наблюдения и др. Для исключения влияния этих факторов в наблюдаемое значение Δg вводят поправки или, как их еще называют, редукции. Название редукции определяет название аномалии силы тяжести.

Поправка за высоту. Аномалия в свободном воздухе (аномалия Фая). При проведении гравиметрических наблюдений на земной поверхности точки наблюдения, как правило, располагаются выше уровня моря. Для того чтобы наблюдаемые значения силы тяжести могли быть сопоставимы между собой, их приводят к уровню моря, вводя поправку «за высоту». Смысл этой поправки заключается в следующем.

Сила тяжести на уровне моря определяется из известного выражения:

$$g = GM / R^2. \quad (6.2)$$

Если же точка наблюдения расположена на некоторой высоте H от уровня моря, то ее притяжение определится выражением:

$$g_1 = GM / (R + H)^2. \quad (6.3)$$

Сила тяжести изменится на величину:

$$\delta g_1 = g - g_1 = GM \left(\frac{1}{R^2} - \frac{1}{(R + H)^2} \right) = \frac{GM}{R^2} \left[1 - \left(1 + \frac{H}{R} \right)^{-2} \right].$$

Разлагая выражение в круглых скобках по биному Ньютона и ограничиваясь первым членом разложения, получим:

$$\delta g_1 = 2GMH / R^3 \approx 2gH / R.$$

Подставляя средние для всей Земли значения $g = 980,6$ гал и $R = 6371,2$ км получим:

$$\delta g_1 = 0,3086H, \quad (6.4)$$

где высота H измеряется в метрах.

Получено выражение для нормального вертикального градиента силы тяжести для не вращающейся Земли. Точное выражение этого градиента получим с учетом потенциала центробежного ускорения $2\omega^2 H$. Например, для $H=1000$ м величина

$$2\omega^2 H = 1,058 \cdot 10^{-8} (\text{сек}^{-2}) \cdot 10^{-5} (\text{м}) \approx 1 \text{ мгал.}$$

Важность учета этой поправки очевидна, особенно для сильнопересеченной местности. В общем случае для величины поправки за высоту получаем выражение:

$$\delta g_1 = 0,3086H + 2\omega^2 H. \quad (6.5)$$

Полученная формула характеризует нормальное изменение силы тяжести с высотой. С учетом полученной поправки за высоту можно вычислить аномалию силы тяжести в свободном воздухе как разность наблюдаемого и редуцированного к точке наблюдения нормального значения силы тяжести (формула Гельмерта или Кассиниса):

$$\Delta g_1 = g - \gamma_0 + 0,3086H. \quad (6.6)$$

Получаемая по формуле (6.6) аномалия называется аномалией в свободном воздухе или аномалией Фая.

Следует отметить, что при введении поправки за свободный воздух влияние масс (плотностных неоднородностей), лежащих между уровнем точки наблюдения и уровнем моря, не учитывается. Однако на самом деле между уровнем наблюдения и уровнем моря залегают породы, обладающие определенной плотностью. Наличие таких пород увеличивает наблюдаемое значение силы тяжести, и чем выше точка отстоит от уровня моря, тем больше их влияние. Этот эффект наиболее ощутим при наблюдениях в горной местности. На равнине редукция за высоту будет постоянна.

Таким образом, аномалия в свободном воздухе отражает суммарное влияние плотностной неоднородности горных пород и влияние дополнительных масс, вызванное рельефом. Поэтому в условиях расчлененного рельефа с большим перепадом высот (порядка нескольких сотен метров) аномалия в свободном воздухе в значительной степени будет отражать топографию, в то время как гравитационный эффект плотностных неоднородностей верхних этажей геологического разреза Земли будет замаскирован. Исключение, как уже отмечалось, составляют равнинные участки с небольшими перепадами рельефа. В этих условиях аномалия в свободном воздухе может быть использована для изучения глубинной структуры.

