

Государственное образовательное учреждение высшего профессионального
образования
«КАЗАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Гравиразведка

учебно-методическое пособие для слушателей курсов повышения
квалификации специальности «Геофизика» по программе «Методы поисков и
разведки месторождений полезных ископаемых в промысловой и разведочной
геофизике»

Казань 2009

Печатается по решению Редакционно-издательского совета ГОУ ВПО
«Казанский государственный университет им. В.И. Ульянова-Ленина»

Утверждено на заседании кафедры геофизики Казанского государственного
университета,
протокол № от
учебно-методической комиссии геологического факультета,
протокол № от

Э.В.Утёмов

Гравиразведка: пособие для самостоятельного изучения лекционного курса слушателей курсов повышения квалификации специальности «Геофизика». — Казань: Казанский государственный университет, 2009.

В работе в краткой лекционной форме рассматриваются основные разделы гравиметрии: теория гравитационного поля, измерения силы тяжести, гравиметрические съемки, прямая и обратная задача гравиразведки. Предназначено для слушателей курсов повышения квалификации специальности «Геофизика», имеющих высшее негеологическое образование.

© Казанский государственный университет, 2009

© Э.В.Утёмов, 2009

Оглавление

Лекция 1.....	3
Введение.....	3
Сила тяжести.....	3
Геоид.....	6
Формула Клеро. Нормальное значение силы тяжести.....	6
Лекция 2.....	8
Редукции и аномалии силы тяжести.....	8
Вторые производные потенциала силы тяжести.....	10
Изостазия и изостатические редукции.....	11
Плотность горных пород.....	13
Лекция 3.....	14
Классификация методов измерения силы тяжести.....	14
Динамические методы измерения силы тяжести.....	15
Основы маятникового метода определения силы тяжести. Математический маятник.....	15
Физический маятник.....	16
Баллистический метод.....	17
Измерение силы тяжести гравиметрами.....	18
Лекция 4.....	22
Классификация гравиметрических съемок.....	22
Интерпретация данных гравиразведки.....	23
Качественная интерпретация гравитационных аномалий.....	23
Прямая и обратная задачи для шара.....	24
Прямая и обратная задачи для горизонтального кругового цилиндра.....	25
Литература.....	25

Лекция 1.

Введение

Гравиразведка – сокращенное название разведочной гравиметрии. Гравиразведка является одним из методов исследования геологического строения верхних частей Земли.

По методу исследования (изучение гравитационного поля) гравиразведка является составной частью науки об измерении силы тяжести – гравиметрии (от латинского *gravitas* – тяжесть и греческого *μετρον* – измеряю).

Эффективность гравиразведки как разведочного метода обусловлена тем, что плотностные неоднородности в геологических средах находят свое отражение в гравитационном поле.

Начало экспериментальному изучению силы тяжести положено Г.Галилеем, проводившим опыты с падающими телами под действием силы тяжести. Галилей показал, что мерой силы тяжести является ускорение. В 1590 году он определил численное значение силы тяжести. В честь Галилея единица ускорения в системе СГС названа гал.

Начало гравиметрии связано с именем И.Ньютона, который в 1678 году в работе «Математические начала натуральной философии» сформулировал закон всемирного тяготения.

За теоретическую фигуру Земли в гравиразведке принимают однородный сфероид, сплюснутый у полюсов.

Для земного сфероида Международной ассоциацией геодезии в 1975 г. установлены следующие параметры:

масса Земли	$M = 5.974 \cdot 10^{24} \text{ кг.}$
полярный радиус	$b = 6357 \text{ км.}$
экваториальный радиус	$a = 6378 \text{ км.}$
коэффициент сжатия	$\alpha = \frac{a-b}{a} \approx \frac{1}{298.25}$
средний радиус Земли (шар того же объема, что и сфероид)	$R = 6971 \text{ км.}$

Сила тяжести

Значения силы тяжести, вычисленные на поверхности однородного земного сфероида, называется нормальным значением силы тяжести.

Это значение изменяется с широтой. Поле силы тяжести – естественное физическое поле, действие которого проявляется в том, что тело любой массы m притягивается Землей с силой $\vec{P} = m \vec{g}$, где \vec{g} – вектор ускорения силы тяжести. Сила \vec{P} представляет собой равнодействующую двух сил: силы притяжения $\vec{F}_П$ и центробежной силы $\vec{F}_Ц$, то есть $\vec{P} = \vec{F}_П + \vec{F}_Ц$ (см. 1).

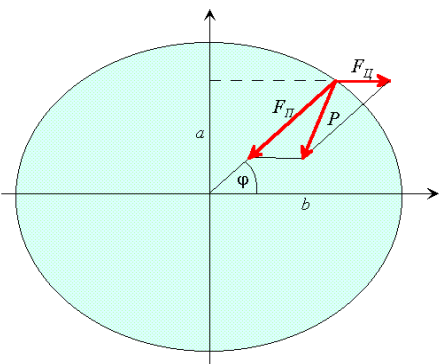


Рисунок 1:

Сила \vec{F}_{II} определяется законом Ньютона и направлена примерно к центру Земли. Центробежная сила $\vec{F}_{Ц}$, возникающая по причине вращения Земли, направлена перпендикулярно к оси вращения.

Максимальное значение $\vec{F}_{Ц}$ не превышает 1/200 от величины силы притяжения. Коэффициент сжатия Земли также мал (1/298.25), поэтому отклонение от направления к центру вектора \vec{F}_{II} не велико и им часто пренебрегают.

- ✓ Поэтому то, что вектор силы тяжести не направлен точно к центру Земли, определяется двумя причинами: во-первых, Земля не имеет точной формы шара, и во-вторых, Земля вращается.

Ускорение силы тяжести является основной измеряемой величиной и его называют сокращенно: сила тяжести. Сила, действующая на единичную массу, называется напряженностью поля. Из сказанного следует, что ускорение силы тяжести и напряженность гравитационного поля есть одна и та же физическая величина.

Единицей измерения ускорения силы тяжести является $см/с^2$. Величина $1 см/с^2$ называется Галом – в честь Галилея, измерившего впервые ускорение силы тяжести.

Эта величина не входит в мировые системы единиц, но широко используется в геофизике, точнее, на практике в качестве основной единицы используется тысячная доля Гала – миллигал (пишется: мГал).

Ускорение есть векторная величина и имеет три компоненты: x , y и z . Компоненты g_x и g_y называются горизонтальными, а g_z – вертикальной составляющими ускорения силы тяжести.

Сила притяжения \vec{F}_{II} вычисляется по закону Ньютона:

$$\vec{F}_{II} = G \frac{m_1 m_2}{\rho^3} \vec{\rho} \quad (1.1)$$

или в скалярной форме

$$F_{II} = G \frac{m_1 m_2}{\rho^2} \quad (1.2)$$

Здесь ρ – расстояние между точечными массами, G – константа, которая называется гравитационной постоянной. Сила имеет размерность [масса][длина][время]⁻². Для совпадения размерности слева и справа в формуле (2) необходимо, чтобы константа G имела размерность [масса]⁻²[длина]³[время]⁻².

В системе СИ $G = 66.7 \cdot 10^{-12} \frac{м^3}{кг \cdot с^2}$, в системе СГС $G = 66.7 \cdot 10^{-9} \frac{см^3}{г \cdot с^2}$

По своему смыслу гравитационная постоянная – это сила, действующая между единичными массами на единичном (в соответствующей системе) расстоянии.

Сделаем несколько замечаний, связанных с формулами (1.1) и (1.2).

- ✓ Во-первых, формулы описывают фундаментальный закон природы, но при этом имеют очень простой и эстетически совершенный вид.
- ✓ Во-вторых, формулы, описывая всемирный закон, не объясняют механизм передачи сил.
- ✓ В-третьих, закон Ньютона действует для любых двух масс, вне зависимости от наличия других тел. Следовательно, для закона Ньютона действует принцип суперпозиции.

- ✓ В-четвертых, формулы (1.1) и (1.2) имеют тот же вид, что и формулы, описывающие закон Кулона для электрических зарядов. Но в отличие от электрических зарядов, массы всегда положительны. А значит, наблюдается всегда только притяжение.

Последнее замечание нужно уточнить. В геофизике часто используют понятие избыточных плотностей, (избыточная плотность тела относительно плотности вмещающей среды) которые могут быть и отрицательными, а значит, может наблюдаться и относительное отталкивание, как, например, отталкивает сила Архимеда.

