

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

Казахский национальный технический университет
имени К. И. Сатпаева

Г. К. Умирова
Г. А. Исмаилова
Г. Д. Бижанова

ГРАВИРАЗВЕДКА

Учебное пособие
для специальности 5В070600 «Геология и разведка
месторождений полезных ископаемых»

Рекомендовано Научно-методическим советом университета
в качестве учебного пособия

Алматы 2015

УДК 550.8 (075.8)

ББК 26.34 я 73

У 53

Рецензенты:

Исаева Л. Д. – д-р. геол.-мин. наук, проф. КазНТУ имени К. И. Сатпаева

Садыкова А.Б. – д-р. физ. –матем. наук, зав. лабораторией региональной сейсмичности Института сейсмологии МОН РК.

Ахметжанов А.Ж. – канд. геол.-минер. наук, главный геофизик ТОО «АДА Ойл».

Печатается по плану издания Министерства образования и науки Республики Казахстан на 2015 год

У 53

Умирова Г. К.

Гравиразведка: Учеб. пособие / Г. К. Умирова., Г. А. Исмаилова., Г. Д. Бижанова – Алматы: КазНТУ имени К. И. Сатпаева, 2015. – 170 с. Ил. 71. Табл. 4. Библиогр. – 14 назв.

ISBN 978-601-228-665-6

В книге изложены теория гравитационного поля Земли, методы измерения его элементов. Описаны приборы для измерения силы тяжести, методика полевых, морских подземных и аэросъемок, способы обработки материалов и решения прямых и обратных задач. Рассмотрены вопросы применения гравиразведки при изучении глубинного строения земной коры, тектоническом районировании, геологическом картировании, поисках и разведке полезных ископаемых.

Предназначена для геофизиков и геологов производственных организаций. Полезна сотрудникам научно-исследовательских институтов, преподавателям и студентам ВУЗов.

УДК 550.8 (075.8)

ББК 26.34 я 73

ISBN 978-601-228-665-6

© Умирова Г.К., Исмаилова Г.А.,
Бижанова Г.Д., 2015

© КазНТУ, 2015

ВВЕДЕНИЕ

Гравиметрическая или гравитационная разведка (сокращенно гравиразведка) – это геофизический метод исследования земной коры и разведки полезных ископаемых, основанный на изучении распределения силы тяжести Земли вблизи земной поверхности, в акватории морей и океанов, в воздухе. Поле силы тяжести обусловлено, в основном, Ньютоновским притяжением Землей всех тел, обладающих массой. Так как Земля сферически неоднородна, а также подвержена вращению, то поле силы тяжести на земной поверхности непостоянно. Изменения эти малы и требуют высокочувствительных приборов для их изучения. Основными измеряемыми параметрами гравитационного поля являются ускорение силы тяжести и градиенты (изменения ускорения по разным направлениям). Величины параметров поля силы тяжести зависят, с одной стороны, от причин, обусловленных притяжением и вращением Земли (нормальное поле), а с другой стороны – от неравномерности изменения плотности пород, слагающих земную кору (аномальное поле). Эти две основные причины изменения силы тяжести на Земле послужили основой двух направлений исследования гравитационного поля земли: геодезической гравиметрии и гравитационной разведки.

От других методов разведочной геофизики гравиразведка отличается сравнительно большой производительностью полевых наблюдений и возможностью изучать горизонтальную (латеральную) неоднородность Земли. Гравиразведка применяется для решения самых различных геологических задач с глубиной исследований от нескольких метров (например, при разведке окрестностей горных выработок) до 200 километров (например, при изучении мантии).

Основываясь на полевых измерениях силы тяжести можно находить геологические объекты, которые вызывают аномальные изменения, и связывать их с месторождениями полезных ископаемых, например, месторождениями нефти и газа, железа, бокситов, меди и т. д.

КРУГ ЗАДАЧ, РЕШАЕМЫХ ГРАВИРАЗВЕДКОЙ. КРАТКИЙ ИСТОРИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Гравиметрическая (или гравитационная) разведка, часто сокращенно называемая просто гравirazведкой, является одним из основных методов геофизики, который основан на изучении свойств силового поля, создаваемого притяжением масс, которыми сложен данный участок земной коры. Это силовое поле математически определяется законом Всемирного тяготения, открытого Ньютоном. Силовое поле на самом деле определяется не только силой притяжения, но и центробежной силой, которая возникает из-за вращения Земли вокруг своей оси. Сумма этих сил, в свою очередь, создает поле силы тяжести или, так называемое, гравитационное поле Земли.

Наука, изучающая распределение силы тяжести и других элементов гравитационного поля на земной поверхности называется гравиметрией. Гравirazведка позволяет определить не только распределение силы тяжести на Земле, но и дает возможность определения фигуры Земли, оказывая тем самым существенную помощь при решении основных задач высшей геодезии.

Сила тяжести – это та сила, с помощью которой любое тело притягивается к Земле. Так как это сила, то измеряется она в динах.

Первые измерения ускорения свободного падения были начаты Галилеем с помощью открытого им закона падения твердого тела.

Гораздо более удобным для измерения ускорения силы тяжести оказался так называемый математический маятник. Математический маятник – это тяжелая материальная точка, подвешенная на невесомой нити. Период колебания математического маятника прямо пропорционален длине нити и обратно пропорционален ускорению силы тяжести, т. е.

$$T = \pi \sqrt{\frac{\ell}{g}} .$$

За период колебания математического маятника принято считать промежуток времени, за который маятник проходит одно положение состояния равновесия до следующего положения, или промежуток времени между двумя крайними положениями маятника.

Это выражение справедливо и для физического маятника, однако здесь используется так называемая приведенная длина маятника. Ее определяют с помощью следующей формулы

$$\ell = \frac{J}{aM},$$

где J – момент инерции тела относительно оси вращения, a – расстояние между осью вращения и центром тяжести маятника, M – масса маятника.

Определение приведенной длины маятника составляет трудность, поэтому первые исследователи, измерявшие ускорение свободного падения, старались использовать устройства, максимально похожие на математический маятник.

Первые измерения ускорения свободного падения делались для определения абсолютных значений силы тяжести, так как считалось, что ускорение свободного падения одинаково на всей Земле. Первое подтверждение неодинакового распределения силы тяжести на Земле было получено в 1672 г. В 1743 г. Клеро издал свою «Теорию фигуры Земли», где показал, что можно использовать силу тяжести для определения фигуры Земли. Этим сразу заинтересовались астрономы и геодезисты, поэтому стали проводиться повсеместные измерения ускорения силы тяжести. Большой вклад в определение фигуры Земли внесли Пьер-Симон Лаплас и М.В.Ломоносов.

С развитием гравиметрии изменялся и маятник, с помощью которого измерялось ускорение силы тяжести. И.Ньютон начал исследовать влияние окружающей среды на период колебания маятника. Им же впервые была введена поправка за вес вытесненного маятником воздуха, если колебания производятся в какой-либо жидкости. Вместо зажима стали использовать призму, и нить закрепляли за ее верхушку. Это позволило более точно определять длину нити. Однако решаемые вопросы требовали

увеличения точности определения ускорения силы тяжести. Почти одновременно и независимо друг от друга несколько ученых предложили так называемый оборотный маятник. Он работает на предположении о том, что если взять две оси колебания маятника, то расстояние между этими осями, при котором оба маятника будут колебаться с одинаковым периодом, дадут нам искомую приведенную длину нити. В середине XIX в. были построены приборы, в основе которых были использованы оборотные маятники.

Середина XIX в. ознаменована выдающимися успехами в развитии гравиметрии. В это время Джордж Габриель Стоксом была открыта терема, названная его именем, с помощью которой можно стало определять фигуру Земли по гравиметрическим измерениям.

Примерно в это же время появилась теория изостазии – теория о равновесном состоянии земной коры, что показало возможность применения гравиметрии в геологическом исследовании верхней части Земли.

В 1876 г. была издана работа Ф.Гельмерта «Математические и физические основы высшей геодезии», в которой было показана возможность определения фигуры Земли по гравиметрическим данным и влияние сжатия Земли на силу тяжести.

В то время производились только абсолютные измерения силы тяжести, однако их достаточно сложно делать и они занимают много времени. Поэтому появление устройств, которые позволяли измерять относительные измерения, т. е. измерять разницу ускорений сил тяжести на 2 пунктах, значительно облегчили и расширили определение силы тяжести на всей поверхности Земли. Чтобы делать относительные измерения силы тяжести, необходимо знать точно хотя бы одно абсолютное значение силы тяжести. Поэтому с 1894-1904 гг. в местечке возле Постдама с помощью 5 оборотных маятников было определено абсолютное значение силы тяжести, равное 9,8. Нам оно известно как ускорение свободного падения.

В 1896 г. Л.Этвешем был предложен гравитационный вариометр, который позволял определять относительные значения других элементов гравитационного поля – вторых производных силы тяжести. Им же впервые было предложено рассматривать связь между

кривыми аномалий и геологическими телами, которые возбуждают эти аномалии, т.е. расширялся круг задач, решаемых гравиметрией. В этом смысле большой вклад внесли русские ученые в начале XX века. А.А.Слудским были проведены работы, когда с помощью отклонения отвесных линий вокруг Москвы он предложил оригинальную методику определения геологических масс и их размеров, которые эти отклонения вызывают. Далее были проведены работы по вычислению ожидаемых гравитационных эффектов, которые подтвердились затем практическими данными. Все известные измерения производились вариометрами и только перед второй мировой войной вариометры стали вытесняться гравиметрами, которые отличались быстродействием и точностью определения.

Во времена Советского Союза гравиметрия шагнула далеко вперед. Началось все с Курской магнитной аномалии, где по приказу В.И.Ленина начали проводить геофизические работы с целью обнаружения полезных ископаемых. Гравиразведку там начали проводить в 1921 г. Далее было освоение Донбасса и исследование Прикаспийской впадины на нефть и газ. В настоящее время гравиразведка широко используется для решения большого круга геологических задач:

- изучение глубинного строения земной коры. При проведении гравитационных работ с такой задачей выполняют гравиразведку масштаба 1: 1 000 000–1:5 000 000 или проводят маршрутные съемки с шагом 5–10 км;
- тектоническое районирование геосинклинальных и платформенных областей. При тектоническом районировании проводят гравитационные работы масштабами 1:200 000–1:1 000 000;
- поиски нефте-газоперспективных структур. Используемые масштабы гравитационных съемок 1:100 000–200 000;
- рудные задачи. Эти задачи могут решаться проведением гравиразведочных работ масштаба 1:25 000, 1:5000, 1:2000;
- поиски рудоконтрольных структур, полиметаллических руд, меди, угля.

1. КРАТКАЯ ТЕОРИЯ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ

1.1. Закон всемирного тяготения и сила притяжения

Гравитация (притяжение, всемирное тяготение, тяготение) (от лат. *gravitas* – «тяжесть») – универсальное фундаментальное взаимодействие между всеми материальными телами. В приближении малых скоростей и слабого гравитационного взаимодействия описывается теорией тяготения Ньютона, в общем случае описывается общей теорией относительности Эйнштейна.

По второму закону Ньютона причиной изменения движения, т. е. причиной ускорения тел, является сила. В механике рассматриваются силы различной физической природы. Многие механические явления и процессы определяются действием сил тяготения.

Закон всемирного тяготения был открыт И. Ньютоном в 1682г. Еще в 1665г. 23-летний Ньютон высказал предположение, что силы, удерживающие Луну на ее орбите, той же природы, что и силы, заставляющие яблоко падать на Землю. По его гипотезе между всеми телами Вселенной действуют силы притяжения (гравитационные силы), направленные по линии, соединяющей центры масс. Сила тяжести в данной точке есть равнодействующая 2 сил – силы Ньютонического притяжения со стороны всей массы Земли и центробежной силы, возникающей в результате вращения Земли вокруг своей оси.

Начнем рассмотрение с силы притяжения. Согласно закону Всемирного тяготения между двумя массами m_1 и m_2 , расположенными друг от друга на расстоянии r действует сила притяжения, прямо пропорциональная произведению масс и обратно пропорциональная квадрату расстояния между ними, т. е. (рис. 1.1).

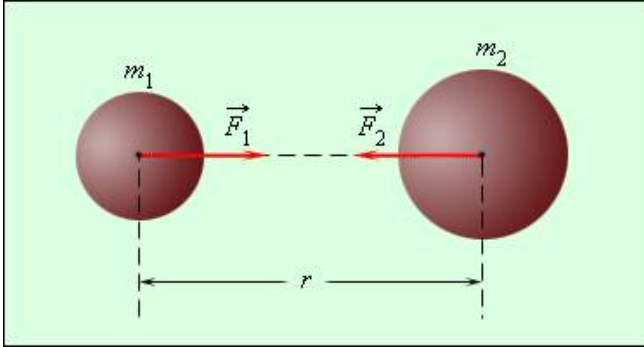


Рис. 1.1. Гравитационные силы притяжения между телами

Все тела притягиваются друг к другу с силой, прямо пропорциональной их массам и обратно пропорциональной квадрату расстояния между ними:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2}. \quad (1.1)$$

Коэффициент пропорциональности G одинаков для всех тел в природе. Его называют гравитационной постоянной

$$G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{Н} \cdot \text{м}^2 / \text{кг}^2 \text{ (СИ)}$$

Многие явления в природе объясняются действием сил всемирного тяготения. Движение планет в Солнечной системе, искусственных спутников Земли, траектории полета баллистических ракет, движение тел вблизи поверхности Земли – все они находят объяснение на основе закона всемирного тяготения и законов динамики.

Исаак Ньютон смог объяснить движение тел в космическом пространстве с помощью закона всемирного тяготения. Ньютон пришел к своей теории в результате многолетних исследований движения Луны и планет.

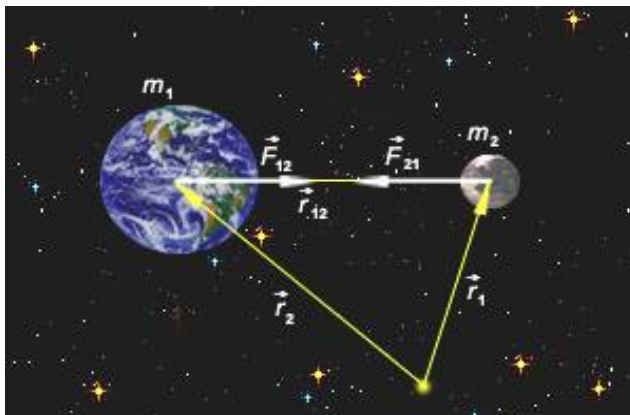


Рис. 1.2. Закон всемирного тяготения

Этот закон справедлив также для сферически симметричных тел (при расстояниях между центрами больше суммы их радиусов), а приближенно он выполняется для любых тел, если расстояние между ними велико по сравнению с их размерами.

1.2. Сила тяжести

Рассмотрим расположенную на земной поверхности точку P с координатами x, y, z . Для определения силы тяжести, действующей в данной точке выберем внутри Земли точку M с координатами (ξ, η, ζ) (рис. 1.3).