Представляет определенный интерес данные рис. 6.3, на котором представлены усредненные по достаточно большим ($5^0 \cdot 5^0 \approx 500 \text{ км} \cdot 500 \text{ км}$) участкам поправки Фая. Как видно из данных, представленных на этом рисунке, значения аномалий Фая, определенные для мест, расположенных практически во всем земном диапазоне высот (от -6000 м до $+4000$ м), в основном, не выходят за пределы ± 50 гал и огромное число аномалий вообще равно нулю. Эти данные указывают на то, что площадки с достаточно

большой площадью являются уже достаточно скомпенсированными (Магницкий, 1965; с. 227-229).

Поправка за притяжение промежуточного слоя. Аномалия Буге. Для определения влияния плотностных неоднородностей между уровнем наблюдения и уровнем моря достаточно вычислить силу притяжения диска толщиной H , бесконечного радиуса и плотностью ρ (Орленок, 2000; с. 95-96; Магницкий, 1965; с. 230):

$$g = 2\pi G\rho H. \quad (6.7)$$

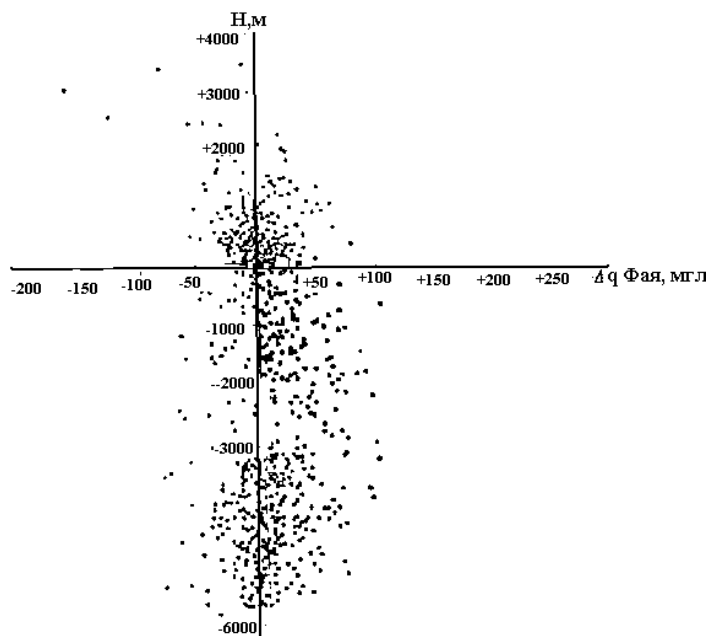


Рис. 6.3. Значения поправок в свободном воздухе для аномалий гравитационного поля. Поправки осреднялись по 5^0 площадкам как функции таким же образом осредненных высот.

Полученное выражение показывает, что сила притяжения бесконечного диска не зависит от расстояния точки до диска, а зависит от массы слоя (ρH). Подставляя значение гравитационной постоянной $G = 6,6732 \cdot 10^{-8} \text{ см}^3 \text{ г}^{-1} \text{ сек}^{-2}$, получим:

$$g = 0,0451\rho H.$$

Это и есть редукция Буге, характеризующая притяжение слоя H , имеющего плотность ρ . Величина

$$\Delta g_2 = g - \gamma_0 + 0,308H - 0,0418\rho H \quad (6.8)$$

называется аномалией Буге. При измерениях на море вследствие $H=0$ аномалия приобретает вид:

$$\Delta g_2 = g - \gamma_0.$$

Аномалии Буге, являясь приближенным видом топографических аномалий, в основном, обусловлены эффектом внутренних аномальных масс. Как следует из предыдущего, основными внутренними возмущающими факторами являются отклонения границ слоев от горизонтального положения и в первую очередь рельеф подошвы коры - поверхности Мохоровичича, где происходит наибольший перепад плотностей (около $0,4 \text{ г/см}^3$, см. рис. 5.2). Таким образом, можно ожидать, что между Δg_2 и глубиной M залегания поверхности Мохоровичича должна существовать ясно выраженная зависимость. Таковую зависимость Δg_2 для областей, для которых M известна по сейсмическим данным, можно найти статистически.