Векторное поле ускорения силы тяжести может быть выражено через скалярную функцию $W(x, y, z)$ с помощью оператора градиента:

$$\vec{g} = \text{grad } W = \frac{\partial W}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial W}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial W}{\partial z} \vec{k} \quad (1.3)$$

Функция $W(x, y, z)$ называется гравитационным потенциалом.

По физическому смыслу гравитационный потенциал есть мера энергии, которую нужно затратить, чтобы перенести в поле силы тяжести тело с единичной массой из некоторого положения в бесконечность.

В отношении формулы (1.3) сделаем два замечания.

- ✓ Во-первых, уравнение (1.3) определяет потенциал $W(x, y, z)$ с точностью до постоянной.
- ✓ Во-вторых, уравнение (1.3) есть решение уравнения $\text{rot } \vec{g} = 0$, а значит, поле \vec{g} не вихревое.

Векторные поля, которые можно выразить в виде (3) через скалярную функцию, называются потенциальными.

Заметим, что магнитное поле не является потенциальным.

Выражение (3) можно переписать в следующем виде:

$$\frac{\partial W}{\partial x} = g_x, \quad \frac{\partial W}{\partial y} = g_y, \quad \frac{\partial W}{\partial z} = g_z \quad (1.4)$$

где g_x, g_y, g_z – проекции силы тяжести на координатные оси.

В общем случае можно ввести производную гравитационного потенциала по произвольному направлению:

$$\frac{\partial W}{\partial S} = g_s = g \cdot \cos(\hat{g}\hat{S}) \quad (1.5)$$

Из этого выражения следует, что направление S может быть, в частности, таким, что $\cos(\hat{g}\hat{S}) = 0$, а значит, направления S и g будут перпендикулярны.

В этом случае

$$\frac{\partial W}{\partial S} = 0 \quad \text{или} \quad W = \text{const} \quad (1.6)$$

Более того, можно построить поверхность с постоянным значением гравитационного потенциала. Такие поверхности называются уровенными поверхностями.

- ✓ Сила тяжести на уровне поверхности нормальна к ней, но при этом имеет различное значение в разных точках. Другое название такой поверхности – эквипотенциальные. Именно по такой поверхности устанавливается жидкость в сосуде.

Другой особенный случай, когда угол $\hat{g}\hat{S}$ равен нулю, то есть когда направление S

совпадает с направлением силы тяжести. Тогда

$$\frac{\partial W}{\partial S} = \frac{\partial W}{\partial n} = g \quad (1.7)$$

где n – нормаль к уровенной поверхности. Величина ∂S в этом случае представляет расстояние между двумя уровенными поверхностями. Из формулы (1.7) следует, что это расстояние обратно пропорционально действующей силе.

Приращение потенциала не зависит от пути перемещения, а зависит только от положения конечных точек. В частности, если конечные точки совпадают, то приращение потенциала равно нулю.

Геоид

В геологии за теоретическую поверхность Земли принята более сложная фигура, чем сфероид, названная *геоидом*.

Геоид можно определить как одну из уровенных поверхностей потенциала силы тяжести. Поверхность геоида совпадает с поверхностью невозмущенного океана, в любой точке которого вектор силы тяжести нормален к поверхности воды.

Более сложная ситуация с поверхностью геоида в пределах суши. Мысленно ее можно представить так: если прорыть под сушей каналы, сообщающиеся с океанами, то уровень, который в каналах установится, и будет уровнем геоида.

- ✓ *Поверхность геоида незначительно отличается от поверхности сфероида на морях и океанах. Большие отклонения наблюдаются на суше. Но и они не превышают ± 100 м. Среднее отклонение составляет ± 50 м.*

Формула Клеро. Нормальное значение силы тяжести

Рассмотрим поле силы тяжести на поверхности модели Земли, представляющей однородный сфероид.

Для вывода расчетных формул первоначально найдем значения силы тяжести для поверхности сферической модели Земли, а затем учтем сплюснутость у полюсов.

Начало координат поместим в центр шара, ось Z совместим с осью вращения. Угол, образованный радиусом, проходящим через выбранную точку P на поверхности шара и плоскостью экватора, угол φ , назовем *географической широтой* данной точки (см. рис.1, 2). Направление вектора силы тяжести \vec{g} составляет с вектором $\vec{F}_{Ц}$ угол α . Поскольку этот угол очень мал, в первом приближении им можно пренебречь. Тогда модуль силы тяжести в точке P будет равен:

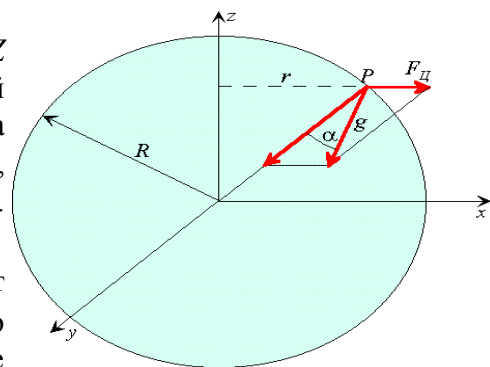


Рисунок 2:

$$g = |g_\varphi| = F_{Ц} - F_{Ц\varphi} \cos(\varphi) \quad (1.8)$$

При этом сама центробежная сила тоже меняется с широтой:

$$F_{Ц\varphi} = \omega^2 r = \omega^2 R \cos(\varphi) = F_{Ц\varnothing} \cos(\varphi) \quad (1.9)$$

здесь $F_{Ц\varnothing}$ центробежная сила на экваторе. Подставив (9) в (8), получим:

$$\gamma = F_{II} - F_{II\epsilon} \cos^2(\varphi) \quad (1.10)$$

На экваторе получим: $\gamma = F_{II} - F_{II\epsilon}$, откуда $F_{II\epsilon} = \gamma - F_{II}$; подставив это выражение в (10), получим:

$$\gamma = F_{II} - (F_{II} - \gamma_{\epsilon}) \cos^2(\varphi) = \gamma_{\epsilon} \left[1 + \frac{F_{II} - \gamma_{\epsilon}}{\gamma_{\epsilon}} \sin^2(\varphi) \right] \quad (1.11)$$

Обозначим: $\beta = \frac{F_{II} - \gamma_{\epsilon}}{\gamma_{\epsilon}}$. Тогда выражение (10) можно переписать в виде:

$$\gamma = \gamma_{\epsilon} [1 + \beta \sin^2(\varphi)] \quad (1.12)$$

Эта формула названа именем Клеро. Коэффициент β характеризует избыток значения силы тяжести у полюсов относительно экватора. Примерно $\beta = \frac{1}{189}$.

- ✓ *Формула Клеро дает грубое приближение, не учитывающее несферичность Земли. Ее нельзя использовать, так как погрешности в формуле превосходят величину аномалий, создаваемых геологическими структурами.*

Отметим, что формулу Клеро мы получили, не используя [закон Ньютона](#), а сама формула Клеро дает значение силы тяжести относительно значения на экваторе, которое должно быть известно.

Чтобы перейти от шара к сфероиду, нужно добавить в формулу (1.12) третий член, и тогда формула примет вид:

$$\gamma = \gamma_{\epsilon} [1 + \beta_1 \sin^2(\varphi) + \beta_2 \sin^2(2\varphi)] \quad (1.13)$$

Это выражение называется формулой [нормального значения силы тяжести](#).

Входящие в нее коэффициенты γ_{ϵ} , β_1 , β_2 определены экспериментально. В простейшем и грубом варианте эти коэффициенты можно определить по измерениям в трех точках на разных широтах. Тогда нужно решить систему трех линейных (относительно коэффициентов) уравнений:

$$\begin{aligned} g_1 &= \gamma_{\epsilon} [1 + \beta_1 \sin^2(\varphi_1) + \beta_2 \sin^2(2\varphi_1)] \\ g_2 &= \gamma_{\epsilon} [1 + \beta_1 \sin^2(\varphi_2) + \beta_2 \sin^2(2\varphi_2)] \\ g_3 &= \gamma_{\epsilon} [1 + \beta_1 \sin^2(\varphi_3) + \beta_2 \sin^2(2\varphi_3)] \end{aligned}$$

Для более точного определения коэффициентов решают систему для большего числа пунктов наблюдений методом наименьших квадратов.