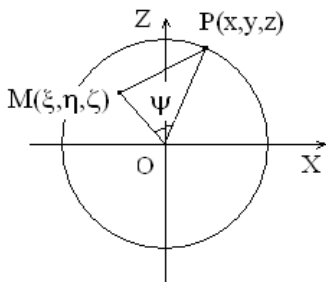


Рис. 1.3. Расположение точек P и M на плоскости

Пусть масса точки P равна 1, точки $M-dm$. Тогда сила притяжения определится так

$$F = G \frac{dm}{r^2}. \quad (1.2)$$

Найдем проекции этой силы на оси координат

$$\begin{aligned} dF_x &= G \frac{dm}{r_2} \cdot \frac{\xi - x}{r}, \quad dF_y = G \frac{dm}{r_2} \cdot \frac{\eta - y}{r}, \\ dF_z &= G \frac{dm}{r^2} \cdot \frac{\zeta - z}{r}. \end{aligned} \quad (1.3)$$

Для вычисления слагающих силы тяготения в точке P необходимо произвести интегрирование всех элементарных сил.

$$F_x = G \int \frac{\xi - x}{r^3} dm, \quad F_y = G \int \frac{\eta - y}{r^3} dm, \quad F_z = G \int \frac{\zeta - z}{r^3} dm. \quad (1.4)$$

Перейдем к рассмотрению центробежной силы, возникающей в результате вращения Земли вокруг своей оси. Как известно она определяется следующей формулой

$$C = \frac{v^2}{r_1}, \quad (1.5)$$

где v^2 – линейная скорость движения точки P , r_1 – расстояние от этой точки до оси Z . Найдем проекции центробежной силы на оси координат

$$C_x = \frac{v^2}{r} \cdot \frac{x}{r}, \quad C_y = \frac{v^2}{r_1} \cdot \frac{y}{r}, \quad C_z = 0.$$

Так как линейную скорость можно заменить на угловую скорость, которая равна $V = \omega r$, то проекции центробежной силы можно определить

$$C_x = \omega^2 x, \quad C_y = \omega^2 y. \quad (1.6)$$

Проекции силы тяжести на оси координат запишутся следующим образом

$$g_x = G \int \frac{\xi - x}{r^3} dm + \omega^2 x, \quad g_y = G \int \frac{\eta - y}{r^3} dm + \omega^2 y, \\ g_z = G \int \frac{\zeta - z}{r^3} dm. \quad (1.7)$$

Легко убедиться, что полученные формулы проекций силы тяжести есть частные производные по разным направлениям одной и той же функции W , имеющей вид

$$W = G \int \frac{dm}{r} + \frac{1}{2} \omega^2 (x^2 + y^2). \quad (1.8)$$

Поэтому можно записать, что

$$g_x = \frac{\partial W}{\partial x}, \quad g_y = \frac{\partial W}{\partial y}, \quad g_z = \frac{\partial W}{\partial z}. \quad (1.9)$$

Эти функции называют потенциалом силы тяжести.

На рис. 1.4 показаны силы притяжения, центробежная и тяжести.

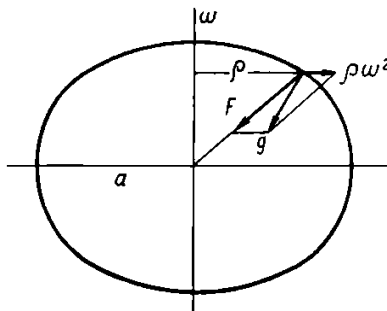


Рис. 1.4. Вектор силы тяжести

Если рассматривать тела, не связанные с Землей и расположенные во внешнем пространстве, то на них не действует центробежная сила. Они подвержены влиянию только притяжения Земли. Поле сил притяжения Земли будем называть гравитационным полем. В дальнейшем в соответствии с установившейся терминологией будем говорить о силе тяжести, подразумеваемая напряженность силового поля Земли. Эта напряженность определит ускорение, с которым будут двигаться в этой точке тела под действием притяжения Земли.

В качестве единицы ускорения силы тяжести в ныне принятой системе СИ принимается такое ускорение, которое развивает масса в 1 кг под действием силы в 1 ньютон.

На XV ассамблее Международного Союза Геодезии и Геофизики в Москве в 1971 г. такую единицу предложено назвать «галилео» и обозначать G1. Эта единица очень большая. Все земное поле силы тяжести составляет 9,81 G1. Обычно в гравиметрии применяется единица ускорения в системе СГС, называемая гал. Гал – это такое ускорение, которое развивает масса в 1 гр под действием силы тяжести в 1 дина: 1 G1 = 100 гл.

Для удобства вводится более мелкая единица – миллигал (мгл), равная одной тысячной доле гала или стотысячной доле Галилео:

$$1 \text{ мГл} = 10^{-3} \text{ гл} = 10^{-5} \text{ G1}.$$

При тонких гравиметрических измерениях применяется очень мелкая единица – микрогал.

Миллигал (мГл) является основной единицей, применяющейся при гравитационных измерениях. Полная напряженность силового поля Земли у ее поверхности изменяется приблизительно от 978 гл на экваторе до 983 гл на полюсах, т. е. на 5 гл. Отношение разности силы тяжести на полюсе и экваторе к силе тяжести на экваторе равно:

$$\beta = \frac{g_p - g_e}{g_p} = \frac{1}{189},$$

где g_p – сила тяжести на полюсе; g_e – сила тяжести на экваторе.

Из двух компонентов силы тяжести – силы притяжения и центробежной – последняя даже при максимальном значении составляет менее 0,5 % от силы притяжения. Отношение максимального значения центробежной силы к минимальному значению силы тяжести составляет

$$\frac{w^2 a}{ge} = \frac{1}{288}, \quad \text{при} \quad w = \frac{2\pi}{86164,1} = 0,729212 \cdot 10^{-4},$$

где 86 164,1 – число секунд в сутках, a – большая полуось Земли по Красовскому ($a=6\,378\,245$ м), ge – 978,030 Гл по Гельмерту.

Центробежная сила изменяется от нуля у полюсов до некоторого значения $w^2 a = 3,4$ гл у экватора. Эта сила P направлена от оси вращения Земли по перпендикуляру к ней (рис. 1.3) и, таким образом, уменьшает силу притяжения на величину $w^2 a \cdot \cos \varphi$, где φ – широта места, в котором рассматривается сила тяжести. Изменение центробежной силы в основном определяет так называемое нормальное изменение напряженности силового поля от экватора к полюсам. К этому эффекту добавляется еще влияние сплюснутости Земли, также увеличивающее напряженность поля у полюсов.

Кроме этих двух постоянно действующих составляющих, на силу тяжести влияет притяжение Луны и Солнца. Однако это влияние весьма мало и носит периодический характер. Поэтому его рассматривают как возмущения силы тяжести. Максимальные значения этих возмущений составляют 0,11 мГл для Луны и 0,05 мГл для Солнца по вертикальной составляющей силы тяжести. При гравиметрических работах этим явлением порой пренебрегают. Однако при высокоточных гравиметрических измерениях, например, при разбивке опорных сетей или при гравиметрических съемках, когда объектами поисков являются аномалии, составляющие несколько единиц или доли миллигала, эти возмущения приходится учитывать. Для этого используют таблицы, номограммы и графики (например, составленные П. Ф. Шокиным).

Приведем величины изменения ускорения силы тяжести (мГл) в зависимости от разных причин:

Среднее значение g на поверхности Земли	979700
Полное изменение g от полюса к экватору	5200
Изменение g от полюса к экватору за счет центробежной составляющей	100
Изменение g от полюса к экватору за счет сплюснутости	1800
Максимальная аномалия силы тяжести	500
Изменение g при перемещении на 1 м по высоте	0,3
Максимальная амплитуда лунно-солнечных возмущений %	0,4
Возможная годовичная величина вековых изменений g	0,1

1.3. Потенциал силы тяжести и свойства гравитационного потенциала

Переместим точку P с координатами x, y, z в бесконечно близко лежащую точку P' с координатами $(x + dx, y + dy, z + dz)$. Тогда приращение потенциала силы тяжести dW определится следующим образом:

$$dW = \frac{\partial W}{\partial x} dx + \frac{\partial W}{\partial y} dy + \frac{\partial W}{\partial z} dz. \quad (1.20)$$

Из дифференциальной геометрии известно, что для определения dx, dy, dz достаточно расстояние между точками P и P' умножить на так называемые направляющие косинусы:

$$dx = ds \cos(s, x), \quad dy = ds \cos(s, y), \quad dz = ds \cos(s, z). \quad (1.21)$$

Рассматривая вместе уравнения (1.8) и (1.10), запишем:

$$dW = ds [g_x \cos(s, x) + g_y \cos(s, y) + g_z \cos(s, z)].$$

Для того, чтобы определить величины g_x, g_y, g_z , вектор силы тяжести достаточно умножить на косинус угол, который делает этот вектор с разными осями координат, т. е.

$$g_x = g \cos(g, x), \quad g_y = g \cos(g, y), \quad g_z = g \cos(g, z). \quad (1.22)$$

Тогда

$$dW = gds [\cos(s, x)\cos(g, x) + \cos(s, y)\cos(g, y) + \cos(s, z)\cos(g, z)] \quad (1.23)$$

Выражение в квадратных скобках представляет собой косинус угла, который делает вектор силы тяжести с любым направлением s , т. е.

$$dW = gds \cos(g, s) \quad \text{или} \quad \frac{dW}{ds} = g \cos(g, s), \quad \text{или} \quad \frac{dW}{ds} = g_s, \quad (1.24)$$

здесь g_s – проекция вектора силы тяжести на любое направление s .

Таким образом, мы определили первое очень важное свойство потенциала силы тяжести: гравитационный потенциал – это проекция вектора силы тяжести на любое направление s (рис. 1.4).

В соответствии с выведенной формулой

$$dW = gds \cos(g, s). \quad (1.25)$$

гравитационный потенциал обладает следующими свойствами:

- 1) потенциал силы тяжести есть проекция силы тяжести на любое направление;
- 2) потенциал силы тяжести есть первая производная силы тяжести по любым направлениям;
- 3) потенциал силы тяжести есть работа, которую необходимо затратить на перемещение из одной точки в другую;

$$dW = g_s ds. \quad (1.26)$$

Пусть направление перемещения s перпендикулярно силе g , т. е. угол между ними равен 90° . Тогда $dW = 0$ и после интегрирования получаем

$$W(x, y, z) = \text{const}. \quad (1.27)$$

Это уравнение является уравнением уровенной поверхности.

Для такой поверхности в соответствии с выведенными уравнениями можно выделить следующие свойства:

- на такой поверхности значения потенциала силы тяжести постоянны;
- на такой поверхности работа по перемещению равна 0;
- вектор силы тяжести к такой поверхности направлен по нормали;
- таких уровенных поверхностей можно построить бесконечное множество, и они никогда не пересекаются.

Различные значения const в соотношении (1.27) есть различные уровенные поверхности. При некотором значении const эта поверхность совпадает с невозмущенной поверхностью морей и океанов. Эту поверхность принимают за фигуру Земли и называют геоидом. Впервые это понятие было введено И. Листингом в 1873 г.

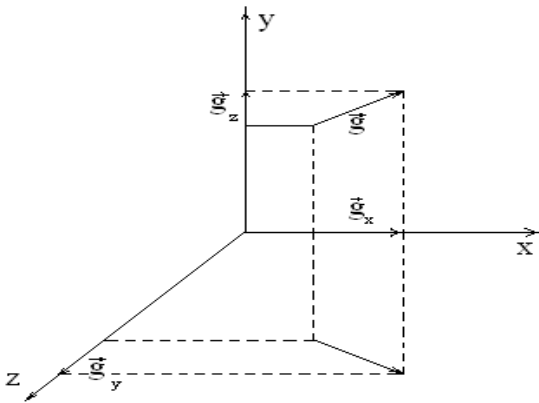


Рис. 1.4. Потенциал силы тяжести

Гравитационный потенциал обладает гармоническими свойствами:

1) если точка расположена вне возмущающих масс, то ее потенциал подчиняется уравнению Лапласа

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = 0; \quad (1.28)$$

2) если точка расположена внутри возмущающих масс, то ее потенциал подчиняется уравнению Пуассона

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = -4\pi G\sigma. \quad (1.29)$$

1.4. Асимптотическая формула потенциала силы тяжести

Мы знаем, что сила тяжести это есть равнодействующая 2 сил – силы притяжения и центробежной силы. Также мы знаем, что в гравиметрии пользуются понятием потенциала силы тяжести, который в свою очередь определяется суммой потенциалов силы притяжения и центробежной силы

$$W = V + C,$$

где W – потенциал силы тяжести, V – потенциал силы притяжения, C – потенциал центробежной силы.

Потенциал силы тяжести определяется формулой

$$W = G \int \frac{dm}{r} + \frac{1}{2} \omega^2 (x^2 + y^2),$$

где первое слагаемое – это формула для определения потенциала силы притяжения, второе слагаемое определяет потенциал центробежной силы. Однако на практике тяжело определить потенциал силы притяжения с помощью полученной формулы, так как нам неизвестно распределение масс внутри Земли, а также фигура Земли. Ввиду незначительного отклонения формы Земли от шарообразной эту трудность можно обойти, если раз-

ложить подынтегральную функцию $\frac{1}{r}$ в ряд Маклорена по степеням $\frac{r_1}{r_2}$, где r_1, r_2 соответственно расстояния до элемента Земли (точка M) и до притягиваемой точки P до начала координат

$$r^2 = r_1^2 + r_2^2 - 2r_1r_2 \cos \psi . \quad (1.30)$$

$$r^2 = (\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2 ,$$

отсюда

$$\cos \psi = \frac{\xi \cdot x + \eta \cdot y + \zeta \cdot z}{r \cdot r_{21}} . \quad (1.31)$$

Подынтегральная функция $\frac{1}{r}$ будет выглядеть

$$\frac{1}{r} = \frac{1}{r_2} \cdot \left[1 + \frac{r_1^2}{r_2^2} - 2r_1r_2 \cos \psi \right]^{-\frac{1}{2}} .$$

Раскладывая ее в ряд Маклорена по степеням $\frac{r_1}{r_2}$, и ограничиваясь 3-мя членами разложения, получим

$$W = V_0 + V_1 + V_2 + \dots + C = \frac{GM}{r_2} + \frac{C-A}{2r_2^5} (1 - 3\sin^2 \gamma) + \dots + \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos^2 \gamma . \quad (1.32)$$

Это и есть асимптотическая формула потенциала.

1.5. Вторые производные потенциала силы тяжести

Производные потенциала силы тяжести по трем координатным осям $gx = W/x$, $gy = W/y$, $gz = W/z$ однозначно определяют его полный вектор. Если ось z направить к центру Земли, то, а 0 у $W x W z W g$.

Потенциал силы тяжести W , как функция трех переменных, имеет 6 вторых производных:

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

В гравиметрии для краткости их обозначают $W_{xx}, W_{yy}, W_{zz}, W_{xy}, W_{xz}, W_{yz}$. Также рассматривают седьмую

вторую производную $\frac{\partial^2 W}{\partial y^2} - \frac{\partial^2 W}{\partial x^2} = W_{\Delta}$.

1) Физический смысл вторых производных заключается в том, что они есть градиенты силы тяжести по координатным осям. Градиент - это скорость изменения силы тяжести от точки к точке. Различают горизонтальные градиенты силы тяжести – $W_{xx}, W_{yy}, W_{xy}, W_{xz}, W_{yz}, W_{\Delta}$ – скорость изменения силы тяжести по различным горизонтальным направлениям и вертикальный градиент W_{zz} . W_{xx}, W_{yy} составляют полный горизонтальный градиент.

2) Геометрический смысл вторых производных.

Из дифференциальной геометрии известно, что если определены главное сечение и уровенная поверхность, то радиус кривизны уровенной поверхности можно выразить следующей формулой

$$\frac{1}{\rho_{\varphi}} = -\frac{1}{W_z} (W_{xx} \cos^2 \varphi + W_{xy} \sin 2\varphi + W_{yy} \sin^2 \varphi). \quad (1.33)$$

Это уравнение связывает вторые производные потенциала силы тяжести с кривизной уровенной поверхности, а так как кривизна характеризует геометрию поверхности, то вторые

производные W_{xx} , W_{xy} , W_{yy} характеризуют геометрию уровня поверхности, по которой можно судить о некоторых параметрах возмущающих масс.

Используя сечения первого вертикала и меридиана можно определить другой геометрический смысл вторых производных

$$W_{yy} - W_{xx} = W\Delta = \frac{1}{Wz} \left(\frac{1}{\rho_m} - \frac{1}{\rho_n} \right), \quad (1.34)$$

где $\frac{1}{\rho_M}$ и $\frac{1}{\rho_N}$ – радиусы кривизны в сечениях меридиана и первого вертикала.

Сечения в плоскости меридиана и первого вертикала называются главными нормальными сечениями поверхности. Разность вторых производных показывает нам отклонение уровня поверхности от сферичности.

Размерностью вторых производных силы тяжести является Этвеш – величина, названная в честь венгерского ученого, построившего прибор для измерения вторых производных.

$$1 \text{ Этвеш} = \frac{1}{10^9} \cdot \frac{1}{\text{сек}^2}.$$

Прибор для измерения вторых производных называется вариометр.

Основная литература 1 осн [49–52], 2 осн [9–19]

Дополнительная литература 1 доп [20–24]

Контрольные вопросы:

1. Что такое сила тяжести? В чем измеряется силы тяжести?
2. Почему у Земли возникает гравитационное поле?
3. Почему в гравиразведке принято использовать потенциал силы тяжести? Какими свойствами обладает потенциал силы тяжести?
4. Какими гармоническими свойствами обладает потенциал силы тяжести?
5. Вторые производные потенциала силы тяжести. Физический и геометрический смысл вторых производных силы тяжести.

2. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФИГУРЫ ЗЕМЛИ – ОСНОВНАЯ ЗАДАЧА ГРАВИМЕТРИИ

2.1. Уравнение идеального геоида

Земля не является идеальной сферой. Из-за вращения Земля сплюснута у полюсов, кроме этого высоты точек, расположенных в материковых областях, изменяются в пределах нескольких километров над уровнем моря. Для удобства работы желательно представить реальную сложную физическую поверхность Земли достаточно простой математической фигурой. В качестве фигур, аппроксимирующих поверхность Земли, выбирают *геоид* и *эллипсоид вращения*. С геоидом связана *система астрономических координат*, с эллипсоидом – *система геодезических координат*. Эллипсоидом вращения называется фигура, получаемая вращением эллипса относительно его малой оси. Зная координаты точек на эллипсоиде, можно легко вычислить расстояния и азимуты. Точность вычисления ограничена лишь ошибками измерения координат точек.

Если бы вся поверхность Земли была покрыта океаном, то при отсутствии волн, а также приливного воздействия Луны и Солнца, форма поверхности представляла бы фигуру, которая называется геоидом. Слово «геоид» означает землеобразный, близкий по форме к Земле (гео – по гречески Земля). Геоид – это поверхность, всюду нормальная к силе тяжести. В механике, однако, принято говорить о потенциале. Потенциал – это скалярная функция, характеризующая потенциальную энергию поля. В случае гравитационного притяжения двух тел потенциальная энергия пропорциональна массам тел и обратно пропорциональна расстоянию между ними. Потенциал притяжения первого тела равен потенциальной энергии, если масса второго тела равна единице.

Выше мы показали, что существуют так называемые уровенные поверхности, уравнение которых записывается в виде:

$$W(x, y, z) = const = C. \quad (2.1)$$

Выберем теперь C так, чтобы написанное уравнение соответствовало бы потенциалу идеальной Земли. Для этого достаточно получить совпадение поверхности (3.1) хотя бы один раз с поверхностью Земли. За такую точку примем произвольную точку экватора на уровне океана. Тогда $\gamma = 0, \lambda = 0, r_2 = a$. Асимптотическая формула потенциала определяется как

$$W = V_0 + V_1 + V_2 + \dots + C = \frac{GM}{r_2} + \frac{C-A}{2r_2^5}(1-3\sin^2\gamma) + \dots + \frac{1}{2}\omega^2 r^2 \cos^2\gamma,$$

поэтому

$$\begin{aligned} C_0 &= G\frac{M}{a} + G\frac{C-A}{2a^3}(1-\sin^2 0) + \frac{1}{2}\omega^2 a^2 \cos^2 0 = G\frac{M}{a} + G\frac{C-A}{2a^3} + \frac{1}{2}\omega^2 a^2 = \\ &G\frac{M}{a}\left(1 + \frac{C-A}{2a^2M}\right) + \frac{\omega^2 a^2}{2} \end{aligned} \quad (2.2)$$

Обозначим это уравнение (2.2). Тогда уравнение геоида имеет вид:

$$\frac{r_2}{a} = \frac{1 + \frac{C-A}{2r_2^2M}(1-3\sin^2\gamma) + \frac{1}{2GM}r_2^3\omega^2\cos^2\gamma}{\left(1 + \frac{C-A}{2a^2M}\right) + \frac{a^3\omega^2}{2MG}}. \quad (2.3)$$

Введем обозначения: $\frac{\omega^2 a^3}{GM} = q \quad \frac{C-A}{2a^2M} = n$

Тогда можно записать уравнение геоида в таком виде:

$$\frac{r_2}{a} = \frac{1 + \frac{C-A}{2r_2^2M}(1-3\sin^2\gamma) + \frac{1}{2GM}r_2^3\omega^2\cos^2\gamma}{1 + n + \frac{q}{2}} = \frac{1 + \frac{a^2}{r^2}n(1-3\sin^2\gamma) + \frac{r^3}{a^3} \cdot \frac{q}{2}\cos^2\gamma}{1 + n + \frac{q}{2}}$$

В этом уравнение величины q и n малые, порядка сжатия Земли. Отклонение $\frac{r_2}{a}=1$ (с точностью до малых порядка сжатия Земли). Если в правой части произвести деление и отбросить все члены более второго порядка малости, получим:

$$\frac{r_2}{a} = 1 - (3n + \frac{q}{2}) \sin^2 \lambda. \quad (2.4)$$

Это уравнение показывает, что геоид очень близок, с точностью малых второго порядка, к сфероиду, сжатие которого равно:

$$\alpha = 3n + \frac{q}{2}.$$

Чтобы в этом убедиться, рассмотрим сфероид (эллипсоид вращения):

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{a^2} + \frac{z^2}{b^2} = 1. \quad (2.5)$$

Введем сферическую систему координат:

$x = r_2 \cos \gamma \cos \lambda$, где γ – геоцентрическая широта,

$x = r_2 \cos \gamma \sin \lambda$ λ – геоцентрическая долгота

$x = r_2 \sin \gamma$

$$\frac{r_2^2 \cos^2 \gamma \cos^2 \lambda}{a^2} + \frac{r_2^2 \cos^2 \gamma \sin^2 \lambda}{a^2} + \frac{r_2^2 \sin^2 \gamma}{b^2} = 1,$$

$$\frac{r_2^2 \cos^2 \gamma}{a^2} + \frac{r_2^2 \sin^2 \gamma}{b^2} = 1, \text{ откуда}$$

$$\frac{r_2}{a} = \left[\cos^2 \gamma + \frac{\sin^2 \gamma}{(1-\alpha)} \right]^{-\frac{1}{2}}, \text{ где } \alpha = \frac{a-b}{a} - \text{сжатие Земли.}$$

Окончательно получаем:

$$\frac{r_2}{a} = 1 - \alpha \sin^2 \gamma, \text{ т. е. действительно } \alpha = 3n + \frac{q}{2}. \quad (2.6)$$

Гравитационное поле можно представить в виде набора бесконечного числа поверхностей, на которых потенциал остается постоянным, а ускорение силы тяжести направлено перпендикулярно этой поверхности. Такие поверхности называют экипотенциальными (рис. 2.1) или уровненными (рис. 2.2). В частности, поверхность жидкости на Земле, например, океана или моря, совпадает с урванной поверхностью. У Земли есть одна уникальная урванная поверхность, которая совпадает с невозмущенной волнениями поверхностью океанов. Она называется **геоидом**. Одна из них, соответствующая среднему уровню моря в отсутствии волн, течений, является геоидом. Понятие "средний уровень моря" – условное; поэтому в стандартах МСВЗ 2000 г. геоид определен числовым значением потенциала. Линии, которые ортогональны к урванным поверхностям, называются силовыми линиями.

Геоид – это условная урванная поверхность, которая совпадает со средним уровнем океанов и открытых морей, проходит под сушей и по определению везде горизонтальна, а ускорение силы тяжести к ней перпендикулярно.

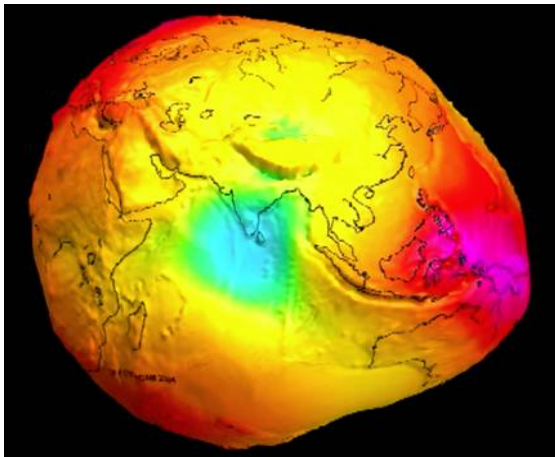


Рис. 2.1. Экипотенциальный геоид

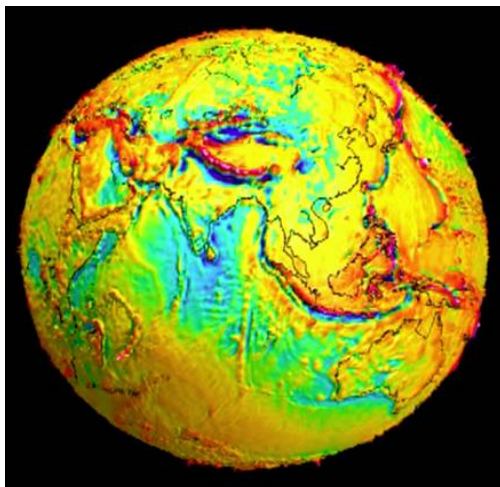


Рис. 2.2. Уровенный геоид

По определению, в каждой точке геоида сила тяжести направлена по нормали к поверхности, то есть по касательной к силовой линии. Геоид не имеет простой геометрической формы, однако близок к эллипсоиду вращения. Поэтому для изучения фигуры Земли вводят *референц-эллипсоиды*, аппроксимирующие геоид в некоторой области ее поверхности с той или иной точностью, или *средний земной эллипсоид*, причем его геометрические параметры определяются физическими параметрами (массой, сжатием, моментами инерции) реальной Земли. Топографические особенности (горы, впадины физической поверхности Земли) рассматривают как отклонения от выбранного эллипсоида.

2.2. Теорема и проблема Стокса

Основной задачей высшей геодезии является определение фигуры Земли. Многие ученые занимались этим вопросом. Так, например, формула Клеро дает возможность определения некоторой идеальной фигуры Земли. В 1743 г. появилась знаменитая работа Стокса, которая дает возможность определения фигуры Земли по гравиметрическим наблюдениям.

Теорема Стокса звучит следующим образом: если известны масса Земли M , угловая скорость ее вращения ω и уровенная поверхность, которая проходит через всю Землю, то сила тяжести и ее производные могут быть определены в любой точке пространства, независимо от распределения масс внутри Земли.

Определение силы тяжести и ее производных по угловой скорости вращения, массе Земли и уровенной поверхности называется проблемой или задачей Стокса.

Известно, что определение потенциала силы тяжести в любой точке пространства сводится к определению потенциала силы притяжения. Обозначим его через V и зададимся условиями, которым должна удовлетворять эта функция:

- 1) функция V и ее производные должны быть непрерывны и конечны;
- 2) функция V должна удовлетворять уравнению Лапласа

$$\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} = 0. \quad (2.7)$$

- 3) на уровенной поверхности функция V должна быть постоянной, т. е. $V = \text{const}$;

- 4) с удалением от Земли функция $V \rightarrow 0$.

Для произвольной поверхности задача Стокса не решена. Однако она решена для сфероида, поэтому для определения фигуры геоида возьмем за поверхность относимости сфероид, так как геоид отклоняется от сфероида на небольшие значения. Для решения поставленной задачи необходимо задаться следующими условиями: геоид и поверхность относимости должны иметь одинаковую массу, общий центр, одинаковую угловую скорость вращения и одну и ту же ось вращения.

В данном случае фигура геоида может быть определена, если будет известно расстояние по нормали любой точки, расположенной на геоиде до поверхности относимости (сфероид) (рис. 2.3). Для вычисления этого расстояния Стокс предложил формулу, которая в упрощенном виде запишется следующим образом:

$$N = \frac{1}{4\pi g R} \int_{\sigma} \Delta g S(\psi) d\sigma, \quad (2.8)$$

где N – расстояние по нормали от точки, расположенной на геоиде до сфероид;

g – среднее значение силы тяжести;

$\Delta g = g_0 - \gamma_0$ – наблюдаемая гравитационная аномалия в данной точке геоида;

$d\sigma$ – элемент поверхности сфероид;

R – средний радиус Земли;

ψ – угол между радиус-векторами до точек P и M ;

$$S(\psi) = \operatorname{cosec} \frac{\psi}{2} - 6 \sin \frac{\psi}{2} + 1 - 5 \cos \psi - 3 \cos \psi \ln \left(\sin \frac{\psi}{2} + \sin^2 \frac{\psi}{2} \right). \quad (2.9)$$

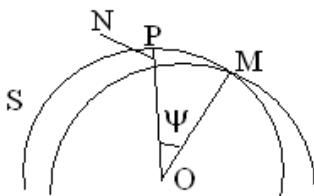


Рис. 2.3. Расстояние N по нормали от точки P до сфероид

Основная литература 1 осн. [56–58], 2 осн. [22–26].

Дополнительная литература 1 доп. [362–366].

Контрольные вопросы:

1. Что такое геоид?
2. Как выводится уравнение идеального геоида. Сделайте выводы.
3. Что такое проблема Стокса?
4. Как можно определять фигуру Земли с помощью формулы Стокса?
5. На каких предположениях выводится теорема Стокса?

3. НОРМАЛЬНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ И ВТОРЫХ ПРОИЗВОДНЫХ. ВЕКОВЫЕ И ПЕРИОДИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

3.1. Ускорение силы тяжести на поверхности геоида. Теорема Клеро

Предположим, что Земля представляет собой сфероид с небольшим сжатием вдоль оси вращения. В этом случае сила тяжести равна $g = F + U$.

Разложим каждую из действующих сил на составляющие: одну по направлению нормали к поверхности, а другую – по касательной к ней (рис. 3.1)

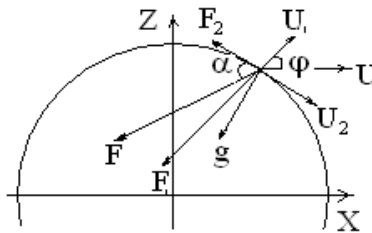


Рис. 3.1. Разложение силы притяжения и центробежной силы на вертикальную и горизонтальную составляющие

Тогда

$$\begin{aligned} F_1 &= F \cos \alpha, & U_1 &= U \cos \varphi \\ F_2 &= F \sin \alpha, & U_2 &= U \sin \varphi, \end{aligned}$$

где α – угол между нормалью и плоскостью экватора, т. е. географическая широта; φ – угол между географической и геоцентрической широтами.

Силы F_2 и U_2 , действуя по горизонтальной плоскости в прямо противоположном направлении, должны уравновеситься. Следовательно, $F_2 = U_2$ или $F \sin \alpha - U \cos \varphi = 0$.

В вертикальном направлении на единицу массы будет действовать сила $g = F_1 - U_1 = F \cos \alpha - U \sin \varphi$, но $U = w^2 r, r = R \cos \gamma$, поэтому $g = F \cos \alpha - w^2 R \cos^2 \varphi$,

где R – средний радиус Земли или $g = F \cos \alpha - w^2 R + w^2 R \sin^2 \varphi$.

1) Возьмем точку на экваторе $\gamma = 0$, а также угол α – очень малый угол, $g_e = F - w^2 R$, если a – экваториальная полуось, то ее можно принять за средний радиус Земли, т. е. $g_e = F - w^2 a$;

2) возьмем точку на полюсе ($\varphi = 90^\circ$), получим $g_p = F$.

Подставляя значения g_e и g_p в асимптотическую формулу потенциала получим $g = g_e \left(1 + \frac{g_p - g_e}{g_e} \right) \sin^2 \varphi$.

Введем обозначения: $\frac{g_p - g_e}{g_e} = \beta$, тогда

$$g = g_e (1 + \sin^2 \varphi). \quad (3.1)$$

Формула (2.2) называется формулой Клеро. Впервые вывод зависимости силы тяжести от широты места был получен Клеро и им же установлена связь распределения силы тяжести со сжатием Земли. Эта зависимость получила название теоремы Клеро. Она позволяет вычислить величину силы тяжести на геоиде с точностью до малых порядка сжатия Земли, равного

$$\alpha = \frac{a - b}{a} = \frac{1}{298,2},$$

где a – экваториальная полуось земного сфероид, b – полярная ось земного сфероид, φ – широта места, $\alpha = \frac{a - b}{a}$ сжатие, g_e – экваториальная постоянная (сила тяжести на экваторе). Если при разложении в ряд потенциала силы тяжести сохранить

члены высших порядков, то получим более точные формулы, которые в общем виде выглядят

$$g = \gamma_0 = g_e (1 + \beta \sin^2 \varphi - \beta' \sin^2 \varphi + \dots), \quad (3.2)$$

где $\beta = \frac{5}{2}q - \alpha$, $\beta' = \frac{1}{8}\alpha^2 + \frac{1}{4}\alpha\beta$, $q = \frac{w^2 a}{g_e}$ – отношение цен-

тробожной силы к силе тяжести, φ_0 – значение силы тяжести на некоторой идеальной Земле формы сфероида, а точнее эллипсоида. Такое гравитационное поле называется нормальным. Необходимость учета нормального значения силы тяжести вытекает из-за того, что гравитационное поле Земли неодинаково по всей Земле в результате сплюснутой ее формы. Гравитационное поле увеличивается от экватора к полюсам. Это изменение и учитывает нормальное значение силы тяжести. Впервые такой учет был предложен Клеро в 1743 г. в его знаменитой теории фигуры Земли, где и была предложена изложенная выше формула.