Опыт определения такой зависимости для Земли в целом дан на рис. 6.4:

$$M = 35(1 - th(0,0037\Delta g_2)).$$

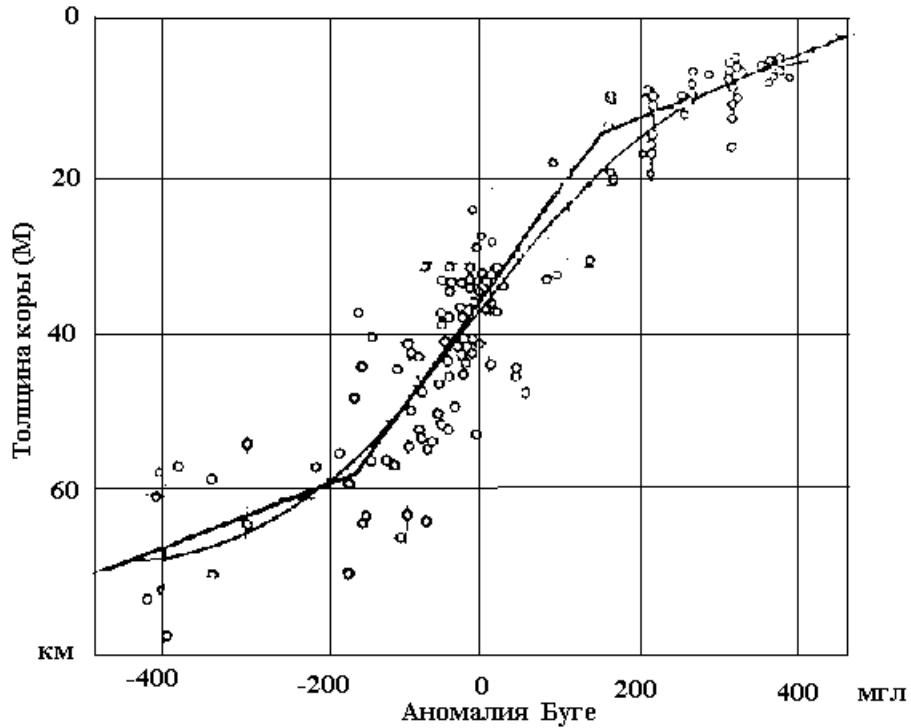
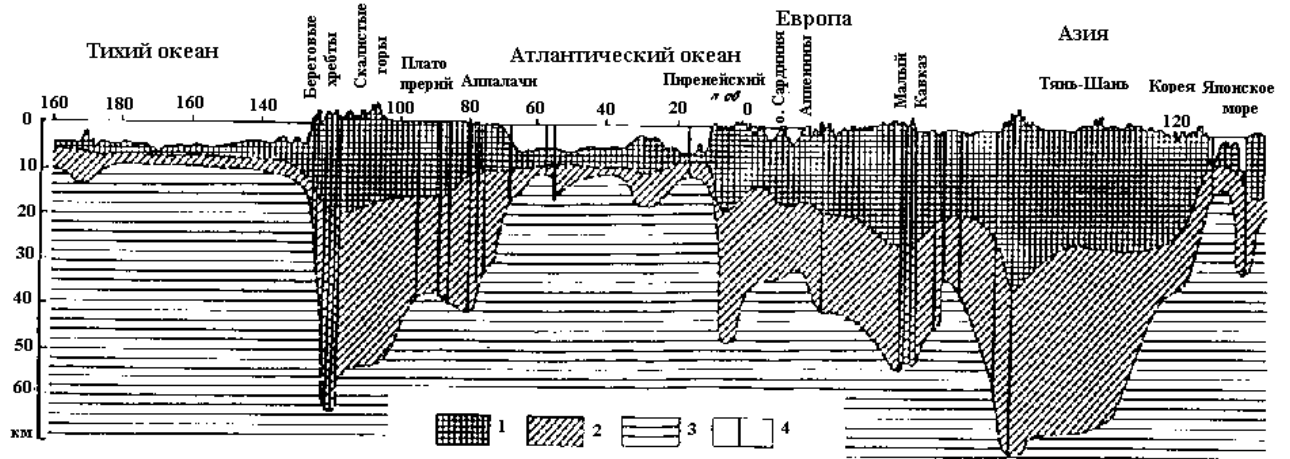


Рис. 6.4. Иллюстрация существования связи между аномалией Буге и толщиной земной коры.