Формулы (1.12) и (1.13) являются формулами разложения на сферические функции и в общем случае могут быть представлены в следующем виде:

$$\gamma = \gamma_0 + \sum \gamma_k \sin^2(k\varphi)$$

- ✓ *Чтобы получить формулу не для шара и не для сфероида, а для наиболее подходящей фигуры, моделирующей Землю – для геоида, нужно провести разложение ряда до малых более высокого порядка.*

Самая первая формула для нормального поля была получена Гельмертом в 1884 году. Она учитывала малые только до второго порядка:

$$\gamma = 978.00 (1 + 0.005310 \sin^2(\varphi)) \quad (1.14)$$

В последствии [формула](#) многократно уточнялась. Приведем одну из них – формулу, принятую в 1930 году на международном геодезическом конгрессе в качестве международной (формула Кассиниса):

$$\gamma = 978.049 (1 + 0.0052884 \sin^2(\varphi) - 0.0000059 \sin^2(2\varphi)) \quad (1.15)$$

Лекция 2

Редукции и аномалии силы тяжести

Чтобы сравнить аномалию силы тяжести, нужно сравнить наблюдаемое поле с нормальным полем. Однако силу тяжести обычно наблюдают на физической поверхности Земли, а нормальное поле определено для поверхности сфероида, которая близка к уровню моря.

Поэтому для решения этой проблемы прибегают к процедуре, которая называется редуцированием силы тяжести. Эта процедура включает в себя введение поправок за высоту, за притяжение промежуточным слоем и некоторых других поправок, в случае, если необходимо получить высокую точность измерений (поправки за рельеф, за лунные и солнечные приливы).

Поправки за высоту δg_h вводят для того, чтобы учесть разницу высот между точкой наблюдений и уровнем моря.

Обычно говорят, что нужно *привести* значения силы тяжести к их значениям на уровне моря, то есть нужно получить такие значения поля, которые бы мы имели на уровне моря.

✓ *При этом, конечно, точки наблюдений никуда не перемещаются – эта процедура лишь воображаемая.*

Данную поправку еще называют *поправкой за свободный воздух*, или *поправкой Фая*. Название «за свободный воздух» поправка получила за то, что в ней не учитывается влияние масс, расположенных между точкой наблюдений и уровнем моря, то есть точки наблюдений как бы «висят в воздухе».

Чтобы получить поправку Фая, необходимо проделать следующие расчеты. В грубом приближении (сферичность Земли) нормальное значения силы тяжести равно:

$$y = G \frac{M}{R^2} \quad (2.1)$$

где M – масса Земли, R – средний радиус Земли. Пусть наша точка наблюдений P имеет превышение над уровнем моря в точке P' равное h (см. рис. 3). Тогда значение поля силы тяжести в точке P будет равным

$$y_2 = G \frac{M}{(R+h)^2} \quad (2.2)$$

Тогда поправка за высоту будет равна разности значений силы тяжести между точками P и P' :

$$\delta g_h = G M \left[\frac{1}{R^2} - \frac{1}{(R+h)^2} \right] = G M \left[\frac{R^2 + h^2 - 2Rh - R^2}{R^2(R+h)^2} \right] \approx 2 G M \frac{h}{R^3} = 2 \frac{y}{R} h \quad (2.3)$$

Здесь учтено, что $h \ll R$. Если подставить в (2.3) численные значения гравитационной постоянной, массы и радиуса Земли, то получим:

$$\delta g_h = 0.3086 h \quad (2.4)$$

где h измеряется в метрах, а δg – в миллигалах. Величина 0.3086 должна иметь размерность $[\text{мГал}][\text{м}]^{-1}$, то есть по смыслу должна являться вертикальным градиентом. Из (2.4) следует, что сила тяжести уменьшается примерно на 0.3 мГал на каждый метр высоты.

Для учета масс, расположенных в слое между физической поверхностью и уровнем моря, используют специальную поправку, которая называется поправкой за

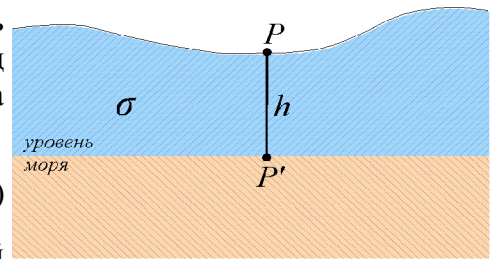


Рисунок 3:

промежуточный слой (δg_σ).

Вообще говоря, чтобы учесть влияние масс в этом слое, нужно было бы учитывать и то, какую форму имеет физическая поверхность, (рельеф), и то, как распределена плотность в этом слое. В такой постановке это не разрешимая задача, поскольку распределение плотности в слое заранее неизвестна. На практике, однако, пользуются допущениями, которые значительно упрощают проблему.

- ✓ *Первое допущение заключается в том, что плотность в слое можно считать постоянной. Это неизбежное допущение по понятным причинам.*
- ✓ *Второе допущение заключается в том, что в расчетах поправки можно использовать модель горизонтального слоя, проходящего через данную точку наблюдений (см. **рисунок**). Такое предположение вполне разумно, если физическая поверхность достаточно ровная, но становится недопустимым в противном случае (горные районы). Тогда вводят дополнительную поправку за рельеф.*

Найдем выражение для притяжения горизонтальным слоем. Поместим начало координат в точку наблюдений. Чтобы получить поправку, нужно найти гравитационный эффект от слоя с заданной плотностью. Для этого можно воспользоваться формулой для поля силы тяжести точечной массы и проинтегрировать по всему слою.

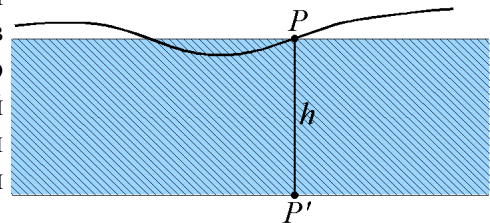


Рисунок 4:

Поле силы тяжести точечной массы равно:

$$V_z = \partial \frac{V}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{MG}{\rho} \right] = MG \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{1}{\sqrt{x^2 + y^2 + z^2}} \right] = MG \frac{z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} \quad (2.5)$$

интегрируя по всему объему слоя, имеем:

$$\delta g_\sigma = G \sigma \int_{\Omega} \frac{z d\Omega}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} = \iiint_{-\infty-\infty}^{\infty \infty h} \frac{z dx dy dz}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} = 2 \pi G \sigma h \approx 0.0419 \sigma h \quad (2.6)$$

При этом в формулу редуцирования поправка за промежуточный слой входит со знаком минус, поскольку промежуточный слой увеличивает поле силы тяжести.

Суммарная поправка за высоту и промежуточный слой называется поправкой Буге:

$$\delta g_B = \delta g_h + \delta g_\sigma = (0.3086 - 0.0419 \sigma) h \quad (2.7)$$

- ✓ *Мы уже говорили, что в районах с сильно пересеченным рельефом поправка за промежуточный слой становится слишком грубым приближением и возникает необходимость учитывать влияние рельефа с помощью введения дополнительной поправки.*

Такая поправка называется топографической или за окружающий рельеф.

Очевидно, что для ее вычисления нужно иметь данные об окружающем рельефе. Как правило, для вычисления этой поправки используют специальные компьютерные программы; раньше применялись палетки.

- ✓ *При высокоточной съемке возникает необходимость учета притяжения Луны и Солнца. Это дополнительное притяжение возникает при приливах в твердой оболочке Земли, и достигает максимальных значений в четверть метра.*

Влияние солнечно-лунного притяжения учитывают с помощью специальных графиков, полученных по астрономическим данным. Максимальное значение поправки для Луны – 0.25 мГал, для Солнца – 0.1 мГал.

Аномалией силы тяжести называется разность между наблюдаемым (измеренным, g_H) и нормальным (γ_0) значениями силы тяжести:

$$\Delta g_a = g_H - \gamma_0$$

Аномалия силы тяжести, при вычислении которой использовалась поправка Буге, называется аномалией в редукции Буге. Значения аномалий Буге вычисляются по формуле

$$\Delta g_{aB} = g_H - \gamma_0 + (0.3086 - 0.0419\sigma)h \quad (2.8)$$

- ✓ Большую роль при вычислении аномалий Буге играет правильный выбор плотности промежуточного слоя. При слишком завышенной, либо слишком заниженной плотности получается отрицательная, либо положительная корреляция поля и высотных отметок.