Формулы нормального гравитационного поля предлагались многими авторами, но практическое применение получили лишь две – формулы Гельмерта и Кассиниса.

Первая формула Гельмерта была получена в 1901–1909 г. на основе гравиметрических данных, полученных на 1603 гравиметрических станциях. Эти станции располагались на 9 широтных зонах, каждая из которых была поделена на десятиградусные криволинейные трапеции. Из числа станций были исключены станции, расположенные в прибрежных зонах, на островах, в горах. Формула имеет вид

$$\gamma_0 = 978,030(1 + 0,005302 \sin^2 \varphi - 0,000007 \sin^2 2\varphi). \quad (3.3)$$

Этой формуле соответствует эллипсоид относимости со сжатием $\alpha = \frac{1}{298,2}$.

Вторая формула Гельмерта для трехосной Земли была выведена в 1915 г. и отличается от первой учетом географической долготы:

$$\gamma_0 = 978,030 \left(1 + 0,005285 \sin^2 \varphi - 0,000007 \sin^2 2\varphi + \right. \\ \left. + 0,000018 \cos^2 \varphi \cos 2(\lambda + 17^\circ) \right) \quad (3.4)$$

Этой формуле соответствует эллипсоид относимости со сжатиями:

$$\alpha_1 = \frac{2}{295,1}, \alpha_2 = \frac{2}{298,3}, \alpha_1 - \alpha_2 = 230 \text{ м.}$$

Из этих формул видно, что они показывают зависимость силы тяжести, рассчитанной для некоторой идеальной Земли, от широты и долготы места.

Поле силы тяжести обусловлено в основном Ньютоновским притяжением Землей всех тел, обладающих массой.

Так как Земля сферически неоднородна, и при этом вращается, то поле силы тяжести на земной поверхности **непостоянно**. Изменения эти малы и требуют высокочувствительных приборов для их изучения.

Основными измеряемыми параметрами гравитационного поля являются ускорение силы тяжести и градиенты (изменения ускорения по разным направлениям). Величины параметров поля силы тяжести зависят, с одной стороны, от причин, обусловленных *притяжением и вращением Земли (нормальное поле)*, а с другой стороны – от *неравномерности изменения плотности пород, слагающих земную кору (аномальное поле)*. Эти две основные причины изменения силы тяжести на Земле послужили основой двух направлений гравиметрии: геодезической гравиметрии и гравитационной разведки на рис. 3.2.

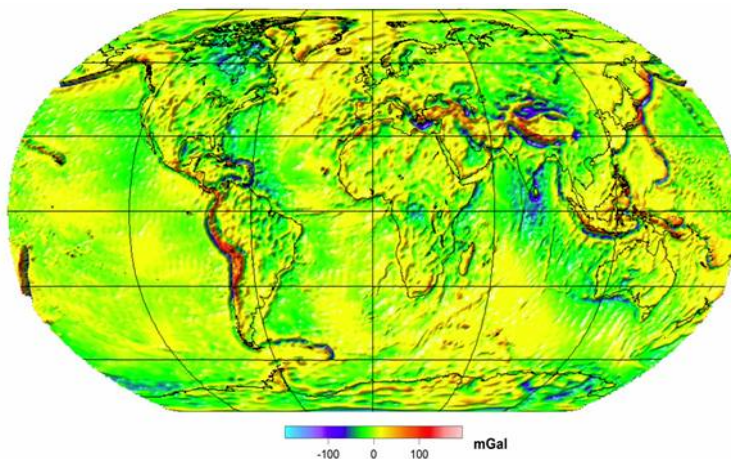


Рис. 3.2. Цветовая карта аномалий

Принципиальная возможность проведения геологической разведки на основе различных физических полей Земли определяется тем, что распределение параметров полей в воздушной оболочке, на поверхности акваторий или Земли, в горных выработках и скважинах зависит не только от происхождения естественных или способа создания искусственных полей, но и от литолого-петрографических и геометрических неоднородностей земной коры, создающих **аномальные поля**. Интенсивность аномалий определяется контрастностью физических свойств, относительной глубиной объекта, а также уровнем помех. Выявление геофизических аномалий - сложная техническая и математическая проблема, поскольку оно проводится на фоне *не всегда однородного и спокойного нормального поля* среди разнообразных помех геологического, природного, техногенного характера (неоднородности верхней части геологической среды, неровности рельефа, космические, атмосферные, климатические, промышленные и другие помехи), т. е. всегда наблюдается интерференция полей разной природы (на рис. 3.3).

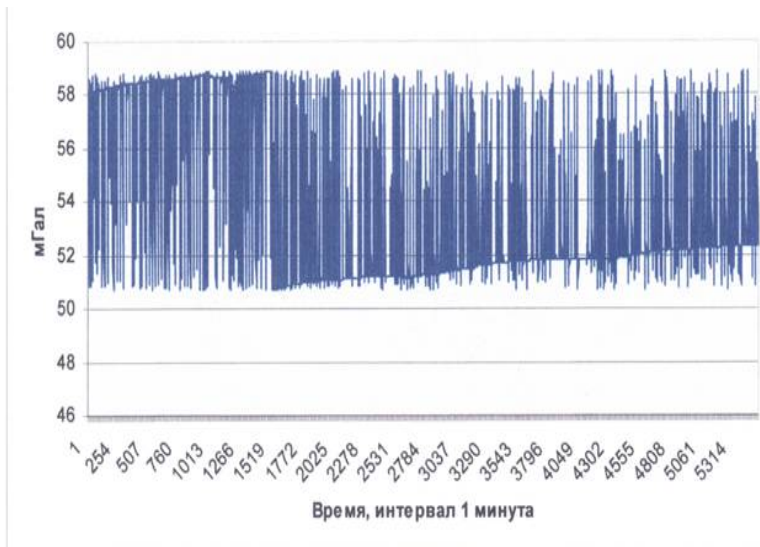


Рис. 3.3. Разброс значений ΔG составляет величину порядка 8 мГал, при этом наблюдаются мощные выбросы СКО порядка 2775 мкГал, превышение от среднего значения более чем в 13 раз
($55^{\circ}47'59,21''$ С; $37^{\circ}35'06,94''$ В)

3.2. Нормальные значения вторых производных силы тяжести

Так же как и для потенциала силы тяжести, для вторых производных потенциала можно получить нормальные значения, соответствующие вторым производным для некоторой идеальной Земли. Тогда:

- 1) главными сечениями будут сечения первого вертикала и меридиана;
- 2) ось x направлена по меридиану $\alpha = 0$;
- 3) $g = \gamma$;
- 4) удовлетворяется уравнение $g = g_e (1 + \beta \sin^2 \varphi)$.

Основываясь на эти условия можно найти уравнения нормальных значений вторых производных

$$\begin{aligned}
 W_{xx} &= -\frac{\gamma}{\rho_M}, & W_{xz} &= \frac{1}{\rho_M} g_t \beta \sin 2\alpha, \\
 W_{yy} &= -\frac{\gamma}{\rho_N}, & W_{yz} &= 0 \\
 W_{xy} &= 0, & W_{zz} &= 2\omega^2 - (W_{xx} + W_{yy}). \\
 W_{\Delta} &= \gamma \left(\frac{1}{\rho_M} - \frac{1}{\rho_N} \right).
 \end{aligned}$$

За единицу изменения вторых производных силы тяжести принимается изменение силы тяжести, равное 1 гл на 1 см длины, или одному Галилео на 1 м. Это очень большое изменение гравитационного поля, не встречающееся в природе, поэтому в качестве практической единицы принята величина, равная $10^{-9} 1/c^2$, и получившая название этвеш.

Нормальное изменение гравитационного поля определяется нормальными значениями вторых производных силы тяжести в зависимости от широты. В табл. 3.1 приведены количественные величины нормальных значений горизонтального градиента в направлении меридиана W_{xz} , и разности кривизны W_{Δ} для средних широт.

Таблица 3.1
Нормальные значения вторых производных силы тяжести

φ , град	$W_{xz} * 10^{-9}, c^{-2}$	$W_{\Delta} * 10^{-9}, c^{-2}$	φ , град	$W_{xz} * 10^{-9}, c^{-2}$	$W_{\Delta} * 10^{-9}, c^{-2}$
35	-7,6	+6,9	55	-7,6	+3,4
40	-8,0	+6,0	60	-7,0	+2,6
45	-8,1	+5,1	65	-6,2	+1,8
50	-8,0	+4,2	70	-5,2	+1,2

В некоторых случаях измеряется не сила тяжести, а ее первые производные, т. е. величины скорости изменения силы тяжести в горизонтальных направлениях и по вертикали W_{zx} , W_{zy} , W_{zz} или величины, характеризующие кривизну поверхности ($W_{xx} - W_{yy}$), W_{xy} , т. е. вторые производные потенциала силы тяжести.

Эти величины измеряются всегда статическим способом. Путем интегрирования вторых производных потенциала силы тяжести можно перейти к значению самой силы тяжести.

Измерение основано на принципе сравнения положений равновесия крутильной упругой системы, устанавливающейся под действием гравитационного поля на массы системы, расположенные в двух близких точках. Обычно такое измерение осуществляется следующим образом. На упругой нити подвешивается коромысло с массами на концах. Оно устанавливается в некотором положении равновесия, которое определяется степенью неоднородности гравитационного поля и упругостью крутильной нити.

В разных точках с разной степенью неоднородности поля равновесие наступит под разными углами закручивания нити, по величине которых судят о вторых производных потенциала силы тяжести. Приборы, основанные на этом принципе и предназначенные для измерения вторых производных потенциала, называются вариометрами или градиентометрами.

3.3. Вековые и периодические изменения силы тяжести

Кроме изменений периодических, имеются и непериодические, так называемые вековые изменения силы тяжести. Однако они столь малы, что пока еще никому не удалось их обнаружить. Ведь эпоха точных гравиметрических измерений, строго говоря, насчитывает не более двух десятилетий. Вековые же изменения по определению требуют длительного времени для их обнаружения. Однако наличие таких вековых изменений не подлежит сомнению. Назовем три причины, вызывающие вековые изменения силы тяжести на Земле. Две из них – локальные, земные очевидны, третья причина, имеющая значение для Вселенной в целом, гипотетична.

Сила тяжести в каждой точке земной поверхности не является строго постоянной величиной, а претерпевает незначительные периодические изменения под действием притяжения Луны и Солнца, которые периодически изменяют свое положение над точкой наблюдения. Такие изменения силы тяжести называются лунно-суточными вариациями. Максимальные изменения силы

тяжести от возмущения Луны $\Delta g_{\max} = 0,16452$ мГл и от Солнца $\Delta g_{\max} = 0,07576$ мГл. Максимальный суммарный эффект составляет 0,24 мГл. Такие изменения называются периодическими.

Они очень небольшие и обнаружить их очень сложно, так как история гравиметрических наблюдений не располагает еще достаточным количеством наблюдений, позволяющим сделать такие выводы. Существуют три причины вековых изменений силы тяжести:

1) как известно, скорость вращения Земли изменяется и это отражается на силе тяжести;

Известно, что Земля вращается вокруг своей оси неравномерно. Эта неравномерность отмечена с помощью высокоточных часов и различными косвенными методами. Неравномерность имеет сложный характер. Имеется периодическая неравномерность, связанная сезонными и многолетними периодами, но имеется и вековое ускорение вращения Земли, постепенно уменьшающее длину суток.

Изменение скорости вращения Земли очевидным образом отражается на силе тяжести и проявляется на изменении ее центробежной составляющей. Если происходит постепенное увеличение скорости вращения Земли, то центробежная сила увеличивается и в целом сила тяжести уменьшается;

2) Земля – не остывшее, безжизненное тело. Она живет. Внутри Земли постоянно происходят химические и физические процессы, которые проявляются в виде вулканической деятельности, землетрясений, цунами, распад радиоактивных элементов, разогрев одних областей и охлаждение других, преобразования веществ под действием температуры и давления, перетекание вещества и т. п. Эти процессы сказываются на значении силы тяжести; образованиях и исчезновении островов, горячих источников, появлении разломов, в том числе гигантских разломов, протягивающихся на огромные расстояния.

Очевидно, что эти процессы не могут не сказаться на силе тяжести. Приток более плотных масс должен вызвать увеличение силы тяжести, а отток и замены его менее плотными массами должны вызвать их уменьшение. Однако появление возмож-

ности обнаружения названных эффектов дает геофизикам новое мощное средство для изучения внутреннего строения Земли.

Теоретически, очевидно, это все должно быть. Однако до последнего времени не имелось фактических данных, подтверждающих подобных изменений. Величина их лежала за пределами точности наблюдения. Но вот совсем недавно появились некоторые фактические данные, как будто подтверждающие подобные вековые изменения силы тяжести. Так, при повторных наблюдениях на ряде точек опорных сетей было обнаружено изменения силы тяжести на величины, которые трудно отнести за счет неточности измерений. Анализ таких изменений наметил, хотя еще и не очень уверенную корреляцию их с тектоническими характеристиками области. Сейчас на это явление обращено большое внимание и для его изучения заложены специальные полигоны. Наблюдения на этих полигонах производятся на бетонных основаниях, уходящих на 1,5 м в землю. Одновременно с гравиметрическими наблюдениями производится высокоточная нивелировка;

3) гипотетическое вековое изменение гравитационной постоянной.

Наконец, третьей возможной причиной векового изменения силы тяжести может быть гипотетическое вековое изменение гравитационной постоянной. Так, английским физиком Дираком было высказано смелое предположение, что фундаментальная физическая константа t в формуле Ньютона, определяющая силу взаимодействия гравитирующих масс, не есть константа в строгом смысле слова, а имеет очень медленное вековое уменьшение. Если это так, то и сила притяжения Земли должна уменьшаться с течением времени. Самые точные из возможных сейчас экспериментов на уровне $10^{-11} - 10^{-12}$ не подтверждают этой гипотезы. Однако это не значит, что гипотеза не подтвердится на более высоких степенях точности.

Основная литература 1 осн. [59–66], 2 осн. [22–34].

Дополнительная литература 1 доп. [33–39].

Контрольные вопросы:

1. Что называется нормальными значениями потенциала силы тяжести?
2. Назовите все причины необходимости рассмотрения нормальных значений силы тяжести.
3. Что такое формула Клеро? Какие еще формулы для нормальных значений потенциала силы тяжести вы знаете?
4. Как можно определять фигуру Земли с помощью формул для нормальных значений силы тяжести?
5. Как выводятся формулы для нормальных значений вторых производных потенциала силы тяжести.

4. ИЗМЕРЕНИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

4.1. Способы относительных измерений силы тяжести

В настоящее время применяются три способа измерений силы тяжести: маятниковый способ предусматривает применение математического маятника. Основным преимуществом маятникового способа является повторяемость процесса и свойство изохронности, т. е. период маятника можно определить не по одному колебанию, а с помощью, например тысячи, а длительность одного получить делением всего интервала на число колебаний. Причем точность определения периода находится в прямой зависимости от длины нити маятника, т. е. простым удлинением нити можно повысить точность определения периода колебаний маятника.

Маятниковый способ измерения силы тяжести особенно удобен вследствие изохронности колебания маятника. Точное выражение периода колебания математического маятника может быть представлено в виде бесконечного ряда.

$$T = \pi \sqrt{\frac{l}{g}} \left[1 + \frac{1}{2} \sin^2 \frac{a}{2} + \left(\frac{1*3}{2*4} \right)^2 \sin^4 \frac{a}{2} + \dots \right], \quad (4.1)$$

где l – длина маятника; a – угол наибольшего отклонения.

Под математическим маятником подразумевают идеальный маятник, представляющий собой точечную массу, подвешенную на нерастяжимой и невесомой абсолютно гибкой нити (рис. 4.1). Тогда длиной маятника l будет расстояние от точки подвеса маятника до точки, в которой сосредоточена вся масса маятника. Чтобы строго выполнялся закон колебания маятника, представленный формулой (4.1), маятник должен находиться в идеальных условиях, т. е. он должен колебаться в пустоте и на него не должны влиять и изменения температуры и сила трения.