На рис. 6.5 приводится разрез земной коры по 40° с. ш., полученный по описанной методике с использованием данных о величинах аномалии Буге.



1- гранит с включением осадочных и метаморфических отложений; 2- базальт; 3- гипербазит; 4- глубина земной коры по сейсмическим определениям.

Рис. 6.5. Разрез земной коры по 40° с. ш., построенный по значениям аномалии Буге.

К сожалению, полученная статистическая формула не имеет ясного физического смысла. Из формулы (6.7) и основных теоретических предпосылок следовало ожидать линейной зависимости M от Δg_2 . Действительно, если аномалии вызваны изменением M при разнице плотностей $\Delta \rho$ на границе раздела, то в пределах применимости формулы для плоско-параллельного слоя (6.7) можно написать:

$$M = M_0 - \Delta g_2 / 2\pi G \Delta \rho. \quad (6.9)$$

Так как строение коры (число слоев и разности плотностей) различно на континентах, океанах и в переходных областях, то следует ожидать, что коэффициенты при Δg_2 в (6.9) и M_0 будут различны для основных типов земной коры. В этом случае более обоснованно заменить кривую на рис. 6.4 ломанной линией, каждое звено которой отвечает особому типу коры.

Принцип изостазии. Первые наблюдения, которые привели к открытию изостазии, были выполнены между 1735 и 1745 гг., когда французская геодезическая экспедиция, руководимая Буге, измеряла в Перу дугу меридиана. Участники экспедиции обнаружили, что притяжение Анд воздействует на вертикаль и вызывает тем самым отклонение отвеса. При изучении этого обстоятельства они нашли, что наблюдаемые отклонения вертикали значительно меньше теоретически рассчитанного влияния Анд. Буге впервые обратил внимание на это расхождение, а через несколько лет Боскович объяснил его недостатком вещества под горами. В следующем столетии аналогичные результаты были получены вблизи горной цепи в Гималаях. Теперь известно, что отклонение отвеса вблизи горных хребтов представляет собой общее явление, связанное с особенностями основных поверхностных структур Земли.

И для Анд, и для Гималаев дефицит масс под хребтом, необходимый для того, чтобы объяснить наблюдаемое отклонение отвеса, приблизительно равен поверхностной нагрузке, обусловленной горными хребтами. Для объяснения этого явления в 1889 г. Деттон ввел термин «изостазия».

Если говорить о деталях, принцип изостазии утверждает, что ниже «глубины компенсации» давление внутри Земли является гидростатическим. Это значит, что на глубине компенсации и ниже ее вес вертикальных столбов единичного сечения, с учетом небольшой поправки на кривизну Земли, должен быть одинаков. Если на земной поверхности появляется избыточная нагрузка, например в виде горной цепи, океанического хребта или ледяного покрова, и если изостатическое равновесие достигнуто, тогда должен существовать эквивалентный компенсирующий недостаток масс под этими поверхностными структурами, но выше глубины компенсации (и наоборот – избыток массы под недостаточной нагрузкой, например, под океанами).

Эти эффекты и привели к созданию в конце XIX века теории изостазии, которая была изложена почти одновременно и независимо друг от друга в 1851 г. геодезистом Праттом и в 1855 г. астрономом Эри. Основные ее положения: согласно теории изостазии отдельные глыбы земной коры находятся в гидростатическом равновесии и как бы плавают в вязкой массе подстилающей магмы. При этом избыток масс на поверхности компенсируется недостатком их внизу (рис. 6.5).

Все последующие данные по волнам геоида (рис. 6.1, 6.2), аномалиям Фая (рис. 6.3) и Буге (рис. 6.4, 6.5) хорошо подтверждают основной принцип изостазии.