Вторые производные потенциала силы тяжести

Первые производные потенциала силы тяжести W представляют собой проекции ускорения силы тяжести на соответствующие координатные оси. В гравиразведке широко используются и вторые производные. Всего их шесть:

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x^2}, \quad \frac{\partial^2 W}{\partial y^2}, \quad \frac{\partial^2 W}{\partial z^2}, \quad \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial y}, \quad \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z}, \quad \frac{\partial^2 W}{\partial y \partial z}$$

В гравиметрии их принято разделять на градиенты и кривизны.

Под градиентами силы тяжести понимаются вторые производные W , которые характеризуют скорость изменения вертикальной составляющей силы тяжести по соответствующим осям:

$$\begin{aligned} \frac{\partial g_x}{\partial x} &= \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z} = W_{xz} \\ \frac{\partial g_y}{\partial y} &= \frac{\partial^2 W}{\partial y \partial z} = W_{yz} \\ \frac{\partial g_z}{\partial z} &= \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = W_{zz} \end{aligned} \quad (2.9)$$

Градиенты W_{xz} и W_{yz} называются горизонтальными градиентами, W_{zz} – вертикальным градиентом.

Для горизонтальных градиентов можно вычислить полный горизонтальный градиент:

$$|\Gamma| = \sqrt{W_{xz}^2 + W_{yz}^2}, \quad \alpha = \arctan\left(\frac{W_{yz}}{W_{xz}}\right) \quad (2.10)$$

Единицей измерения градиентов является эТВЕШ (E) в, названная в честь венгерского геофизика. Один эТВЕШ соответствует изменению силы тяжести в 0.1 мГал на 1 км. $1E = 10^{-9} c^{-2}$.

Градиенты можно определить численно, если известны значения силы тяжести, либо измерить с помощью приборов – вариометров и градиентометров.

- ✓ Вторые производные W_{xx} , W_{yy} и W_{zz} позволяют вычислить кривизну уральной поверхности.

Кривизна уральной поверхности определяется как величина, обратная радиусу окружности, которую можно построить по бесконечно малому элементу уральной

поверхности в данной точке.

Это определение справедливо для двумерного случая. Очевидно, что в пространстве через данную точку можно провести бесконечное число сечений, в общем случае, каждое со своей кривизной. Тем не менее, максимальная и минимальная кривизна всегда принадлежит перпендикулярным сечениям.

Связь между вторыми производными и кривизной уровенной поверхности определяется формулой:

$$\left(\frac{1}{R_1}\right)_{max} - \left(\frac{1}{R_2}\right)_{min} = \frac{W_{yy} - W_{xx}}{g \cos(2\varphi)} \quad (2.11)$$

где g – ускорение силы тяжести в данной точке, φ – азимут сечения максимальной кривизны:

$$\tan(2\varphi) = \frac{2W_{xy}}{W_{yy} - W_{xx}} \quad (2.12)$$

Выражения (2.11) и (2.12) показывают, что вторые производные потенциала силы тяжести связаны с кривизной уровенной поверхности, поэтому их и называют кривизнами. Их измерение позволяет определить истинную фигуру Земли.

Нормальными значениями градиентов силы тяжести, по аналогии с нормальными значениями силы тяжести, называют их значения на поверхности однородного сфероида.

Изменение нормального значения силы тяжести по долготе равно нулю, то есть

$$W_{yz} = 0 \quad (2.13)$$

Для вычисления горизонтального градиента W_{xz} воспользуемся формулой Клеро

$$\gamma = \gamma_\varphi [1 + \beta \sin^2(\varphi)]$$

Для этого приращение dx выразим через радиус и приращение широты:

$$W_{xz} = \frac{\partial \gamma}{\partial x} = \frac{1}{R} \frac{\partial \gamma}{\partial \varphi} \quad (2.14)$$

Подставляя значения γ из формулы Клеро, получим:

$$W_{xz} = 2 \frac{\gamma_\varphi}{R} \beta \sin(\varphi) \cos(\varphi) = \frac{\gamma_\varphi}{R} \beta \sin(2\varphi) = 8.16 \sin(2\varphi) E \quad (2.15)$$

Нормальное значение вертикального градиента мы уже получили, когда вычисляли поправку за высоту:

$$W_{zz} = 3086 E \quad (2.16)$$

Аномалией градиентов силы тяжести естественно назвать разность между наблюдаемыми и нормальными градиентами. Очевидно, что аномалии градиентов не связаны с центробежными силами и зависят от плотностных неоднородностей в теле Земли.

Изостазия и изостатические редукции

По своему замыслу аномалии в редукции Буге таковы, что в идеальном случае должны отражать только плотностные неоднородности в Земле. Однако анализ аномалий Буге, проведенный для больших масштабов свидетельствует о том, что существует ощутимая корреляция между средними аномалиями Буге и средними значениями высотных отметок. Более того, такой зависимости не наблюдается для аномалий в свободном воздухе, то есть для аномалий Фая.

Складывается впечатление, что массы, составляющие рельеф, не оказывают никакого притяжения. В действительности, это связано с тем, что избытку масс над земной

поверхностью (горными массивами) соответствует недостаток масс под ними. И наоборот, для низменных областей существует избыток масс под ними.

Наблюдение таких зависимостей привело к возникновению теории изостазии. Буквальный перевод этого слова – «равновесие».

- ✓ Суть теории изостазии состоит в предположении, что вертикальные блоки, оказывая давление на массы, расположенные под ними, образуют поверхность равного давления, глубина залегания которой зависит от формы земного рельефа.

Вообще говоря, существует две классических гипотезы относительно действия механизма изостатической компенсации. Это модели изостазии по Эри и по Пратту, представляющие собой упрощенные и крайние случаи реального механизма компенсации.

Согласно модели по Эри (см. рис. 5), плотность блоков постоянна, но изменяется толщины земной коры, образуя «корни гор» и океанические «антикорни».

Согласно модели по Пратту (см. рис. 6), глубина компенсации неизменна. Равновесие же достигается за счет латеральной изменчивости плотности блоков.

- ✓ Сейсмические наблюдения свидетельствуют о том, что в природе действуют оба механизма.

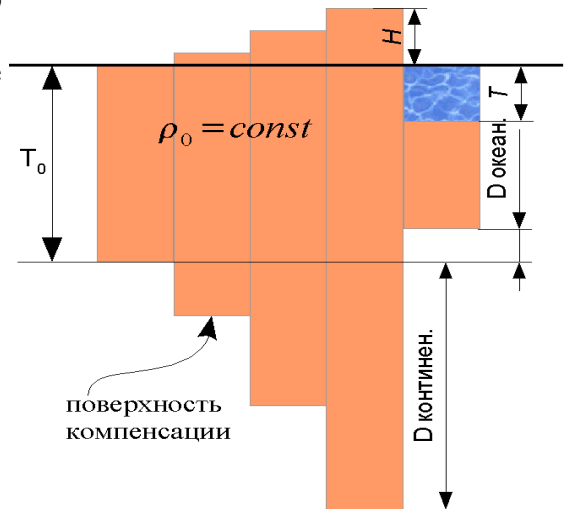


Рисунок 5:

Изостатическую аномалию вычисляют по формуле:

$$\Delta g_{II} = g_H - \gamma - 0.3086 h - \delta g_t + \delta g_{II} \quad (2.17)$$

где δg_t – топографическая поправка за влияние масс, возвышающихся над уровнем моря, δg_{II} – изостатическая поправка за влияние масс в вертикальных блоках земной коры согласно той или иной гипотезе изостазии.

Плотность горных пород

Гравитационные аномалии возникают только в том случае, если горные породы, слагающие земную кору, имеют неоднородности.

В гравиметрических задачах часто используется понятие избыточной плотности: это разность между плотностью вмещающих пород и плотностью структур, создающих аномалию.