Всякий маятник, состоящий из протяженных масс, т. е. представляющий собой физическое тело (рис. 4.2), качающееся около некоторой точки подвеса, называется физическим маятником. Такой идеальный маятник совершает колебания по зако-

ну (4.1), однако роль длины в нем выполняет некоторая функция от формы, масс и расположения точки подвеса. Эта функция называется приведенной длиной маятника и имеет вид

$$l = \frac{I_0}{aM},$$

где I_0 – момент инерции относительно оси качания маятника ($I_0 = \int r^2 dm$); a расстояние от оси качания до центра тяжести маятника; M – масса маятника.

Если измерить период T и приведенную длину l , то найдем значение силы тяжести g в данной точке.

$$T = \pi \sqrt{\frac{l}{g}}. \quad (4.2)$$

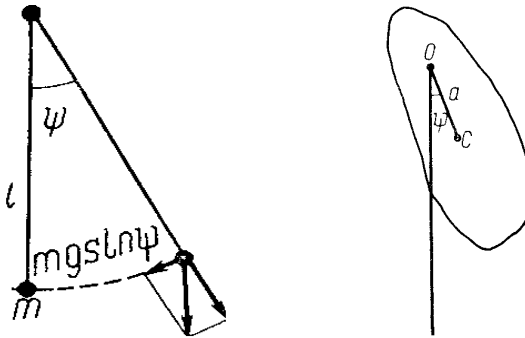


Рис. 4.1. Математический маятник

Основным преимуществом маятникового способа определения силы тяжести является повторяемость процесса колебания и свойство изохронности. Период колебания маятника не зависит от амплитуды, поэтому вместо измерения длительности одного колебания можно измерить длительность большо-

го числа их, а длительность одного получить делением интервала на число колебаний.

Так как точность фиксирования концов интервала во времени одинакова, будь это одно колебание или n , то точность определения одного периода колебания, полученного делением интервала в n колебаний на n , будет в n раз выше точности непосредственно измеренного одного колебания. Таким образом, маятниковый способ определения силы тяжести допускает увеличение точности простым удлинением времени наблюдения. Именно поэтому он раньше всех других способов был применен в гравиметрии.

С помощью этого метода можно получать не только абсолютные значения силы тяжести, но и относительные.

Способ определения силы тяжести по наблюдениям свободного падения тел основан на законе, связывающем путь S , пройденный свободно падающим телом в силовом поле напряженности g , и время t

$$S = \frac{gt^2}{2}. \quad (4.3)$$

Этот метод является только абсолютным и требует очень точного определения времени.

Способ определения силы тяжести методом взвешивания основан на принципе компенсации силы $F = mg$, развиваемой массой в силовом поле g силой упругой пружины, закручиванием нити или упругости газа. На этом принципе основан обширный класс приборов для измерения силы тяжести, так называемых гравиметров. Этот способ всегда относительный.

4.2. Гравиметр астазирванный кварцевый (ГАК)

Гравиметры – приборы для относительных измерений силы тяжести. Они основаны на принципе компенсации силы тяжести упругостью пружины, крутильной нити или газа. По принципу действия гравиметры является разновидностью пружинных ве-

сов, в которых масса уравнивается пружиной, деформирующейся по закону Гука пропорционально нагрузке:

1) Системы, в которых масса, в следствие изменения силы тяжести, совершает поступательные перемещения, пропорциональные этому изменению, т. е.

$$mg = \tau(l - l_0), \quad (4.4)$$

где m – масса груза, g – ускорение силы тяжести, τ – коэффициент, характеризующий упругие свойства пружины, l_0 – первоначальная длина пружины, l – длина пружины после растяжения;

2) системы гравиметров, в которых груз совершает вращательные движения около некоторой точки подвеса, т. е.

$$mgl \cos \gamma = \tau(\theta - \theta_0). \quad (4.5)$$

Для измерения силы тяжести используют динамические и статические приборы. К динамическим приборам относят математические и физические маятники. Гравиметры называются статическими приборами. Их классифицируют следующим образом:

А) по признаку действия упругой системы гравиметра;

В) по материалу, из которого выполнена упругая система гравиметра;

С) по способу устранения внешних воздействий.

Классификация гравиметров по признаку действия упругой системы. Упругие системы гравиметров можно разделить на две категории:

1) гравиметры, в которых груз совершает поступательные перемещения, пропорциональные изменению силы тяжести mg ;

2) гравиметры, в которых груз совершает вращательное движение около некоторой точки подвеса

$$\tau(\theta - \theta_0) = mgl \cos \varphi. \quad (4.6)$$

Первые системы имеют линейную шкалу, т. е. изменение длины пружины пропорционально приложенной силе. Во вто-

рых системах шкала будет линейной, если $\gamma = const$. Для сохранения линейности шкалы используют метод отсчетов, в котором система всегда приводится в одно и то же «нулевое» положение, т. е. к состоянию равновесия. Чувствительность таких систем можно очень хорошо повышать. Искусственное повышение чувствительности прибора называется астазированием. Рассмотрим этот принцип на примере. Пусть весы AB опираются на нож C (рис. 4.3). На одной стороне весов укрепляется масса m , а с другой стороны находится пружина, которая держит весы в состоянии равновесия. Над ножом C устанавливается дополнительная масса m' . Если весы находятся в состоянии равновесия, то тогда дополнительная масса просто давит сверху на нож C .

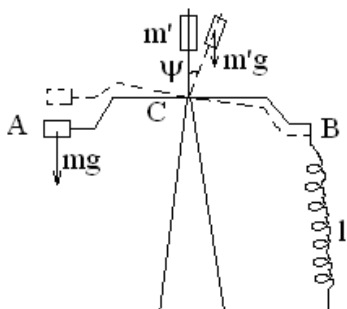


Рис. 4.3. Схема астазирования гравиметра

Подавляющее большинство современных гравиметров относится ко второй категории. Это объясняется тем, что в этих гравиметрах проще повысить чувствительность системы. Такое искусственное повышение чувствительности гравиметров называется **астазированием**. Астазирование – это усиление реакции упругой системы на изменение силы тяжести. Принцип астазирования состоит в том, что в упругую систему вводится дополнительное устройство, увеличивающее перемещение маятника системы, вызванное изменением силы тяжести. Принцип астазирования состоит в том, что в упругую систему вводится дополнительное устройства, увеличивающее перемещение маятника системы, вызванное изменением силы тяжести. Примером

астазирующего устройства может служить дополнительная пружина, приложенная к системе так, что в нулевом положении маятника сила ее натяжения направлена по AB и проходит через ось подвеса маятника O и момент силы равен нулю (рис. 4.3). При выведении маятника из нулевого положения сила действия пружины направлена по AB' и проходит уже в стороне от оси подвеса; тогда плечо не равно нулю и возникает дополнительный момент, увеличивающий наклон маятника, вызванный изменением силы тяжести.

Гравиметры можно классифицировать по признаку астаирования. Преимущество астазированных систем – высокая чувствительность, недостаток – узкий диапазон измерения и нелинейная шкала. Для систем неастазированных – наоборот.

Если установить весы в неоднородном гравитационном поле, то весы начинают наклоняться в ту или иную сторону. Вместе с коромыслом начнут наклоняться и стержень $С m'$, и дополнительная масса m' . Возникнет момент силы $m'g \sin \psi$ тем больший, чем сильнее повернулось коромысло, когда изменилась сила тяжести. Этот момент будет заставлять весы наклоняться еще, увеличивая угол наклона весов. Величина этого увеличения будет зависеть от величины добавочной массы m' . Принцип астаирования можно объяснить следующим образом, что небольшое увеличение силы тяжести должно определяться небольшим наклоном весов, но с помощью астаирования можно добиться того, что небольшое увеличение силы тяжести определяется большим углом наклона весов. Это и есть повышение чувствительности прибора.

По материалу, из которого выполнена упругая система, гравиметры делятся на металлические, кварцевые и газовые. Металлические гравиметры выполнены из сплава, который называется элинвар. В состав элинвара входят 36 % никеля, 63 % железа и множество присадок. Упругие свойства элинвара очень высоки, но с повышением температуры элинвар теряет свои свойства.

Более приемлимым материалом является плавленый кварц, т. к. он обладает высоким коэффициентом упругости. Пружины, сделанные из кварца, если и имеют растяжение, однако оно небольшое и пропорционально времени. У кварца также есть свои

недостатки: ухудшение упругих свойств при повышении температуры, гигроскопичность, электризация при трении о воздух.

В газовых гравиметрах упругим элементом является газ, т. е. изменение силы тяжести компенсируется упругими свойствами газа.

Гравиметры классифицируют также и по способу устранения внешних воздействий. Внешними воздействиями считают изменение температуры, давления, магнитного поля. Магнитное поле действует, в основном, на металлические гравиметры.

Воздействие температуры можно уменьшить с помощью термостата, а остаточные воздействия убираются с помощью введения в наблюдаемые значения силы тяжести поправок, учтенных с помощью температуры.

4.3. Устройство и принцип действия гравиметра астазированного кварцевого (ГАК)

ГАК состоит из 2 частей: сосуда Дьюара, горизонтального маятника Голицына, обычно, в такого вида гравиметрах термостаты отсутствуют, они снабжены только мощной теплозащитой, роль которого играет сосуд Дьюара.

Рассмотрим принцип работы горизонтального маятника Голицына (рис. 4.4).

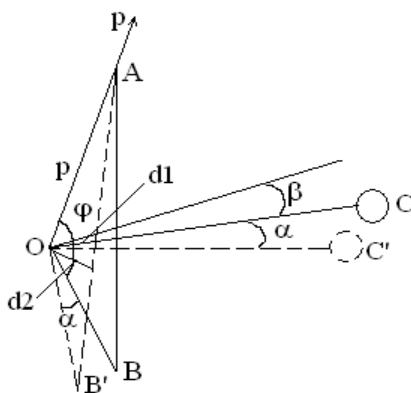


Рис. 4.4. Схема действия горизонтального маятника Голицына

На конце стержня OC установлен груз. Пружина AB держит стержень OC в состоянии равновесия. Пружина соединена со стержнем OB с помощью плеча. Если изменится сила тяжести, то стержень будет стремиться изменить свое положение, растягивая пружину. В какой-то момент времени система придет в состояние равновесия, т. к. пружина будет стараться компенсировать изменение силы тяжести своими упругими свойствами, т. е. упругие моменты силы тяжести и пружины будут равны. Плечо упругой силы в системе маятника Голицына d_2 мало по сравнению с плечом силы тяжести d_1 , поэтому для того, чтобы уравновесить изменение силы тяжести, необходимо большое изменение упругой силы Q . Уравнение равновесия запишется следующим образом

$$md_1 dg = dQd_2, \text{ где } \frac{dQ}{mdg} = \frac{d_1}{d_2}. \quad (4.4)$$

т. е. приращение упругой силы Q должно быть настолько больше приращения силы тяжести, насколько плечо d_1 больше плеча d_2 . Говоря по-другому, в такой системе небольшие изменения силы тяжести вызовут большие растяжения пружины и соответственно большие углы поворота маятника. Это есть астазирование системы. При измерениях используется метод компенсации, при котором горизонтальная составляющая g_H не оказывает влияния.

4.4. Способы измерений вторых производных силы тяжести

В некоторых случаях измеряется не сила тяжести, а ее производные. Эти величины измеряются всегда статическим способом. Путем интегрирования вторых производных силы тяжести и можно всегда перейти к значениям самой силы тяжести. Измерение основано на принципе сравнения положений равновесия крутильной упругой системы, устанавливающейся под действием гравитационного поля массы системы, расположенные в двух близких точках. На упругой нити подвешивается коромысло с массами на концах. Оно устанавливается в некотором положении равновесия, которое определяется степенью неодно-

родности гравитационного поля и упругостью крутильной нити. В разных точках с разной степенью неоднородности поля равновесие наступит под разными углами закручивания нити, по величине которой судят о вторых производных потенциала силы тяжести. Приборы, основанные на этом принципе, называются вариометрами или градиентометрами.

Основная литература 1 осн. [94–203], 2 осн. [99–195].

Дополнительная литература 1 доп. [169–279].

Контрольные вопросы:

1. Какими методами пользуются в настоящее время для определения силы тяжести?
2. Классификация гравиметров.
3. Устройство и принцип работы гравиметра астазированного кварцевого.
4. С помощью чего добиваются астазирования в ГАКе?
5. Какими приборами можно измерять вторые производные потенциала силы тяжести?

5. ПОПРАВКИ В НАБЛЮДЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ И ВТОРЫХ ПРОИЗВОДНЫХ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОТЕНЦИАЛА

Если геологическое тело отличается от вмещающих пород по своим физическим свойствам, то такое тело называют аномальным. Гравитационное поле, возмущенное таким телом, называется гравитационной аномалией. Понятие «гравитационная аномалия» принесено из теоретической геодезии, однако применяемое в гравиметрии понятие «гравитационной аномалии» имеет некоторые отличия. Рассмотрим их. Главной задачей геодезии является определение фигуры Земли, как планеты, фигура которой характеризуется геоидом. Поверхность геоида в соответствии с теоремой Стокса можно определить, если известно расстояние между геоидом и сфероидом, а также вычислена аномалия силы тяжести Δg , которую можно определить следующей формулой:

$$\Delta g = g_0 - \gamma_0. \quad (5.1)$$

где Δg – аномалия силы тяжести, g_0 – приведенное значение наблюдаемой силы тяжести с физической поверхности к поверхности геоида, γ_0 – нормальное значение силы тяжести, вычисленное по нормальной формуле для Земли идеальной формы. Для того чтобы приведенное значение силы тяжести соответствовало теореме Стокса, необходимо выполнение следующих условий:

- 1) полное удаление всех масс вне геоида;
- 2) сохранение полной массы Земли неизменной;
- 3) сохранение неизменной поверхности геоида;
- 4) плавное изменение кривой аномалии силы тяжести, возможность интерполяции между точками профиля.

Главной задачей гравиметрии является определение распределения масс внутри Земли и определение плотностных характеристик этих масс. В связи с этим аномалия силы тяжести вычисляется по следующей формуле:

$$\Delta g = g_n - \gamma_0. \quad (5.2)$$

где Δg – аномалия силы тяжести, g_n – приведенное значение нормальной силы тяжести с поверхности сфероида к физической поверхности, γ_0 – нормальное значение силы тяжести, вычисленное по нормальной формуле для Земли.

Процедура приведения значения силы тяжести для сфероида к физической поверхности называется приведением или редуцированием. Приведенное значение силы тяжести можно получить, введя в наблюдаемое значение силы тяжести соответствующие поправки или редукции. Это делается по следующим причинам:

1. Наблюдаемые значения силы тяжести зависят, прежде всего, от координат точки и высоты, в меньшей степени от рельефа окружающей местности и в последнюю очередь от распределения плотностных неоднородностей внутри Земли. Последний аспект является основным вопросом гравиразведки, поэтому бывает удобно разделить наблюдаемое гравитационное поле на некоторую плавно изменяющуюся часть - нормальное поле, а также на часть гравитационного поля, несущего в себе информацию о внутреннем строении верхней части Земли.

2. Определения силы тяжести производятся в точках, расположенных на физической поверхности Земли. Разные точки наблюдения могут располагаться на разных высотах, и когда возникает вопрос сравнения этих значений между собой или для использования их для других целей, например, для определения фигуры Земли, является необходимым иметь значения силы тяжести на некоторой поверхности, например, на уровне моря.

Первая поправка, введение которой является обязательной, называется поправкой за высоту. Она приводит наблюдаемое значение силы тяжести к уровню моря, т. е. к геоиду, при условии, что между физической поверхностью Земли и поверхностью геоида нет масс. Получается, что физическая точка как бы висит в воздухе, поэтому эту поправку называют еще рeduкцией в свободном воздухе. Вычислим эту поправку

$$\Delta_1 g = 0,3086h . \quad (5.3)$$

Аномалия силы тяжести, вычисленная с учетом поправки за высоту, называется аномалией или редукцией в свободном воздухе и записывается следующим образом

$$\Delta g_{св.в.} = \Delta g_n - \gamma_0 + 0,3086h . \quad (5.4)$$

Вторая поправка называется поправкой за рельеф. Эту поправку называют еще топографической поправкой. Ее вводят в случае сильно всхолмленной, или гористой, или овражистой местности. Эта поправка приводит наблюдаемое значение силы тяжести к тому случаю, как если бы наблюдения проводились на равнинной местности. Необходимо отметить, что эта поправка положительная, и она всегда уменьшает значение силы тяжести.