По теории Пратта блоки коры имеют разную плотность и высоту. Чем выше блок, тем меньше его средняя плотность. Компенсация массы различных блоков коры предположительно осуществляется где-то в мантии на некоем уровне T . Таким образом, если ρ_1 и ρ_2 – плотности континентального блока, ρ_3 – плотность океанического блока, H – высота блока над уровнем моря, P – глубина моря, то, согласно Пратту, имеют место следующие равенства:

$$\rho_1(T + H) = C_1, \quad (6.9)$$

$$\rho_2 T = C_2, \quad (6.10)$$

$$\rho_3(T - P) + \rho^w P = C_3, \quad (6.11)$$

$$C_1 = C_2 = C_3 = C = const. \quad (6.12)$$

Здесь ρ^w – плотность воды, равная примерно $\rho^w = 1,03 \text{ г/см}^3$.

При $H=0$, из соотношения (5.10), полагая $\rho_1 = \rho_0$, где ρ_0 - средняя плотность земной коры, находим постоянную: $C = \rho_0 T$ (часто принимают $\rho_0 = 2,67 \text{ г/см}^3$). Тогда для уровня компенсации T получаем выражения:

$$T = \frac{H\rho_1}{\rho_0 - \rho_1}, \quad T = \frac{P(\rho_3 + \rho^w)}{\rho_0 - \rho_3}. \quad (6.13)$$

Если компенсация осуществляется на нулевом уровне ($T=0$), то это соответствует нулевой плотности столба ($\rho_1 = 0$), возвышающегося над уровнем моря, т.е. внешние массы гор и материков равны нулю. На языке редукиций это соответствует поправке за свободный воздух. Таким образом, редукиция Фая соответствует изостатической компенсации на уровне моря, при этом массы, расположенные под точкой наблюдений, опускаются на уровень моря и конденсируются в бесконечно тонкий слой.

Если компенсация осуществляется на бесконечности ($T=\infty$), что имеет место при $\rho_0 - \rho_3 = 0$, т.е. избыточных масс нет, то надземные массы притягивают полностью. Это соответствует редукиции Буге, где весь избыток масс отнесен за счет притяжения слоя плотностью ρ_0 , лежащего выше уровня моря, что адекватно опусканию избыточных масс под уровень моря и «размыванию» их на бесконечно большую глубину.

Таким образом, редукиции Фая и Буге по существу являются предельными изостатическими редукициями. Они показывают, что уровень компенсации T лежит где-то между нулем (редукиция Фая) и бесконечностью (редукиция Буге). Американский геофизик Хейфорд разрабатывал гипотезу Пратта в начале XX столетия; для глубины компенсации он принял значение 113,7 км. В более поздних работах она оценивается в диапазоне от 96 до 102 км.

По гипотезе Эри земная кора имеет всюду одинаковую плотность ρ_0 , но разную высоту блоков и как бы плавает в более тяжелом субстрате, имеющем постоянную плотность ρ . Следовательно, разность плотности субстрата (астеносферы) и плотности земной коры (литосферы) у Эри – величина постоянная: $\rho - \rho_0 = \Delta\rho$. Глубина погружения блока определяется законом Архимеда – более высокий блок имеет больший корень в астеносфере, чем блок менее высокий. Условие равновесия запишется в виде: $\rho_0 V = \rho b$. Здесь V – мощность коры блока, b – глубина погружения его в астеносферу. Несмотря на различные предпосылки в схемах Пратта и Эри, математически они не отличаются друг от друга, массы блоков до некоторой фиктивной границы компенсации T оказываются равными.

Отклонения от принципа изостазии. Если аномалии "в свободном воздухе" близки к нулю, то аномалии Буге должны быть интенсивными положительными на океанах и отрицательными на континентах, что и наблюдается. Сопоставление аномалий Буге "в свободном воздухе" позволяет сделать вывод о степени соблюдения компенсации в земной коре. При полной компенсации аномалии "в свободном воздухе" (точнее, изостатические) должны быть равны нулю. При полном отсутствии компенсации в нуль должны обращаться аномалии Буге (точнее, топографические). Фактически аномалии "в свободном воздухе" раз в 10 меньше аномалий Буге, т. е. компенсация, в среднем, осуществляется с точностью 10%.

Особый случай на фоне общей хорошей компенсации представляют области, где компенсация резко нарушена и где, следовательно, наблюдаются интенсивные аномалии "в свободном воздухе".

Можно отметить три главных типа подобных нарушений гравитационного поля.