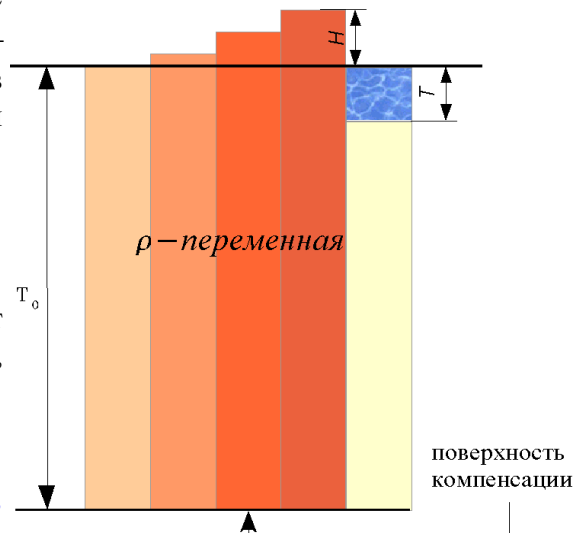


Рисунок 6:

- ✓ Избыточная плотность может быть как положительной так и отрицательной.

В общем случае горные породы состоят из вещества, находящегося в трех фазах: твердой, жидкой и газообразной. Плотность определяется соотношением этих трех фаз, а

также состоянием физических характеристик естественного залегания: давление, температура, влажность и т.п.

Плотность горной породы зависит от вещественного состава ее скелета, пористости, влажности и других факторов.

Например, магматические и метаморфические породы имеют малую пористость (1-2%), и их плотность в основном определяется химико-минеральным составом породообразующих минералов. Осадочные породы, как правило, характеризуются большим диапазоном изменения пористости, поэтому их плотность также меняется в широких пределах.

Средняя плотность земной коры составляет 2.67 г/см^3 . В целом Земли – 5.52 г/см^3 . Как правило, плотность одних и тех же осадочных пород возрастает с увеличением глубины их залегания.

Достоверные значения плотности можно получить только при ее измерении в условиях естественного залегания пород. Чаще всего плотность пород определяют по извлеченным на поверхность образцам. При этом нужно вводить поправки, приводящие значения плотности к тем физическим условиям, в которых залегают горные породы.

Лекция 3.

Классификация методов измерения силы тяжести

Для измерения силы тяжести в принципе могут быть использованы самые разнообразные физические явления, связанные с действием гравитации. Например, падение тела под действием силы тяжести в воздухе или жидкости, качание маятника, поднятие жидкости в капиллярном сосуде, колебания струны или пружины, красное смещение э/м волн в гравитационном поле и т.д. Однако лишь некоторые из множества явлений позволяют с достаточной точностью и за удовлетворительное время определять значение силы тяжести.

Все существующие методы измерения силы тяжести могут быть поделены на *динамические* и *статические*.

Динамическими называются такие методы, в которых наблюдается движение тела под действием силы тяжести, при этом измеряемой величиной является время.

Статическими называются такие методы, в которых наблюдается изменение положения равновесия тела под действием силы тяжести и некоторой другой силы, которая уравнивает силу тяжести. При этом измеряемой величиной является линейное либо угловое смещение тела. В качестве уравнивающей силы может использоваться упругая сила твердых тел (пружины, нити, мембран и т.п.).

Среди динамических методов наиболее важными являются:

1. измерение периода колебаний маятника
2. измерение периода колебаний маятника под действием силы тяжести и силы, ей противодействующей
3. измерение времени свободного падения тел
4. измерение частоты колебаний струны, которая натянута подвешенной на ней массой.

Измерения силы тяжести бывают абсолютными и относительными.

При *абсолютных* измерениях определяют полную величину силы тяжести. При *относительных* – определяют не полное значение, а приращение в данном пункте относительно некоторого другого, исходного, поле в котором обычно известно.

- ✓ *Динамические методы могут быть как абсолютными, так и относительными. Статические – только относительными.*

Приборы, предназначенные для относительных определений силы тяжести, называют гравиметрами.

В настоящее время статические гравиметры являются основными приборами для относительных определений силы тяжести.

Динамические методы измерения силы тяжести

Основы маятникового метода определения силы тяжести. Математический маятник

Среди динамических методов измерения силы тяжести долгое время главенствовал маятниковый метод, доведенный до высокой степени совершенства.

Маятником называется любое твердое тело, способное совершать колебания около горизонтальной оси.

В теории колебаний важную роль играет модель математического маятника. Это идеальная модель, то есть модель, которую можно реализовать лишь в некотором приближении.

Математический маятник представляет собой материальную точку, с массой m , подвешенную на нерастяжимой и невесомой нити длиной l (см. рис. 7).

Дифференциальное уравнение движения имеет вид:

$$\frac{d^2 \varphi}{dt^2} = -\frac{g}{l} \sin(\varphi) \quad (3.1)$$

если задать начальные условия $\varphi_{t=0} = \alpha$, $\frac{d\varphi}{dt}_{t=0} = 0$, то его решением является гармоническая функция с периодом колебаний

$$T = \sqrt{\frac{l}{2g} \int_{-\alpha}^{\alpha} \frac{d\varphi}{\sqrt{\cos(\varphi) - \cos(\alpha)}}} \quad (3.2)$$

Интеграл в этом выражении относится к классу эллиптических первого рода и не приводится к элементарным функциям. Обычно чтобы получить решение в явном виде, подынтегральную функцию разлагают в ряд (по φ), а затем почленно интегрируют. В нашем случае такая процедура приводит к выражению

$$T = \sqrt{\frac{l}{2g} \left(1 + \frac{1}{4} \sin^2 \frac{\alpha}{2} + \frac{3}{8} \sin^4 \frac{\alpha}{2} + \dots \right)} \quad (3.3)$$

Решение получается сложным, потому, что уравнение (3.1) является нелинейным. Однако при малых начальных отклонениях угла α можно положить $\sin \varphi \approx \varphi$. Тогда уравнение (3.1) примет линейный вид:

$$\frac{d^2 \varphi}{dt^2} = -\frac{g}{l} \varphi \quad (3.4)$$

Для него период колебаний равен

$$T = \pi \sqrt{\frac{l}{g}} \quad (3.5)$$

- ✓ Как следует из этой формулы, при малых амплитудах период колебаний не зависит от амплитуды. Это свойство маятника называется изохронностью.

Поскольку математический маятник является идеальной моделью, ее, как правило, невозможно реализовать с необходимой степенью точности. Поэтому на практике при

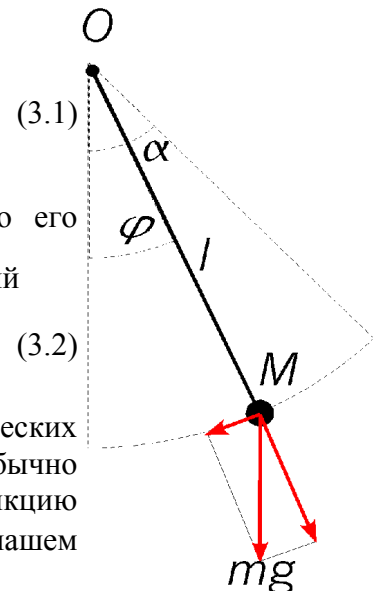


Рисунок 7:

определениях силы тяжести используют физический маятник.

Физический маятник

Под физическим маятником понимают любое тяжелое твердое тело, свободно вращающееся вокруг горизонтальной оси.

Обозначим ось вращения как ось x (см. рис. 8). Уравнение движения имеет вид:

$$I_x \frac{d\omega}{dt} = \sum M_x \quad (3.6)$$

здесь I_x – момент инерции, M_x – сумма моментов сил, ω – угловая скорость вращения.

Пусть центр тяжести маятника находится в точке C на расстоянии a от оси вращения O . Тогда сумма моментов действующих сил равна:

$$\sum M_x = -M g a \sin \varphi \quad (3.7)$$

где M – масса тела. Тогда уравнение движения примет вид:

$$\frac{d^2 \varphi}{dt^2} = -M g a \sin(\varphi) \quad (3.8)$$

Если ввести новую переменную $l = \frac{I_x}{a M}$, то мы получим уравнение, аналогичное уравнению движения математического маятника (3.1):

$$\frac{d^2 \varphi}{dt^2} = -\frac{g}{l} \sin(\varphi) \quad (3.9)$$

- ✓ *Иными словами, физический маятник движется по тем же законам, что и математический. Только роль длины маятника играет величина $\frac{I_x}{a M}$.*

Если эту величину отложить на рисунке, вдоль линии, соединяющей точку O и центр тяжести C , получим точку O' , которая называется центром качания, а длина l отрезка OO' называется приведенной длиной физического маятника. Особенность положения центра качания в том, что физический маятник, подвешенный к нему будет качаться с тем же периодом.