Аномалия, вычисленная с помощью поправки за рельеф, называется аномалией Фая и записывается следующим образом:

$$\Delta g = g_n - \gamma_0 + 0,3086h + \Delta_2 g . \quad (5.5)$$

Поправка Буге

Из всех видов редукций в практике гравиметрической разведки наиболее широко применяется редукция Буге. Она получается добавлением поправки за притяжение промежуточного слоя к редукции в свободном воздухе. Последовательность операций при вычислении редукции Буге следующая:

1. Нормальное значение γ , полученное из таблиц для точки с координатами, совпадающими с точкой наблюдения, редуцируется к точке наблюдения введением редукции в свободном

воздухе, равной $\frac{2\gamma}{R} H..$

2. Если рельеф местности, окружающей исследуемую точку, достаточно неровный, вводится поправка за влияние рельефа.

3. Из полученной теперь аномалии вычитается притяжение плоского слоя известной средней плотности, расположенного

между уровнем исследуемой точки и геоидом. Поправки за высоту и рельеф не учитывают влияния масс, расположенных внутри Земли. Поэтому аномалии в свободном воздухе и Фая очень сильно зависят от рельефа и в некоторых случаях практически повторяют форму рельефа, поэтому перечисленные аномалии не используются для однозначной интерпретации гравитационных аномалий. Существует поправка, которая учитывает плотность промежуточного слоя, расположенного между геоидом и физической поверхностью Земли. Эта поправка называется поправкой за промежуточный слой. Сумма поправок за высоту и промежуточный слой дает поправку Буге

$$\Delta g_B = 0,0418\sigma h. \quad (5.6)$$

Так как притяжение промежуточного слоя увеличивает значение силы тяжести в точке А, вычисленная поправка должна быть отрицательной. Аномалия силы тяжести с учетом поправки за промежуточный слой называется редукцией или аномалией Буге и записывается как

$$\Delta g = g_n - \gamma_0 + 0,3086h - 0,0418\sigma h. \quad (5.7)$$

Если аномалия вычислена еще и с учетом поправки за рельеф, то аномалия называется топографической и описывается следующей формулой

$$\Delta g = g_n - \gamma_0 + 0,3086h + \Delta_2 g - 0,0418\sigma h. \quad (5.8)$$

Редукцию Буге с поправкой за рельеф всей Земли в целом принято называть **топографической редукцией**. Численные значения поправок Буге и не полной топографической близки между собой, исключая высокогорные области, где они различаются очень значительно. Введение полной топографической редукции, учитывающей влияние топографических масс всей Земли, практически для очень обширных регионов приводит

лишь к изменению аномалий на постоянную величину, следовательно, при геологической интерпретации значения не имеет.

В связи с тем что вычисление топографической поправки очень трудоемко. для обработки материалов региональных гравиметрических съемок, т. е. для мелкомасштабных карт, обычно ограничиваются редукцией Буге без топографической поправки. Получаемые при этом значения вполне обеспечивают качественную и приближенную количественную геологическую интерпретацию гравиметрических данных, т. е. они отображают аномальные массы, ради поисков которых предпринимается гравиметрическая съемка.

При использовании редукции Буге большое значение имеет выбор плотности промежуточного слоя σ . В случае заниженных плотностей численные значения аномалии Буге будут приближаться к аномалиям в свободном воздухе, причем может появиться прямая корреляция их с рельефом. В случае завышенных плотностей, наоборот, появляются ложные аномалии, начинающие коррелировать с рельефом, но с противоположным знаком, т. е. возвышенностям будут соответствовать отрицательные аномалии.

При сильно изменяющихся плотностях в районе работ для расчета поправки Буге целесообразно вводить для различных участков разную плотность.

Поправка Прейс

Эту поправку вводят при гравитационных работах под водой или под землей (в шахтах) с целью приведения всех точек наблюдения на уровень геоида. Для этого необходимо выполнить следующие операции:

- 1) сглаживание рельефа введением топографической поправки;
- 2) снятие влияния промежуточного слоя введением поправки за промежуточный слой;
- 3) перенос точки наблюдения на уровень геоида введением поправки за высоту;
- 4) восстановление влияния промежуточного слоя введением поправки за промежуточный слой, т. е.

$$\Delta g_{\Pi} = 0,3086H - 4 \cdot 0,0418\sigma H. \quad (5.9)$$

Эта редукция состоит в том, что наблюдаемое в точке A на физической поверхности Земли значение силы тяжести (рис. 5.1, a) редуцируется на геоид без какого-либо смещения масс, т. е. редукция как бы переносит точку наблюдения внутрь Земли, на глубину, равную высоте точки наблюдения. Для этого необходимо выполнить следующие операции.

1. Сглаживание рельефа (если нужно по условиям местности введением топографической поправки, например, по номограммам П. И. Луканченко или В. М. Березкина (рис. 5.1, b) или др.

2. Снятие влияния промежуточного слоя введением поправки Буге, вычисленной по формуле (5.6) (рис. 5.1, $в$).

3. Перенос точки на уровень геоида редукцией в свободном воздухе (рис. 5.1, $г$) по формуле (5.12) при отсутствии промежуточных масс.

4. Восстановление масс, снятых при операции 2 (рис. 5.1, $д$). введением поправки Буге.

Формула для введения редукции Прёя получается вычитанием из редукции в свободном воздухе двойной поправки за влияние промежуточного слоя:

$$\Delta g_{\Pi} = 2 \frac{\gamma}{R} H - 4\pi f \sigma H \left(1 + \frac{H}{2R} \right) \quad (5.10)$$

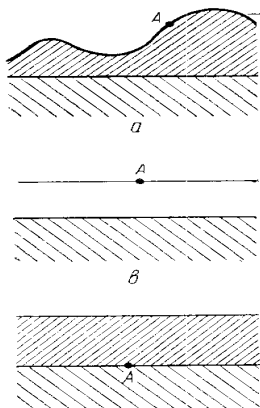


Рис. 5.1. Пояснение физического смысла различных редукций

$$\text{В числовом выражении } \Delta g_{II} = 0.3086H - 0.0838\sigma H \quad (5.11)$$

Если подставить средние для всей Земли значения $\gamma_{cp} = 979,77$ и $R_{cp} = 6371,2$ км, получим

$$\delta g = -2 \frac{\gamma}{R} H = -0.3086H. \quad (5.12)$$

Редукция Прёя показывает изменение силы тяжести, при погружении в глубь Земли. Она учитывает притяжение масс, оказавшихся при углублении выше рассматриваемой точки и уменьшающих значение силы тяжести.

Пользуясь редукцией Прёя, легко установить характер изменения силы тяжести с углублением внутрь Земли. Очевидно, что это изменение зависит от величины плотности σ . Сила тяжести, определенная по (5.11), не изменяется с глубиной при $\sigma = 3,7$ г/см³. Если $\sigma < 3,7$ г/см³, то сила тяжести с углублением увеличивается, а если $\sigma > 3,7$ г/см³, то сила тяжести при углублении уменьшается [1, 2, 4].

Изостатическая поправка

Изостатическая редукция состоит в таком приведении силы тяжести, которое учитывает влияние компенсирующих масс. Если масса горы компенсирует дефект масс под ней, то изостатическая редукция должна убрать из наблюдаемого значения силы тяжести влияние масс этой горы и добавить влияние этих же масс, размещенных между поверхностью геоида и глубиной компенсации. В случае выполнения идеальной изостатической компенсации изостатические аномалии силы тяжести должны быть равны 0. Это следует из того, что при идеальной компенсации изостатическая редукция устраняет все аномалии масс. Соответственно сказанному, изостатическая редукция состоит из снятия влияния внешних масс (поправка за топографию) и введения влияния этих масс после того, как они будут распределены с одинаковой плотностью на весь слой коры до глубины компенсации. Это поправка называется поправкой за компенсацию или изостатической поправкой. Кроме того, сила тяжести

приводится за высоту по формуле редукции в свободном воздухе. Основой вычисления как топографических, так и компенсационных поправок является формула притяжения кругового цилиндра на точку, лежащую на его оси:

$$\Delta g = \sum \sum_n \frac{1}{n} 2\pi G \sigma \left\{ \left[\sqrt{a^2 + (h+t)^2} - \sqrt{a^2 + h^2} \right]_{a=r_2} - \left[\sqrt{a^2 + (h+t)^2} - \sqrt{a^2 + h^2} \right]_{a=r_1} \right\}, \quad (5.13)$$

где n – число секторов; a – радиус цилиндра; h – высота точки над цилиндром; t – высота цилиндра.

Цилиндр разбивается круговыми цилиндрами меньших диаметров на концентрические кольца и радиальными плоскостями на сектора, так что получаются криволинейные призмы $abcdab'c'd'$ (рис. 5.2).

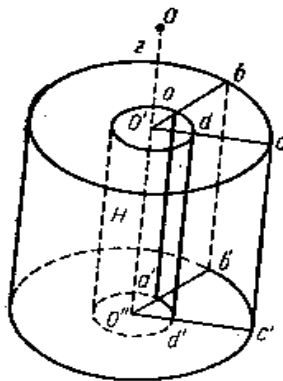


Рис. 5.2. Пояснение к формуле 5.13

Формула 5.13 дает притяжение всего цилиндра как притяжение суммы таких призм. Вся местность вокруг исследуемой точки разбивается (на карте при помощи палетки) на призмы и вычисляется притяжение каждой из них. Суммированием получаем по-

правку за топографию Δg_T . Эта формула служит и для расчета поправки за компенсацию, только в ней нужно положить $t = T$ (глубина компенсации), $h = H$ (высота над уровнем моря).

Приведенная формула служит для вычисления влияния ближних зон, которые можно считать плоскими. Однако при вычислении изостатических редукций обязателен учет и дальних зон. При этом для сферической части применяются другие формулы. По схеме Хейфорда вся Земля разделяется на 15 плоских (до 167 км) и 18 сферических зон. Зоны делятся на 199 плоских и 118 сферических секторов. Для каждого такого сектора снимается высота и вычисляется топографическая поправка. Далее для этих же секторов рассчитываются поправки за компенсацию. Существуют специальные таблицы (например, таблицы Хейфорда), в которых даются величины изостатических поправок при заданной глубине компенсации. По Хейфорду глубина компенсации равна 113,7 км. Критерием правильного выбора глубины компенсации для случая компенсированной коры является близость нулю изостатических аномалий. Аномалии в свободном воздухе и аномалии Буге можно рассматривать как предельные случаи изостатических аномалий при глубинах компенсации 0 и ∞ соответственно. Действительно, при введении редукции в свободном воздухе массы, расположенные над точкой наблюдения, опускаются на уровень моря и конденсируются в бесконечно тонкий слой. Это соответствует изостатической редукции с глубиной компенсации, равной 0. В редукции Буге влияние масс, расположенных между точкой наблюдения и уровнем моря, целиком исключается. Это можно рассматривать как опускание масс под уровень моря и размазывание их на бесконечно большую глубину. Таким образом, редукция Буге совпадает с изостатической редукцией при глубине компенсации, равной бесконечности. Отсюда следует, что изостатические аномалии должны лежать между аномалиями в свободном воздухе и аномалиями Буге. Обязательным показателем наличия изостатической компенсации является условие, что аномалии в свободном воздухе положительны, а Буге – отрицательны.

Основная литература 1 осн. [72–86], 2 осн. [44–78].

Дополнительная литература 1 доп. [283–321].

Контрольные вопросы:

1. Что такое гравитационная аномалия?
2. Что мы называем редуцированием или приведением. Объясните смысл этой операции.
3. Какие существуют поправки, объясните принципы введения и физический смысл поправок, которые вы знаете.
4. Как вычисляются поправки за рельеф, приведите примеры разных способов.
5. Классификация гравитационных аномалий.
6. Как ведут себя аномалии Фая и Буге по профилю океан-континент?

6. ПРОЕКТИРОВАНИЕ, ОРГАНИЗАЦИЯ И МЕТОДИКА ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ СЪЕМОК

Гравиметрическая съемка применяется, главным образом, для решения геологических задач. Она проводится с целью получения данных:

- 1) при геологическом картировании;
- 2) для выделения зон и участков, перспективных для постановки на них более детальных геологических и геофизических работ;
- 3) для выявления локальных структур, в которых могут скапливаться полезные ископаемые;
- 4) для определения формы и размеров найденных локальных структур.

В соответствии с указанными геологическими задачами гравитационная съемка применяется:

- 1) при геологическом картировании;
- 2) при исследованиях земной коры на большой глубине;
- 3) при поисках и разведке месторождений нефти и газа, угля, руд.

В зависимости от поставленных задач проводятся региональная, рекогносцировочная и детальная съемки. Каждая съемка характеризуется геологическими задачами, густотой наблюдений и точностью. Результатами работ являются карты гравитационного поля, причем для каждого вида работ определены следующие масштабы и сечение изоаномал (табл. 6.1).

Таблица 6.1

Гравиметрическая съемка	Решаемая геологическая задача	Масштаб карты	Сечение изоаномал, мГл
Региональная	Изучение глубинного строения земной коры, геологическое картирование	1:1 000 000–1:5 000 000	5-10

Продолжение табл. 6.1

Гравиметрическая съемка	Решаемая геологическая задача	Масштаб карты	Сечение изоаномал, мГл
Рекогносцировочная	Тектоническое районирование геосинклинальных и платформенных областей. К их числу принадлежат изучение структурных элементов земной коры: впадин, поднятий, дизъюнктивных и пликативных нарушений	1:200 000– 1:1 000000	1-2
Детальная	Поиски нефтегазоперспективных структур	1:100 000– 1: 200 000	0,1-0,5
	Поиски полиметаллических руд, меди, месторождений угля	1:25000, 1:5000, 1:2000	

Гравиметрическая разведка применяется как для региональных, так и для детальных геологических исследований. Как правило, региональные исследования предшествуют детальным.

Региональная гравиразведка применяется для решения следующих геологических задач:

1) тектоническое и литолого-петрографическое районирование крупных регионов при геологическом картировании и составлении прогнозных и металлогенических карт; объектами исследований могут быть складчатые области, кристаллические щиты и массивы, поднятия фундамента, депрессии, области накопления мощных толщ осадочных отложений, границы платформы, глубинные разломы земной коры;

2) картирование геологических зон и крупных структур (пределах структурных элементов I и II порядков) с целью выделения участков для проведения более детальных работ другими геологическими и геофизическими методами.

При решении перечисленных задач предпочтительно, а иногда и необходимо применение гравиметрической разведки в комплексе с аэромагнитной съемкой, сейсморазведкой, сейсмологическими исследованиями и некоторыми модификациями электроразведки, с гамма-спектрометрией, металлометрией и т. п.

Детальная гравиразведка применяется для решения поисковых (поисковая съемка) или разведочных (разведочная съемка) геологических задач:

1) изучение тектонического строения отдельных нефтегазоносных территорий для последующего производства работ другими геологическими и геофизическими методами;

2) изучение тектонического строения и геолого-геофизическое картирование кристаллического фундамента для выявления участков, перспективных на черные, цветные и редкие металлы, в комплексе с магниторазведкой; достоверность интерпретации результатов гравимагнитных съемок в этом случае может быть повышена путем изучения рельефа поверхности кристаллического фундамента другими геофизическими и геологическими методами;

3) прослеживание крупных залежей полезных ископаемых или пород, вмещающих и контролирующих полезные ископаемые;

4) выявление локальных структурных форм, благоприятных для скопления полезных ископаемых и непосредственно залежей полезных ископаемых (нефти, газа, руды, угля и т. п.), прослеживание разрывных нарушений;

5) определение формы, размеров, элементов залегания исследуемых объектов и их литолого-петрографическое расчленение.

Детальная гравиметрическая разведка, как правило, применяется в комплексе с магниторазведкой, сейсморазведкой, электроразведкой.

Вариометрическую и градиентометрическую съемки целесообразно применять при геологоразведочных работах, связанных с изучением деталей геологического строения, при поисках и оконтуривании малых и неглубоко залегающих структур, залежей полезных ископаемых, дизъюнктивных нарушений и других объектов, создающих слабые аномалии силы тяжести.

Часто при решении детальных гравиразведочных задач целесообразно применять гравиметровую и вариометрическую съемки совместно. Результаты детальных съемок (гравиметрических, вариометрических, градиентометрических) используются для расчетов по определению формы, размеров и глубины залегания возмущающих объектов.