Первый тип нарушений связан с вулканическими островами, например, Кипр, Гавайские о-ва. Эти образования сопровождаются интенсивными положительными аномалиями, которые, однако, в большинстве случаев почти целиком устраняются

введением топографической редукции, т. е. эти острова представляют собой простую нагрузку на кору, ничем не компенсированную.

Вторым типом нарушений, пожалуй, наиболее интересным, являются относительно неширокие, но очень длинные полосы интенсивных отрицательных аномалий. Такие полосы дефекта силы тяжести протягиваются вдоль западного берега Южной и Центральной Америки, вдоль Алеутских островов и далее вдоль внешнего края островных дуг западной окраины Тихого океана. Такие аномалии известны в других океанах и морях: вдоль внешнего края дуги Суматра-Ява, вдоль Пуэрто-Рико, по дуге Южных Сандвичевых островов, по внешней дуге островов у берегов Греции. Всюду эти аномалии или совпадают с глубоководными желобами, или идут по их краю, где желоба сильно заполнены осадками. Однако подобные аномалии встречаются, хотя и в значительно ослабленном виде, и на континентах. Примером является полоса аномалий вдоль фронта формации Гренвиль в Канаде. Эта полоса связана с позднекембрийским орогеническим поясом.

Третий тип нарушений представляет интенсивные и довольно обширные поля положительных аномалий в местах недавних опусканий коры. Примером может служить море Банда в Индонезии.

Изостазия и колебательные движения земной коры. Проблема вековых изменений силы тяжести, ее современное состояние (Магницкий, 1965; с. 241-243). Вертикальные движения земной коры возникают вследствие внутренних геотектонических процессов. Можно предположить два основных типа таких процессов. Может происходить сжатие или расширение глубинного материала без существенных перемещений его в горизонтальном направлении, а также приток или отток глубинного со стороны путем перемещения в горизонтальном направлении. Наконец, возможно комбинирование этих процессов в каждый данный момент или последовательно во времени.

В зависимости от типа процесса будет происходить и изменение гравитационного поля Земли. Анализ показывает, что медленные движения больших частей платформ (ледники Скандинавии) происходит в обстановке перетекания глубинного вещества. В случае быстрых недавних поднятий (Центральная Африка, южная часть Индии, Мексиканское нагорье) и опусканий (море Банда) мы имеем дело со сжатием и расширением глубинного вещества.

Эти два вывода можно согласовать, предположив, что основной причиной вертикальных движений является сжатие или расширение вещества, а в дальнейшем параллельно с денудацией поднятий и переотложением вещества во впадинах вступает в действие и компенсирующее перетекание глубинного вещества. Конечно, эти два процесса могут идти параллельно.

Наконец, причиной вертикальных (не колебательных) движений может быть разгрузка эродируемых областей и нагрузка районов седиментации по схеме, аналогичной прогибу и подъему областей оледенения.

Конечно, близость к состоянию равновесия больших блоков коры указывает на то, что изостатический фактор "работает", но он, видимо, имеет в жизни коры лишь второстепенное значение и притом не активное. Вся же сложная гамма движений коры и сложность ее структуры возникают под действием иных причин и вопреки стремлению к равновесию.

Сопоставление данных наблюдений для Земли с гидростатической теорией (Магницкий, 1965; с. 221). Сопоставление величины сжатия Земли, определенного

экспериментально по спутниковым данным (2.22): $\varepsilon = 3,35280 \cdot 10^{-3} = \frac{1}{298,26}$, с величиной

сжатия, полученного из гидростатической теории (2.26): $\varepsilon_H = 3,3366 \cdot 10^{-3} = \frac{1}{299,7}$,