- ✓ *Маятниковые приборы позволяют выполнять как абсолютные, так и относительные определения силы тяжести. При абсолютных определениях измеряют период колебания и приведенную длину маятника. При относительных определениях силы тяжести достаточно измерить только период колебания маятника в двух пунктах.*

Действительно, пусть

$$T_1 = \pi \sqrt{\frac{L}{g_1}} ; \quad T_2 = \pi \sqrt{\frac{L}{g_2}}$$

тогда выражая значение силы тяжести на втором пункте, получим:

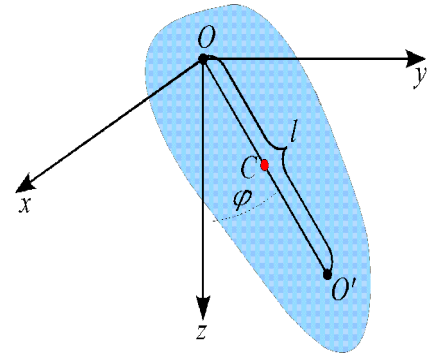


Рисунок 8:

$$g_2 = g_1 \frac{T_1^2}{T_2^2} \quad (3.10)$$

- ✓ Маятниковые позволяют определить период колебаний с точностью $2 \cdot 10^{-8} \text{ с}$, что обеспечивает точность измерения силы тяжести до 0.1 мГал. При этом время наблюдения на одном пункте составляет около 15 минут.

Баллистический метод

В настоящее время измерения малых интервалов и времени падения тел достиг очень высокой точности, поэтому появилась возможность высокоточных абсолютных измерений силы тяжести способом падающего груза, или баллистическим способом.

В вертикальной вакуумной камере высотой примерно 50 см в качестве падающего груза используется стеклянная призма (см. рис. 9). Путь падения призмы измеряют с помощью лазерного интерферометра, а время падения – с помощью атомных часов. Пучок когерентного света от лазера полупрозрачным стеклом разделяется на два пучка. Пучки света проходят разные пути, а затем сводятся вместе. В результате будет наблюдаться интерференционная картина в виде чередования темных и светлых полос (интерференционных полос), ширина и число которых зависят от спектрального состава источника света и разности оптических путей световых пучков.

Число полос N связано с разность хода лучей Δ и длиной волны света λ соотношением

$$\Delta = N\lambda$$

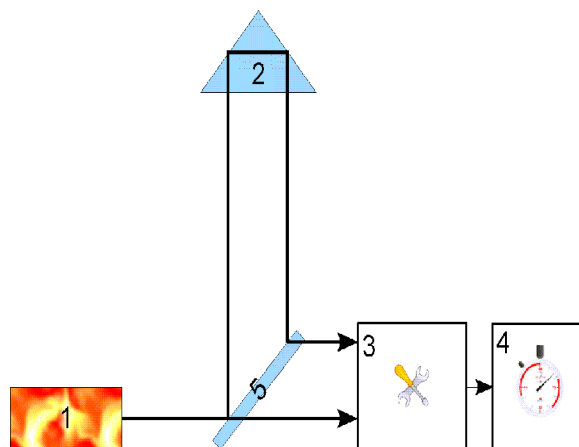
время и путь свободно падающего тела связаны соотношением

$$t = \sqrt{2 \frac{S}{g}} \quad (3.11)$$

Однако на практике пользуются более сложной формулой

$$S = v_0 + \frac{gt^2}{2} \quad (3.12)$$

Это связано с тем, что в начале пути призма может получить небольшое дополнительное ускорение. Чтобы избавиться в выражении (3.12) от априорно неизвестной начальной



1 - лазер; 2 - падающая призма; 3 - фотоблок; 4 - атомные часы; 5 - делитель луча.
Рисунок 9:

скорости v_0 , измерения проводят дважды. Тогда из системы двух уравнений получим:

$$g = \frac{2(s_2 t_1 - s_1 t_2)}{t_1 t_2 (t_2 - t_1)} \quad (3.13)$$

- ✓ Точность абсолютных измерений баллистическим методом на сегодняшний день чрезвычайно высока – порядка одного микрогала (0.001 мГал) при времени одного измерения около 10 с. Для повышения точности выполняются многократные измерения, которые потом статически обрабатываются.
- ✓ В последнее время появились мобильные абсолютные приборы сравнительно небольших размеров, рассчитанные на транспортировку на легковых автомобилях.

Измерение силы тяжести гравиметрами

В гравиметрах уравнивание измеряемой силы тяжести производится некоторой другой внешней силой: упругой силы пружины, упругими силами газа или жидкости, электромагнитными силами и т.п. По конструкции гравиметры чрезвычайно разнообразны и различаются по типу уравнивающей силы (пружинные гравиметры, газовые и т.п.), способу перемещения массы (вращательное, поступательное), материалу, из которого изготовлена упругая система (кварц, металл и т.д.) и некоторым другим особенностям.

- ✓ В graviразведке в основном применяют гравиметры с пружинными чувствительными системами.
- ✓ По характеру действующих упругих сил гравиметры с такими системами подразделяют на приборы с поступательным движением груза, прикрепленного к пружине (гравиметры первого рода) и приборы с вращательным движением рычага маятника (гравиметры второго рода).
- ✓ В гравиметрах второго рода использован принцип вертикального сейсмоприемника Голицына.

Конструкция вертикального сейсмоприемника Голицына состоит в следующем (см. рис. 10). На тонкой горизонтальной нити укреплен горизонтально расположенный рычаг l с грузом (маятник). Он удерживается силой натяжения главной пружины, прикрепленной к маятнику и силой закручивания оси подвеса маятника. При изменении силы тяжести маятник отклоняется от горизонтального положения. При измерениях силы тяжести маятник возвращают в горизонтальное положение дополнительным моментом силы, который и является мерой приращения силы тяжести.

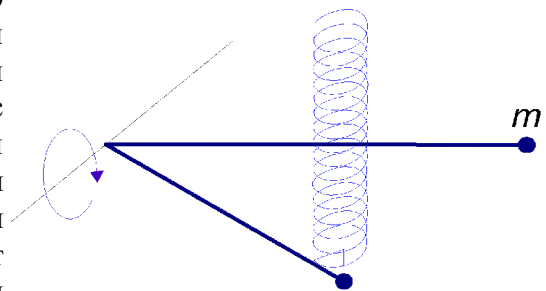


Рисунок 10:

- ✓ Наиболее широкое применение получили гравиметры второго рода, упругая система которых изготовлена из кварца (кварцевые гравиметры).
- ✓

Рассмотрим принцип устройства кварцевого астазированного гравиметра (ГАК) (см. рис.11). Принципиальная схема чувствительной системы гравиметра изображена на рис. 1. На тонкой нити 1, являющейся осью вращения, укреплен рычаг (маятник) 2. Маятник удерживается в исходном положении силой натяжения главной (астазирующей) пружины 3, нижний конец которой через рычаг прикреплен к маятнику, и силой закручивания нити подвеса маятника. Вся эта чувствительная система гравиметра изготовлена из кварца.

При изменении силы тяжести маятник прибора отклоняется от положения равновесия, растягивая главную пружину и закручивая нить подвеса до тех пор, пока момент силы

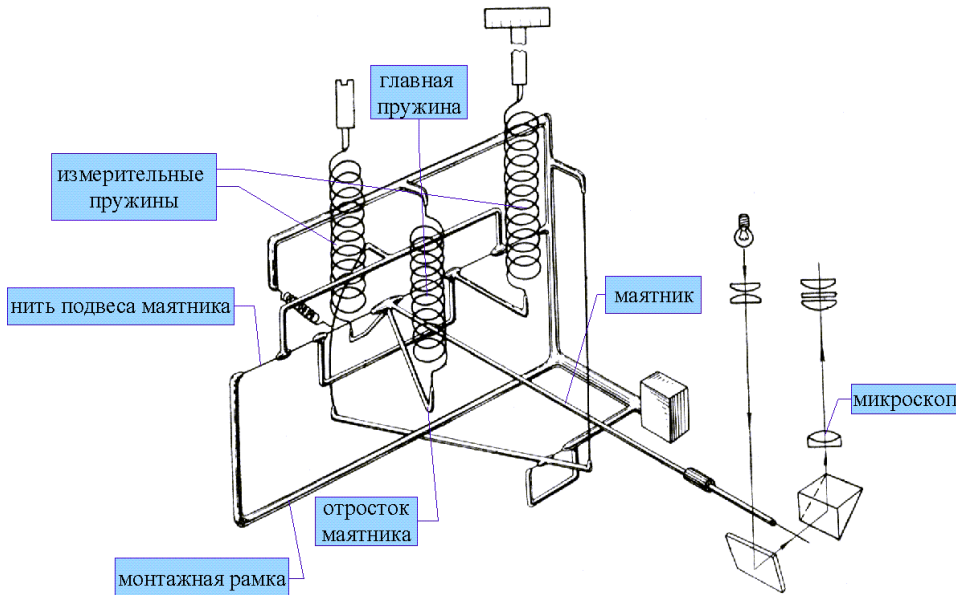


Рисунок 11:

тяжести не будет уравновешен моментом главной пружины и моментом закручивания нити подвеса.