Гравиметрические работы делятся на площадные и профильные съемки.

Площадная съемка дает полную и достоверную характеристику исследуемого района, поэтому предпочтительнее при всех видах гравиметрических работ. Площадной называется съемка, результаты которой позволяют построить карту изоаномал силы тяжести (векторов, кривизн) исследованной площади. Площадная съемка может быть равномерной, если расстояния между пунктами наблюдений по профилю и между профилями одинаковы, и неравномерной, если расстояния между пунктами наблюдений по профилю и между профилями неодинаковы.

Профильная съемка проводится по отдельным, далеко отстоящим друг от друга профилям и дает информацию только об изменении силы тяжести в данном направлении. Такие работы целесообразно проводить в труднодоступных, горных областях.

Неравномерность съемки, определяемая геологическими и другими особенностями изучаемой площади, не должна снижать достоверности карты изоаномал силы тяжести, для чего соотношение расстояний между пунктами по профилю и между профилями не должно быть меньше 1:5. Площадная съемка дает наиболее полную и достоверную характеристику гравитационного поля исследуемого района и потому является предпочтительной при всех видах гравиметрической съемки.

Гравиметрические работы проводят с использованием специальных сетей. Гравитационные сети делятся на опорные и рядовые. Опорные сети являются вспомогательными. Они строятся на основе трех классов опорных точек: 1, 2, 3 класса. Рядовые же точки являются основными.

Опорные точки 1 класса отличаются очень высокой точностью. Они являются основными международными точками. Например, расположенная в Потсдаме точка 1 класса имеет точность $\pm 0,3$ мГл. Между высокоточными точками 1 класса определяется более густая сеть точек 2 класса, которая имеет точность до $\pm 0,2$ мГл (если сравнивать с точками 1 класса). Основываясь на эти точки, строится опорная сеть точек 3 класса. Их называют местными точками. Расстояние между местными точками должно

быть 5–16 км. Если сравнивать эти точки с точками более высоких классов, то их точность достигает $\pm (0,1 - 0,3)$ мГл.

Так как основным видом современных гравиметрических исследований является съемка с гравиметрами, остановимся на полевой методике.

Поскольку у всех видов гравиметров наблюдается смещение нуль-пункта, то это явление необходимо учитывать и исключать с предельной тщательностью. График смещения нуль-пункта должен быть линейным. Если это условие не выполняется, то в не зависимости от вида работ и поставленных геологических задач, длина профиля делится на ряд коротких рейсов, а далее на звенья, тогда можно рассматривать график смещения нуль-пункта линейным. Во всех случаях, рейсы или звенья должны замыкаться на опорных точках 3 класса, поэтому построение опорной сети этого класса можно считать первым этапом гравиметрических работ. Опорная сеть 3 класса предназначена для уменьшения ошибок измерений и учета смещения нуль-пункта.

Для качественного построения опорной сети 3 класса необходимо учитывать следующие принципы:

1) точность точек опорной сети должна быть одинаковой. Этого можно добиться, проведя многократные измерения одним и тем же гравиметром на одной и той же точке наблюдения;

2) значения силы тяжести на опорных точках 3 класса должны быть привязаны к общегосударственным точкам 1 и 2 классов;

3) при выполнении рядовой съемки, внутри рейсов должны быть 2–3 опорные точки 3 класса. Обычно при детальном съемках расстояние между опорными точками составляет 2–3 км, а при рекогносцировочных – 8–12 км;

4) при создании опорной сети создают систему замкнутых полигонов.

После создания опорной сети приступают к наблюдениям на рядовой сети, для которых опорные точки служат жестким каркасом.

Рейсы с гравиметром могут иметь следующую структуру:

1) рейс начинается и заканчивается в одной и той же точке. Все пункты рейса повторяются на обратном пути. Такое построение рейса дает возможность наиболее точно определить смещение нуль-пункта, однако снижается производительность труда;

2) рейс начинается и заканчивается в одной и той же точке наблюдения. При обратном ходе измерения повторяются в половине точек наблюдения;

3) внутри рейса определяются не менее 3 опорных точек. Поправка за смещение нуля-пункта вводится на основе расхождения с твердыми значениями на опорных пунктах.

6.1. Методика оценки точности гравиметрической съемки

Оценка инструментальной точности является частью процедур обработки первичных материалов. Мерой точности съемки является среднеквадратическая ошибка m среднего результата Δg съемки.

Методика вычисления m заключается в следующем:

1) Вычисляется среднее значение Δg из результатов измерения каждого оператора. Их может быть 2, 3, 4 и т. д. Существует 2 понятия средней квадратической ошибки: средняя квадратичная ошибка $\mathcal{E}$ единичного измерения и средняя квадратичная ошибка m среднего результата измерения. $\mathcal{E}$ характеризует точность единичного измерения Δg_i каждого оператора. m характеризует точность среднего значения Δg_{icp} из n наблюдений операторов. Естественно, что Δg_{icp} точнее Δg_i . Если измерений было произведено q , то существует следующая зависимость

$$m = \frac{\mathcal{E}}{\sqrt{q}}. \quad (6.1)$$

2) Вычисляется Δg_{icp} из p наблюдений по формуле

$$\Delta g_{icp} = \frac{\sum \Delta g_i}{p_i}. \quad (6.2)$$

3) Вычисляется отклонение δ_i каждого измерения от среднего значения Δg_{icp} по следующей формуле

$$\delta_i = \Delta g_i - \Delta g_{icc} . \quad (6.3)$$

Среднеквадратичная ошибка единичного наблюдения определяется по формуле Эйлера

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \delta_i^2}{n - k}} , \quad (6.4)$$

где k – количество точек, в которых было не менее двух измерений, n – количество всех измерений на этих точках.

Величина q может быть дробной.

6.2. Уравнивание опорных сетей

Когда гравиметрические измерения проводят по замкнутому полигону, то сумма истинных приращений силы тяжести от точки к точке по всему полигону должна равняться нулю. Однако практически все измерения содержат какую-нибудь ошибку, в результате сумма измеренных приращений равна не нулю, а некоторой величине u , называемой невязкой полигона. Под уравниванием понимается вычисление наивероятнейших поправок, после введения которых сумма измеренных приращений силы тяжести будет равна нулю. Существуют различные способы уравнивания опорных сетей: **способ полигонов или коррелят и способ узловых точек**.

Рассмотрим гравиметрическую сеть, состоящую из ряда полигонов I, II, III, IV, V. Участки полигонов между точками встреч с другими полигонами будем называть звеньями полигона. Звеньями полигонов являются участки AB , BC , CD , DB и т. д. Фактическая длина звена, т. е. расстояние от A до B и т. д., в гравиметрии не

играет роли. За длину звена l , обычно, принимается число разностей силы тяжести, определенных на нем. Обозначим невязку каждого полигона через v с соответствующими индексами, а через k соответствующими индексами поправку, приходящуюся на единицу условной длины полигона, для изолированного полигона такой единицей является одна разность.

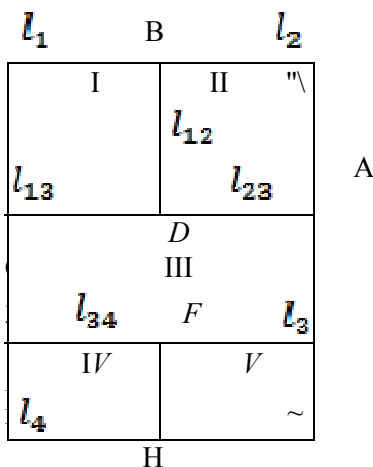


Рис. 6.1. Пояснение к уравниванию сетей методом коррелат

Для изолированного полигона, не имеющего смежных полигонов, суммарная поправка будет

$$k_1(l_1 + l_{12} + l_{13}).$$

При наличии смежных полигонов в звеньях, примыкающих к полигону, возникает условие, что невязка в этом звене при обходе по полигону равна невязке в этом же звене при обходе по смежному полигону, имеющему с данным общее звено. Значит, разбрасывая невязку, мы должны в смежные звенья внести такую поправку, чтобы она была подходящей для обоих смежных полигонов. В нашем примере для полигона I эта поправка в смежное звено l_{12} будет $k_1 l_{12}$, а для полигона II $-k_2 l_{12}$.

Невязка для полигона I

$$k_1(l_1+l_{12}+l_{13}) - k_2l_{12} - k_3l_{13} + v_1 = 0; \quad (6.5)$$

невязка для полигона II

$$k_2(l_{12}+l_2+l_{23}) - k_1l_{12} - k_3l_{23} + v_2 = 0.$$

По такому же правилу составим невязку для полигона III

$$k_3(l_{13}+l_{23}+l_3 + l_{34} + l_{35}) - k_1l_{13} - k_2l_{23} - k_4l_{34} - k_5l_{35} + v_3 = 0$$

и так далее для других полигонов.

Число таких уравнений равно числу полигонов. Для каждого полигона определяется одно значение поправки k_i . Поправки k_i характеризующие общую поправку на единицу длины полигона, называют **коррелатами**.

Из уравнений (XI.21) видим, какие поправки получаются для пунктов различных звеньев полигона. Для этого достаточно в уравнениях объединить члены по l . Тогда коэффициентами при них будут поправки в звено:

$$\begin{aligned} k_1l_1 + (k_1 - k_2) l_{12} + (k_1 - k_3) l_{13} &= v_1, \\ (k_2 - k_1) l_{12} + k_2l_2 + (k_2 - k_3) l_{23} &= v_2 \quad (k_3 - k_1) l_{13} + (k_3 - k_2) l_{23} + \\ k_3l_3 + (k_3 - k_4) l_{34} + (k_3 - k_5) l_{35} &= v_3. \end{aligned} \quad (6.6)$$

Для пунктов звена 1 полигонов I, поправка будет k_1

Для пунктов звена 2 полигона II k_2

Для звена 1 2 полигонов I, II $k_1 - k_2$

Для пунктов звена 1 3 полигона I, II, III $k_1 - k_3$

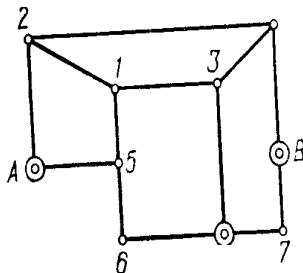


Рис. 6.2. Уравнение гравиметрических сетей методом узлов

При наличии в сети твердых точек, например опорных пунктов высших классов, удобнее производить уравнивание методом узлов.

Рассмотрим сеть, состоящую из ряда точек, в которых пересекаются гравиметрические рейсы (рис. 6.2). Такие точки назовем узлами.

Среди узлов есть опорные пункты высших классов с твердым, не подлежащим изменению в результате уравнивания значением силы тяжести. Такие пункты обозначены буквами *A, B, C*. Остальные узлы будем обозначать цифрами. Между узлами располагается ряд точек, между которыми определены разности силы тяжести. Этот ряд разностей будем называть звеном. При уравнивании определяется поправка в звено. Эта поправка разбрасывается между пунктами узлами.

6.3. Густота сети гравиметрических наблюдений

Выбор оптимальной густоты сети – это один из наиболее важных и сложных вопросов методики гравиметрических работ. Густота сети должна быть достаточной для того, чтобы обеспечить выявление наименьших по площади и интенсивности аномалий силы тяжести, представляющих интерес для решения конкретной геологоразведочной задачи. При площадных съемках аномалия считается достоверной, если она отмечается не менее чем тремя точками из разных рейсов и имеет амплитуду, превышающую утроенную среднюю квадратическую ошибку аномальных значений силы тяжести. Когда гравиразведка при-

меняется в поисково-разведочных целях, то расстояние между пунктами наблюдения вдоль профилей, расположенных вкрест простирания изучаемых геологических структур, устанавливается в 2–3 раза меньше глубины залегания этих структур. На профилях, используемых для количественных расчетов, густота сети должна быть такой, чтобы приращение силы тяжести между двумя соседними точками не превышало утроенной средней квадратической погрешности аномалий.

Таким образом, если при расчете густоты сети и точности съемки исходят из геологических параметров искомого объектов, то необходимо приблизительно оценить интенсивность и размеры аномалий. Для этого искомым геологический объект представляют в виде некоторой геометрической фигуры, для которого по формулам рассчитывают теоретический гравитационный эффект. Например, аппроксимируем тело шаром. Тогда, используя формулы для шара и выделив из нее X , можно определить густоту сети.

Густоту сети можно определить и через точность гравиметрической съемки.

При расчете густоты сети и предполагаемой точности определения аномалий силы тяжести гравиметровых съемок исходят из размеров и предполагаемой амплитуды аномалий, соответствующих исследуемым геологическим структурам. В соответствии с принятым видом гравиметрической съемки (региональная, рекогносцировочная, детальная) устанавливают масштаб результативной карты изоаномал на этой карте. Однако это не дает определенного критерия для решения вопроса о густоте размещения пунктов. В последнее время в качестве такого критерия, который используется естественно, с учетом геологических факторов, приняты следующие характеристики:

- 1) точность получения аномалий с данной карты,
- 2) степень аномальности гравитационного поля, которую можно оценить заранее, хотя бы по региональной съемке.

Понятия ошибок представительства и интерполяции позволяют по-новому разрешить вопросы о рациональном размещении пунктов измерений в зависимости от масштаба съемки и степени аномальности поля.

Ошибкой интерполяции $\bar{\epsilon}$ называется **средняя квадратическая ошибка**, с которой получается интерполированное значение аномалии для любой точки карты. Ошибку интерполяции называют чистой $\bar{\epsilon}$, когда она освобождена от ошибки определения аномалии силы тяжести. Чистую ошибку интерполяции получим, если возьмем разность квадратов ошибок определения аномалий данной съемки и ошибки интерполяции. Получить ошибку интерполяции можно из сопоставления действительно определенных и интерполированных по карте аномалий для одних и тех же точек. Это делается следующим образом.

По имеющейся гравиметрической карте с нанесенными точками строят новую карту уже с разреженной сетью точек (разрежение выполняется равномерно по всей площади). После этого для отброшенных точек интерполируют значение аномалий и по разности между интерполированными и определенными значениями (сопоставление двух карт) вычисляют среднее квадратическое отклонение интерполированных значений от определенных. Разрезать съемку для вывода ошибки интерполяции можно в 2, 3, 4 раза и более. При этом будет возрастать и ошибка интерполяции. Изменение ошибки интерполяции с разрежением густоты сети пунктов подчиняется аналогично ошибке представительства закону:

$$\bar{\epsilon} = \pm k (\sqrt{x} + \sqrt{y}), \quad (6.7)$$

где $\bar{\epsilon}$ – полная ошибка интерполяции; x, y – составляющие среднего расстояния между пунктами по осям координат; k – коэффициент пропорциональности. При $y = x$ $\bar{\epsilon} = \pm 2k\sqrt{x}$.

В качестве примера в табл. 6.1 приведены ошибки интерполяции, вычисленные при различных разрежениях для детальных гравиметровых съемок.

Как видно из табл. 6.1, ошибка интерполяции хорошо удовлетворяет формуле (6.7) при $k = 0,32 \pm 0,02$.

Таблица 6.1

Ошибки интерполяции

Район съемки	Разре- шение	Число пунктов	Среднее расстояние между пунктами х, км	$2\sqrt{\frac{f}{n}}$	Ошибка интерпо- ляции ϵ , мгл	Кoeffи- циент, k
Пенза- Рязань	1:2	945	3,0	3,4	$\pm 1,08$	0,32
	1:4	1324	4,2	4,1	$\pm 1,28$	0,31
	1:8	1645	6,0	4,9	$\pm 1,63$	0,33
	1:16	1756	8,5	5,9	$\pm 2,01$	0,34
Туймаза	1:2	997	4,4	4,2	$\pm 1,35$	0,32
	1:4	1509	6,8	5,3	$\pm 1,72$	0,32
	1:8	1787	9,0	6,0	$\pm 2,00$	0,33

Основная литература 1 осн. [265–310], 2 осн. [221–272].

Дополнительная литература 1 доп. [433–435]

Контрольные вопросы:

1. Геологические задачи, которые решает гравиразведка.
2. Виды гравиметрической съемки.
3. Методики наблюдений при гравиметрической съёмке.
4. Опорная и рядовая сети, принципы построения.
5. Расчет густоты сети гравиметрической съемки.
6. Эталонирование.
7. Уравнивание опорных сетей.