позволило в разделе 2 сделать вывод о том, что Земля сжата примерно на 0,5% сильнее ($\varepsilon > \varepsilon_H$), чем следует из гидростатической теории. При вековом замедлении угловой скорости вращения Земли, равном $\frac{d\omega}{dt} = -5 \cdot 10^{-22} \text{ сек}^{-2}$, наблюдаемое сжатие было бы равно гидростатическому $\tau_0 \sim 10^7$ лет назад (Манк, Макдоналд, 1964; с. 349). Отклонение от гидростатического равновесия должно вызвать появление скалывающих напряжений в теле Земли. А длительное их существование (порядка $\tau_0 \approx 10^6$ - 10^7 лет) указывает на наличие у вещества Земли некоторой *фундаментальной прочности*, т. е. некоторого предела напряжений, ниже которого напряжения или не расслаиваются, или расслаиваются крайне медленно. Расчеты показывают, что такое отклонение от фигуры равновесия создает в Земле скалывающие напряжения порядка $\sigma_0 \sim 10^6$ - 10^8 дин/см^2 . (Жарков, Трубицын, Самсоненко, 1971; с. 84-89; Джеффрис, 1960; Стейси, 1972, с. 37). Это значение и может быть принято как верхний предел для фундаментальной прочности оболочки Земли.

Следующий за этими данными вывод, являющийся в настоящее время почти общепринятым, сводится к следующему (Магницкий, 1965, с. 222-223). Значение σ_0 находится в полном согласии с данными о величине напряжений, согласно теории упругой отдачи, сбрасываемых при землетрясениях (раздел 3). Тем не менее, расчет, основанный на представлениях чистой теории упругости, может рассматриваться лишь как очень грубое приближение, так как приводит к ряду противоречий: промежуточные и глубокие землетрясения и теория Гриффитса, лежащая в основе теории упругой отдачи. Кроме того, само отклонение наблюдаемого сжатия от гидростатического находится в пределах ошибок теории и может быть иллюзорным (хотя и отмечалось, что разница значений на единицу выходит за пределы ошибок, с которыми эти величины определяются). На это указывают данные, полученные в работе (Манк, Макдональд, 1964; с. 48-50), согласно которым вековое число Лява k_s , которое может быть интерпретировано как мера реакции Земли на центробежную деформацию в течение ее эволюции примерно за последние 5 млрд. лет, оказалось равным числу Лява k_f , определенному для модели жидкой Земли: $k_s \approx k_f = 0,96$.

Как видим, *фундаментальный* вывод о прочности вещества Земли, основанный на превышении наблюдаемого сжатия Земли над гидростатическим сжатием, в силу отсутствия «равноценной» фундаментальной «подпорки» в конечном итоге оказался пока не востребованным.

Теоретический вывод о фундаментальной прочности вещества Земли подтверждается открытым Л.Н. Рыкуновым с коллегами эффектом напряженного состояния земной коры – сейсмической эмиссии, присущей Земле в широком диапазоне глубин и во всем разнообразии геологических и тектонических условий (Рыкунов, Хаврошкин, Цыплаков, 1979; Николаев, Рыкунов, Хаврошкин, Цыплаков, 1985).

Более того, большой отрезок времени, в течение которого сохраняется такое напряженное состояние земной коры, накладывает вполне определенные условия на механизм, обеспечивающий его поддержание. Таким механизмом, например, может являться механизм ротации. Действительно, как отмечалось в разделе 4, напряжения, создаваемые в результате поворотов объемов, являющихся частями вращающихся тел, нельзя расслаивать за счет пластической деформации, что и может объяснить их большие времена жизни – многие миллионы лет.

Таким образом, представляется, что фундаментальная прочность Земли, обеспечиваемая величиной скорости замедления ее вращения и отражающаяся в режиме движения тектонических плит, и определяет сейсмический климат планеты – интенсивность процесса, протекающего в пределах ее сейсмотектонических поясов. Этот вывод подтверждается данными, согласно которым величина теряемой Землей кинетической энергии вращения $W \approx 2,74 \cdot 10^{19} \text{ эрг/сек} \approx 10^{20} \text{ Дж/год}$ (Стейси, 1972; с. 47) по порядку величины близка выделяемой на планете сейсмотектонической энергии E_{ST} ,

где $E_S \approx \eta E_{ST} \approx 10^{16-18}$ Дж – сейсмическая энергия, сбрасываемая при сильнейшем ($M \approx 8$) землетрясении, происходящем на планете с частотой примерно один раз в год, $\eta \approx 10^{-(4-2)}$ – сейсмический коэффициент полезного действия.