При изменении силы тяжести маятник возвращают в исходное положение, вводя в систему дополнительный момент, компенсирующий изменение силы тяжести в данном пункте относительно исходного пункта. Компенсирующий момент создается в результате дополнительного закручивания нити подвеса маятника с помощью измерительных пружин 5. Для фиксации исходного положения маятника на нем есть индекс. Регистрация производится оптическим способом, при котором за отклонением маятника наблюдают в микроскоп с большим увеличением.

Закручивая нить подвеса, совмещают индекс маятника с нулем шкалы микроскопа и берут по микрометру измерительной пружины отсчет в делениях шкалы микрометра.

- ✓ *Кварцевый гравиметр – астазированный, то есть его чувствительная система находится в положении неустойчивого равновесия. Небольшие изменения силы тяжести приводят к тому, что равновесие нарушается в результате чего маятник прибора отклоняется на достаточно большой угол.*

Принцип астазирования в гравиметре ГАК пояснен на рис.12. При отклонении маятника под действием силы тяжести от исходного (нулевого) положения плечо OK главной (астазирующей) пружины уменьшается, следовательно, уменьшается момент главной пружины, удерживающей маятник. В результате маятник после выведения его из условия равновесия отклонится, на больший угол, чем это вызвано действием силы тяжести. Таким образом, у астазированного гравиметра резко повышена чувствительность системы к незначительным изменениям силы тяжести.

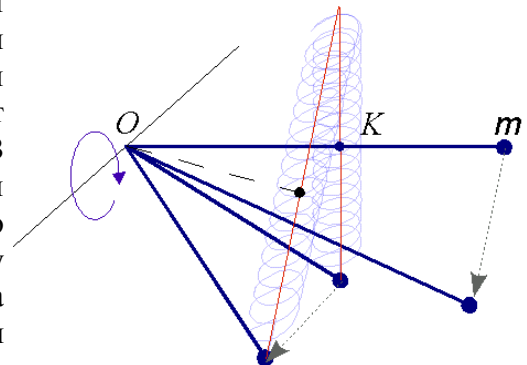


Рисунок 12:

- ✓ Приращения силы тяжести вначале измеряют в делениях шкалы микрометра прибора. Затем отсчеты переводят в приращения силы тяжести в миллигалах. Для этого используют переводной коэффициент, называемый ценой деления гравиметра.

Приращение силы тяжести в двух пунктах наблюдения вычисляют по формуле

$$\Delta g = c(n_2 - n_1) \quad (3.14)$$

где Δg — приращение силы тяжести между двумя пунктами; n_1 и n_2 — отсчеты на этих пунктах, дел. шкалы; c — цена деления гравиметра, мГал.

Операция определения цены деления гравиметра называется эталонированием гравиметра.

- ✓ Цена деления гравиметра (цена деления шкалы счетчика измерительного устройства прибора) может быть найдена различными способами. Наибольшее применение получили определения по наблюдениям с гравиметром на двух (или большем числе) пунктах, в которых известны значения силы тяжести, и способом наклона гравиметра.

Сущность определения цены деления первым способом заключается в следующем. Берут отсчеты n_1 и n_2 по счетчику измерительного устройства гравиметра в двух пунктах, для которых известно изменение (приращение) силы тяжести $\Delta g = g_2 - g_1$. Цена деления шкалы (в мгал) гравиметра шкалы (мгал/дел), как следует из, равна:

$$c = \frac{\Delta g}{n_2 - n_1} \quad (3.15)$$

Цену деления способом наклона гравиметра определяют по результатам измерений на одном пункте при разных наклонах измерительной системы гравиметра. Если прибор находится в горизонтальном положении ($\alpha = 0$), то маятник отклоняет сила mg , и отсчет по счетчику будет n_0 . При наклоне прибора на угол α (рис. 10) маятник отклоняет сила $mg \cos \alpha$, и отсчет будет n_α . Для малых углов наклона

$$\Delta g = g - g \cos(\alpha) = c(n_0 - n_\alpha) \approx g \frac{\alpha^2}{2}; c = \frac{g \alpha^2}{2(n_0 - n_\alpha)} \quad (3.16)$$

При определениях цены деления гравиметра способом наклона используют специальную эталонировочную наклоняющую плиту («экзаменатор») или наклоняют прибор с помощью установочных подъемных винтов.

Если на одном и том же пункте наблюдений провести измерения силы тяжести в течение продолжительного времени (часа более), то отсчеты, взятые по микрометру гравиметра, будут разные. Разброс значений отсчетов, пересчитанный в миллигалы, может достигать несколько десятков миллигал, то есть значительно превосходить интересные аномалии силы тяжести.

Изменение во времени показаний гравиметра в одном и том же пункте наблюдений называется смещением нуля-пункта гравиметра.

- ✓ Смещение нуля-пункта гравиметра вызвано неидеальной упругостью измерительной системы: под нагрузкой упругие свойства материала, из которого изготовлен чувствительный элемент гравиметра, изменяется во времени.

График изменения отсчетов по гравиметру во времени, называемый графиком смещения нуля-пункта прибора, в общем случае представляет кривую линию, характер которой зависит от конструкции прибора и его индивидуальных особенностей. В процессе полевых работ смещение нуля-пункта гравиметра тщательно изучают для последующего

Утёмов Э.В. Гравиразведка

введения поправок в результаты полевых наблюдений. Графики смещения нуля-пункта обычно строят по результатам повторных наблюдений в одних и тех же пунктах в различные моменты времени в течение рабочего дня.

Лекция 4.

Классификация гравиметрических съемок

Как правило, гравиразведка предшествует другим, более детальным методам полевой геофизики (сейсморазведка, электроразведка) и поисковому бурению. Гравиразведка сравнительно недорогой метод, и применение гравиразведки позволяет с меньшими экономическими затратами выделять наиболее перспективные участки для постановки более детальных исследований.

Эффективность гравиразведки значительно повышается в том случае, когда она применяется в комплексе с другими геофизическими методами. Например, при региональных исследованиях целесообразно дополнять гравиразведку аэромагнитной съемкой и сейсморазведкой. При поисках антиклинальных складок в осадочной толще можно использовать данные сейсморазведки метода отраженных волн. При поиске залежей руд – использовать магниторазведку и сейсморазведку.

В зависимости от характера геологоразведочных задач гравиметрические съемки подразделяют на региональные, поисковые и детальные.

Региональные съемки выполняют для изучения общего характера гравитационного поля на обширных территориях. По этим материалам устанавливают общие закономерности гравитационного поля в пределах крупных регионов, выполняют тектоническое районирование.

Поисковые съемки проводят на отдельных перспективных площадях, установленных по региональным работам. Цель поисковых съемок – выделение локальных структур, которые могут содержать полезные ископаемые (нефть, газ, и т.д.).

Детальные съемки выполняют с целью изучения отдельных локальных структур. Данные детальной съемки могут использоваться для расчета глубины залегания и геометрии локальных структур.

Выполнение гравиметрических съемок регламентированы технической инструкцией по гравиразведке. В нее включены материалы по проектированию, методике проведения работ, а также по интерпретации результатов съемок, определены масштаб съемок, густота сети, точность наблюдений.

Гравиметрические съемки также подразделяют на площадные и профильные.