Теоретическое изучение скорости распространения трещины Гриффитса привело к следующим выводам (Магницкий, 1965; с. 130). Если трещина возникла в плоскости, перпендикулярной максимальному растягивающему напряжению, то разрывающее напряжение $\sigma_{\theta\theta}$, сконцентрированное у конца щели, оказывается ориентированным под разными углами θ к плоскости щели в зависимости от скорости ее распространения. Для скоростей меньше $0,6V_t$ максимум $\sigma_{\theta\theta}$ лежит в плоскости разрыва. При скоростях больше $0,6V_t$ максимум $\sigma_{\theta\theta}$ отклоняется от направления трещины и при $0,9V_t$ это отклонение составляет около 45° . Таким образом, при скорости развития трещины больше $0,6V_t$ происходит ее закручивание и при $0,9V_t$ направление совпадает практически с направлением максимального скалывающего напряжения. Весь процесс развития сдвига иллюстрируется рис. 6.6 а, б, в, где представлены последовательные моменты образования разрыва, полученные экспериментально (Белоусов, Гзовский, 1954; Brace, Bombolakis, 1963). Представляется, что своеобразный эффект «закручивания» образующейся при землетрясении трещины, по сути, является проявлением взаимодействия «элементарных» зерен (мезоструктуры) вещества и может быть проинтерпретирован в рамках ротационного подхода (Викулин, 2003).

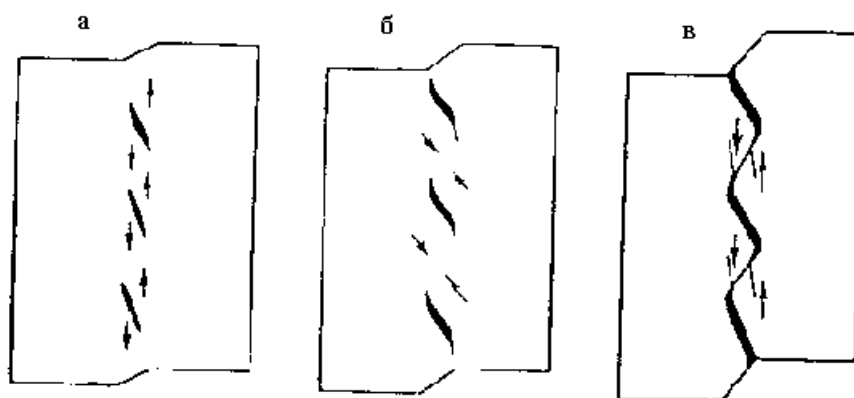


Рис. 6.6. Последовательные моменты образования разрыва, полученные экспериментально.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.В., Гзовский М.В. Тектонические условия и механизм возникновения землетрясений // Труды Геофиз. ин-та АН СССР. 1954. №25.
2. Ботт М. Внутренне строение Земли. М.: Мир. 1974. 376.
3. Буллен К.Е. Плотность Земли. М.: Мир. 1978. 444 с.
4. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: КГПУ. 2003. 150 с.
5. Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и развитие. М.: Изд-во ИЛ. 1960. 485 с.
6. Жарков В.Н., Трубицын В.П., Самсоненко Л.В. Физика Земли и планет. Фигуры и внутренне строение. М.: Наука. 1971. 384 с.
7. Магницкий В.А. Внутренне строение и физика Земли. М.: Недра. 1965. 380 с.
8. Манк У., Макдональд Г. Вращение Земли. М.: Мир. 1964. 384 с.
9. Орленок В.В. Основы геофизики. Калининград: КГУ. 2000. 448 с.
10. Николаев А.В., Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Циплаков В.В. Высокочастотные сейсмические шумы и вибросигналы: методы, результаты и перспективы / М.: ИФЗ АН СССР. 1985. 60 с. Деп. в ВИНТИ 23.01.85. №1160-85.
11. Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Циплаков В.В. Временные вариации высокочастотных сейсмических шумов // Изв. АН СССР. Физ. Земли. 1979. №11. С. 72-

77.

12. **Стейси Ф.** Физика Земли. М.: Мир. 1972. 344 с.

13. **Brace W.F., Bombolakis E.G.** A note on Brittle crack growth in compression // J. Geoph. Res. V. 68. #12. 1963.