Площадной называется съемка, в которой пункты наблюдений достаточно равномерно заполняют изучаемую территорию. Для площадной съемки строят гравиметрические карты.

Профильная съемка выполняется по отдельным маршрутам (профилям). Результат такой съемки – графики аномалий силы тяжести.

Все гравиметрические съемки опираются на общегосударственную сеть гравиметрических пунктов. Эти пункты привязаны к основным маятниковым пунктам нашей страны, а они связаны с международным пунктом в Потсдаме (Германия).

Гравиразведочные работы выполняют на опорных рядовых пунктах. Полевую сеть опорных пунктов создают в начале полевых работ. Полевую сеть ОП привязывают к ОП более высокого класса (первого или второго). Точность определения силы тяжести на ОП должна быть в 1.5 – 2 раза выше точности на пунктах рядовой сети. Повышенная точность

достигается применением более точного гравиметра или многократными наблюдениями на одном и том же пункте одним или несколькими гравиметрами.

ОП располагают в условиях наиболее ровного рельефа. Наблюдения на ОП ведут по замкнутым полигонам, то есть каждый рейс начинается и заканчивается в одном и том же пункте.

После создания опорной сети проводят наблюдения на рядовых пунктах. Наблюдения для рядовых рейсов всегда начинаются и заканчиваются на ОП. Методики наблюдений в рядовых рейсах бывают различные. Наблюдения могут быть однократные, либо с повторением.

При выполнении полевых работ необходимо знать географические координаты каждого пункта, а также его превышение относительно уровня моря. Эти определения составляют топографо-геодезические работы. Точность этих работ должна быть согласована с точностью измерений аномалий силы тяжести.

Интерпретация данных гравirazведки

Интерпретация данных гравirazведки состоит в определении источников аномалий, форме и глубине залегания плотностных границ и в установлении связи этих границ с геологическими границами.

Очень часто такое соответствие имеется, что и определяет эффективность гравirazведки как метода.

В качестве исходных материалов для интерпретации берут аномалии в редукции Буге. Интерпретацию данных гравirazведки подразделяют на качественную и количественную.

Качественная интерпретация заключается в анализе особенностей аномального поля. Основа метода качественной интерпретации – метод аналогий. Данные гравirazведки сравнивают с данными других геофизических методов, бурением, а также с данными гравirazведки на уже изученных территориях.

По результатам качественной интерпретации составляют схему распределения аномалий для тектонического районирования территории.

Количественная интерпретация заключается в решении прямой и обратной задачи. Прямая задача сводится к вычислению гравитационного эффекта тел, составляющих модель. Для этого должны быть заданы форма, размеры, глубина залегания, плотность тел. Обратная задача сводится к определению параметров аномалиеобразующих тел – формы, глубины залегания, плотности по гравитационным аномалиям.

- ✓ Прямая и обратная задачи взаимосвязаны, но их решения имеют принципиальное различие. В гравirazведке прямая задача всегда имеет устойчивое и единственное решение. Обратные задачи, за исключением особых случаев, не имеют единственного решения, и, как правило, неустойчивы. В математической терминологии обратные задачи гравirazведки относятся к классу некорректно поставленных задач; методам их решения посвящено много научных работ.*

Качественная интерпретация гравитационных аномалий

В распределении аномалий силы тяжести на поверхности Земли обнаруживается следующая закономерность. В районах с сильно приподнятым над уровнем моря рельефом

аномалии имеют большие отрицательные значения (до -400 мГал). В равнинных районах, где отметки рельефа не сильно отличаются от уровня моря, аномалии колеблются около нуля (± 100 мГал). На акваториях морей и океанов аномалии, как правило, положительные. В районах глубоководных океанических впадин аномалии достигают значений +400 мГал.

Причина такой закономерности в следующем. Районы, где породы верхней мантии залегают наиболее близко к поверхности, наблюдаются большие положительные аномалии, и наоборот, там, где верхняя мантия погружена на большую глубину, аномалии имеют наибольшие отрицательные значения.

Аномалии силы тяжести принято подразделять на региональные и локальные. К региональным аномалиям относятся такие, размеры которых превышают 1000 кв. км. Локальные аномалии имеют размеры от доли кв. км. до нескольких сотен.

- ✓ *Региональные аномалии связаны, как правило, с крупными прогибами и поднятиями земной коры, а также с петрографическими неоднородностями в блоках кристаллического фундамента.*
- ✓ *Локальные аномалии часто связаны с локальными структурами в осадочном чехле и зонами тектонических нарушений.*

Гравитационные ступени – это вытянутые зоны больших градиентов гравитационного поля. Они связаны, как правило, с участками быстрого погружения пород с большой избыточной плотностью, или контактов пород с различной плотностью.

В процессе качественной интерпретации анализируют общий характер аномального поля, его индивидуальные особенности: знак и степень дифференцированности, наличие региональных и локальных аномалий, их размеры, форму, простираение, интенсивность и т.д.

Прямая и обратная задачи для шара

Пусть однородный шар радиусом R , объемом V , и плотностью σ расположен на глубине h . Решим прямую задачу, т.е. определим гравитационный эффект вдоль наземного профиля OX , проходящего через проекцию центра шара с началом координат над ним.

Поскольку по закону всемирного тяготения шар притягивается с такой же силой, как и точечная масса, сосредоточенная в его центре, аномалию над шаром Δg_u можно получить, считая, что аномалия силы тяжести над шаром и аномалия точечной массы, помещенной в его центре, совпадают:

$$\Delta g_u = G \sigma V \frac{h}{r^3} = \frac{GM h}{(x^2 + h^2)^{3/2}} \quad (4.1)$$

где $M = \sigma V$ — избыточная масса шара. График Δg_u будет иметь максимум над центром шара $\Delta g_{max} = \frac{GM}{h}$ (при $x=0$) и асимптотически стремиться к нулю при $x \rightarrow \pm \infty$. Знак Δg_u определяется знаком σ .

Из анализа уравнения (4.1) можно решить обратную задачу. Найдем абсциссу $x_{1/2}$, в которой Δg_u достигает половины максимума:

$$\frac{GMh}{(x_{1/2}^2 + h^2)^{3/2}} = \frac{GM}{2h^2} \quad (4.2)$$

откуда

$$h \approx 1.31 x_{1/2} \quad (4.3)$$

Подставив полученное значение глубины залегания шара в (4.1), можно определить его избыточную массу.

Прямая и обратная задачи для горизонтального кругового цилиндра

Пусть горизонтальный бесконечно длинный круговой цилиндр радиуса R , сечения S , с плотностью σ расположен вдоль оси Y на глубине h . Решим прямую задачу, т.е. определим гравитационный эффект Δg_u вдоль оси X , направленной вкост простирания цилиндра с началом координат над его центром. Притяжение цилиндром будет таким же, как притяжение вещественной линии, расположенной вдоль его оси. Поэтому для точек наблюдения вдоль оси $X (y=z=0)$ с учетом, что $x=0$, $-\infty < y < \infty$ (цилиндр считается бесконечно длинным), $z=h$, аналитическое выражение можно получить интегрированием по y выражения (4.1):

$$\Delta g_u = G \sigma R^2 \int_{-\infty}^{\infty} \frac{dy}{(x^2 + y^2 + h^2)^{3/2}} = \frac{2G \lambda h}{x^2 + h^2} \quad (4.4)$$

где λ — линейная плотность цилиндра.

График Δg_u будет иметь максимум $\Delta g_{max} = \frac{2GM}{h}$ (при $x=0$) и, как и Δg_u , асимптотически стремиться к нулю при $x \rightarrow \pm \infty$. Очевидно, что в плане изолинии Δg_u будут представлять систему параллельных оси цилиндра линий.

Решим обратную задачу для горизонтального бесконечно длинного кругового цилиндра тем же приемом, что и для шара:

$$\frac{2G \lambda h}{x_{1/2}^2 + h^2} = \frac{G \lambda}{h} \quad (4.5)$$

откуда

$$h = x_{1/2} \quad (4.6)$$

Таким образом, определив по графику Δg_u значение Δg_{max} , $\frac{\Delta g_{max}}{2}$ и абсциссу $x_{1/2}$, можно получить глубину залегания оси цилиндра h , и далее рассчитать его линейную плотность.

Литература

Знаменский В.В. Полевая геофизика. М., Недра, 1980.
 Миронов В.С. Курс гравиразведки. Л., «Недра», 1972.