7. АССИМПТОТИЧЕСКАЯ ФОРМУЛА ПОТЕНЦИАЛА СИЛЫ ТЯЖЕСТИ (РАЗЛОЖЕНИЕ ПОТЕНЦИАЛА СИЛЫ ТЯЖЕСТИ В РЯД МАКЛОРЕНА)

Мы знаем, что сила тяжести это есть равнодействующая 2 сил – силы притяжения и центробежной силы. Также мы знаем, что в гравиметрии пользуются понятием потенциала силы тяжести, который в свою очередь определяется суммой потенциалов силы притяжения и центробежной силы:

$$W = V + C, \quad (7.1)$$

где W – потенциал силы тяжести, V – потенциал силы притяжения, C – потенциал центробежной силы.

Потенциал силы тяжести определяется формулой:

$$W = G \int \frac{dm}{r} + \frac{1}{2} \omega^2 (x^2 + y^2),$$

где первое слагаемое – это формула для определения потенциала силы притяжения, второе слагаемое определяет потенциал центробежной силы. Однако на практике тяжело определить потенциал силы притяжения с помощью полученной формулы, так как нам неизвестно распределение масс внутри Земли, а также фигура Земли. Ввиду незначительного отклонения формы Земли от шарообразной эту трудность можно обойти, если разложить по-

дынтегральную функцию $\frac{1}{r}$ в ряд Маклорена по степеням $\frac{r_1}{r_2}$, где

r_1, r_2 соответственно расстояния до элемента Земли (точка M) и до притягиваемой точки P до начала координат [2,3].

$$r^2 = r_1^2 + r_2^2 - 2r_1r_2 \cos \psi. \quad (7.2)$$

$$r^2 = (\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2,$$

отсюда

$$\cos\psi = \frac{\xi \cdot x + \eta \cdot y + \zeta \cdot z}{r \cdot r_{21}}. \quad (7.3)$$

Подынтегральная функция $\frac{1}{r}$ будет выглядеть:

$$\frac{1}{r} = \frac{1}{r_2} \cdot \left[1 + \frac{r_1^2}{r_2^2} - 2r_1 r_2 \cos\psi \right]^{-\frac{1}{2}}$$

Раскладывая ее в ряд Маклорена по степеням $\frac{r_1}{r_2}$, и ограничиваясь 3 ми членами разложения, получим:

$$V = G \int_V \frac{dm}{r} = G \int_M \frac{1}{r} \left[1 + \left(\frac{r_1}{r_2} \right) \cos\psi - \frac{1}{2} \left(\frac{r_1}{r_2} \right)^2 (1 - 3\cos^2\psi) \right] dm. \quad (7.4)$$

Каждое слагаемое в формуле (8.4) обозначим соответственно V_0 , V_1 , V_2 и т. д. Тогда получим

$$V = V_0 + V_1 + V_2 + \dots$$

Определим формулы для вычисления каждого слагаемого в отдельности:

$$V_0 = G \int_M \frac{dm}{r}. \text{ Запишем формулу в следующем виде}$$

$$V_0 = G \frac{1}{r} \int_M dm = GM \frac{1}{r} = V_0, \quad (7.5)$$

где M – масса Земли, т. е. получается, что данная формула применима для шара или материальной точки.

$$V_1 = G \frac{1}{r_2} \int_M \frac{r_1}{r_2} \cos \psi dm = G \frac{1}{r_2} \int \frac{r_1 (\xi \cdot x + \eta \cdot y + \zeta \cdot z)}{r_2 \cdot r_1 \cdot r_2} dm =$$

$$G \frac{1}{r_2^3} \left[x \int_{M/\xi_0} \xi \cdot dm + y \int_{M/\eta_0} \eta \cdot dm + z \int_{M/\zeta_0} \zeta \cdot dm \right]$$

$$dm = d\xi \cdot d\eta \cdot d\zeta ,$$

так как ξ_0, η_0, ζ_0 – координаты центра тяжести. Если центр тяжести находится в центре шара, то они все равны 0, тогда $V_1 = 0$.

$$V_2 = -G \frac{1}{r_2} \cdot \frac{1}{2} \int_M \frac{r_1^2}{r_2^2} (1 - 3 \cos^2 \psi) dm = -G \frac{1}{2r_2^3} \int_M r_1^2 \left[1 - 3 \frac{(\xi \cdot x + \eta \cdot y + \zeta \cdot z)^2}{r_1^2 r_2^2} \right] dm =$$

$$= G \frac{1}{2r_2^3} \int_M r_1^2 \left[1 - 3 \frac{\xi^2 x^2 + (\eta \cdot y + \zeta \cdot z)^2 + 2\xi x (\eta \cdot y + \zeta \cdot z)}{r_1^2 r_2^2} \right] dm$$

Заменим $r_2^2 = x^2 + y^2 + z^2$, тогда

$$V_2 = -G \frac{1}{r_2^3} \int_M (r_1^2 r_2^2 - 3\xi^2 x^2 - 3\eta^2 y^2 - 3\zeta^2 z^2 - 6xy\xi\eta - 6yz\eta\zeta - 6xz\xi\zeta) dm =$$

$$= -G \frac{1}{2r_2^3} \left[x^2 \int_M (r_1^2 - 3\xi^2) dm + y^2 \int_M (r_1^2 - 3\eta^2) dm + z^2 \int_M (r_1^2 - 3\zeta^2) dm - 6xy \int_M \xi\eta dm - 6yz \int_M \eta\zeta dm - 6xz \int_M \xi\zeta dm \right]$$

$$= V_2$$

три последних интеграла представляют собой центробежные моменты эллипсоидов. Если поместить начало координат в центр вращающегося тела, то интегралы обратятся в 0, т.к. противоположные по знаку координаты симметричны относительно начала координат и оси координат направлены по главным осям эллипсоида вращения. Так как $r_1^2 = \xi^2 + \eta^2 + \zeta^2$, то

$$\int_M (r_1^2 - 3\xi^2) dm = \int_M (\eta^2 + \zeta^2 - 2\xi^2) dm = \int_M (2(\eta^2 + \zeta^2) - (2\xi^2 + \eta^2 + \zeta^2)) dm ,$$

$$\int_M (r_1^2 - 3\eta^2) dm = \int_M [2(\xi^2 + \zeta^2) - (\xi^2 + 2\eta^2 + \zeta^2)] dm,$$

$$\int_M (r_1^2 - 3\zeta^2) dm = \int_M [2(\xi^2 + \eta^2) - (\xi^2 + \eta^2 + 2\zeta^2)] dm.$$

Введем следующие обозначения: $\int_M (\eta^2 + \zeta^2) dm = A$ – момент инерции вращающегося тела относительно оси X.

$\int_M (\xi^2 + \zeta^2) dm = B$ – момент инерции вращающегося тела относительно оси Y.

$\int_M (\xi^2 + \eta^2) dm = C$ – момент инерции вращающегося тела относительно оси Z.

Подставляя эти выражения в соотношение V_2 , получим

$$V_2 = -G \frac{1}{2r_2^5} [x^2(2A - B - C) + y^2(A - 2B - C) + z^2(A - B - 2C)] \quad (7.6)$$

или, если $A=B$:

$$V_2 = -G \frac{1}{2r_2^5} [(x^2 + y^2)(A - C) + 2z^2(C - A)]. \quad (7.7)$$

Перейдем к сферическим координатам

$x = r_2 \cos \gamma \cos \lambda$, где γ – геоцентрическая широта,

$x = r_2 \cos \gamma \sin \lambda$, λ – геоцентрическая долгота

$x = r_2 \sin \gamma$

В результате получаем

$$V_2 = -G \frac{C - A}{2r_2^5} [1 - 3 \sin^2 \gamma]. \quad (7.8)$$

Таким образом, можно записать выражение, которое называется асимптотической формулой потенциала силы тяжести:

$$W = V_0 + V_1 + V_2 + \dots + \\ + C = \frac{GM}{r_2} + \frac{C - A}{2r_2^5} (1 - 3 \sin^2 \gamma) + \dots + \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos^2 \gamma \quad (7.9)$$

Основная литература 1 осн. [312–319], 2 осн. [299–302].

Дополнительная литература 1 доп. [438–443].

Контрольные вопросы:

1. Почему формулу потенциала силы тяжести необходимо раскладывать в ряд Маклорена?

2. При разложении потенциала силы тяжести в ряд Маклорена от какого расстояния можно избавиться?

3. Почему на практике вычисления потенциала притяжения не используется закон Всемирного тяготения Ньютона?

8. ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОРИСТОСТИ, ПЛОТНОСТИ И ВЛАЖНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

Гравитационные аномалии существуют только в том случае, если плотности горных пород, составляющих данный район, различны и границы пород с различной плотностью не являются горизонтальными. Чем больше разница в плотностях, тем успешнее гравиразведка может решать поставленную геологическую задачу. Разность плотности вмещающих пород и плотности геологического тела называется избыточной плотностью. Сведения о плотности горных пород исследуемого района необходимы для правильного обоснования и проведения гравиразведочных работ, так как они позволяют оценить порядок ожидаемых аномалий, выбрать рациональную сеть наблюдений и т. д. Особо важно знать плотность пород при геологическом истолковании полученных гравитационных аномалий. Плотностью σ любого однородного вещества называется отношение массы m вещества к ее объёму V

$$\sigma = \frac{m}{V}. \quad (8.1)$$

Горные породы в общем случае являются телами неоднородными и состоят из вещества в трех фазах: твёрдой, жидкой и газообразной. Плотностью горной породы называется отношение массы вещества всех фаз, которые свойственны породе в условиях естественного залегания, к объёму, занимаемому веществом этих фаз

$$\sigma = \frac{m_1 + m_2 + m_3}{V_1 + V_2 + V_3} = \frac{m}{V}, \quad (8.2)$$

где m_1, m_2, m_3 и V_1, V_2, V_3 – соответственно массы и объёмы вещества твердой, жидкой и газообразной фаз; m и V – суммарные массы и объем всех фаз горной породы.

Отношение массы вещества твердой фазы m_1 к объёму вещества всех фаз называется объемной плотностью

$$\sigma_V = \frac{m_1}{V}. \quad (8.3)$$

Отношение массы вещества твердой фазы m_1 к её объёму называется минералогической плотностью

$$\sigma_{мин} = \frac{m_1}{V_1}. \quad (8.4)$$

Объёмное содержание вещества в породе, находящегося в жидкой и газообразной фазах, характеризуется пористостью горной породы. Коэффициентом пористости (пористостью) горной породы называется отношение объёма пор ко всему объёму породы

$$k_n = \frac{V_2 + V_3}{V_1 + V_2 + V_3} = \frac{V_2 + V_3}{V}. \quad (8.5)$$

Обычно пористость выражают в процентах или долях единицы.

Если известна минералогическая плотность и пористость, то можно определить объемную плотность породы

$$\sigma_V = \frac{m_1}{V} = \frac{m_1}{V_1} \left(1 - \frac{V_2 + V_3}{V_1 + V_2 + V_3} \right). \quad (8.6)$$

Учитывая уравнения (9.5), (9.6), получим

$$\sigma_V = \sigma_{мин} (1 - k_n). \quad (8.7)$$

Влажность породы характеризуется объёмом или массой воды, заключенной в порах породы. Отношение массы (веса) воды в породе к массе (весу) вещества твердой фазы называется массовым (весовым) коэффициентом влажности

$$w_m = \frac{m_2}{m_1}. \quad (8.8)$$

Объёмным коэффициентом влажности называется отношение объёма воды к объёму вещества твёрдой фазы

$$w_v = \frac{V_2}{V_1}. \quad (8.9)$$

Плотность горных пород зависит от их химико-минералогического состава, пористости и влажности, что определяется условиями, как первичного образования горных пород, так и последующего их существования. Поэтому плотность можно рассматривать как объективный показатель истории геологических процессов, которым подвергались горные породы.

Достоверные сведения о плотности можно получить только на основе большого числа определений. Образцы для определения плотности отбирают из обнажений, горных выработок или буровых скважин. Измерять плотность образцов можно различными способами. Например, гидростатическое взвешивание, на принципе работы которого основан прибор для измерения плотности – денситометр.

Достоверные сведения о плотности горных пород можно получить только на основе большого числа определений. Образцы для определений отбирают из обнажений, горных выработок или буровых скважин. Образцы должны быть свежими, без следов выветривания. Керна буровых скважин характеризует породы в их естественном залегании и позволяет судить об изменении плотности с глубиной.

Измерять плотности пород можно различными способами. Наиболее распространенными являются гидростатическое взвешивание, гамма-метод.

При измерении силы тяжести в скважинах получают плотностной разрез пород, пройденных скважиной. Если принять, что породы, заключенные между двумя пунктами измерений вдоль вертикальной скважины, залегают в виде плоского однородного слоя, то, пренебрегая аномальным вертикальным градиентом силы тяжести, разность измеренных значений силы тяжести в этих пунктах можно выразить, как

$$g_1 - g_2 = 0,3086(h_1 - h_2) - 4\pi G\sigma(h_1 - h_2) + (\delta g_1 - \delta g_2),$$

где $(h_1 - h_2)$ – разность высот пунктов наблюдений; $4\pi G\sigma(h_1 - h_2)$ – удвоенное притяжений плоского слоя с плотностью σ ; $(\delta g_1 - \delta g_2)$ – разность поправок за влияние рельефа в точках наблюдения. Из этой формулы можно получить плотность

$$\begin{aligned}\sigma &= \frac{0,3086(h_1 - h_2) - (g_1 - g_2) + (\delta g_1 - \delta g_2)}{0,0838(h_1 - h_2)} = \\ &= 3,683 - \frac{(g_1 - g_2) - (\delta g_1 - \delta g_2)}{0,0838(h_1 - h_2)}.\end{aligned}\tag{8.10}$$

Аналогичным образом можно получить плотность пород по наблюдениям в шахтах.

Плотность промежуточного слоя рассчитывается по гравиметрическим наблюдениям на основании зависимости наблюдаемых значений силы тяжести от рельефа дневной поверхности. По профилю, пересекающему возвышенность или впадину, выполняют наблюдения силы тяжести. Построив ряд графиков силы тяжести в редукции Буге при различной плотности σ , выбирают график, который слабее других коррелируется с рельефом. Его плотность и будет соответствовать плотности промежуточного слоя (рис. 8.1).

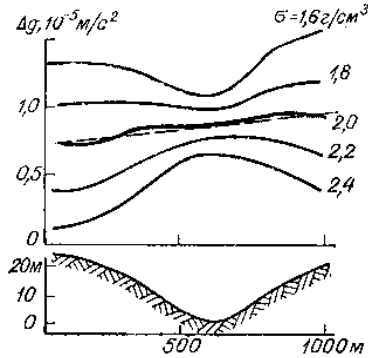


Рис. 8.1. Определение плотности промежуточного слоя способом Неттльтона

К. В. Гладкий предложил аналитический способ определения плотности промежуточного слоя по гравиметрическим наблюдениям, который сводится к решению системы линейных уравнений методом наименьших квадратов. Систему уравнений составляют путем аппроксимации аномалии силы тяжести в редукции Буге полиномами различных порядков. Пусть по профилю наблюдения аномалия силы тяжести в редукции Буге представляется степенным многочленом

$$\Delta g_{Bi} = \sum_{m=0}^n a_m x_i^m, \quad (8.11)$$

где x — расстояние между пунктами по профилю.

Для каждой точки наблюдения можно записать

$$\begin{aligned} \Delta g_{Bi} &= g(x_i) - \gamma_0(x_i) + 0,3086h(x_i) - \\ &\quad - 0,0419\sigma h(x_i) + \sigma\delta g_p(x_i) = \\ &= \Delta g_{св.в.}(x_i) - 0,0419\sigma h(x_i) + \sigma\delta g_p(x_i), \end{aligned} \quad (8.12)$$

где $g(x_i)$ и γ_0 – соответственно наблюдаемое и нормальное значение силы тяжести; $\delta g_p(x_i)$ – поправка за влияние рельефа при плотности промежуточного слоя $\sigma = 1 \frac{\rho p}{\sigma m^3}$; $\Delta g_{св.в.}$ – аномалия в свободном воздухе.

На основе написанных выражений получаем

$$\sum_{m=0}^n a_m x_i^m = \Delta g_{св.в.}(x_i) - [0,0419 h(x_i) - \delta g_p(x_i)] \sigma. \quad (8.13)$$

Неизвестными в этом уравнении являются величины $a_0, a_1, a_2, \dots, a_n$ и σ . Число таких уравнений может быть равно числу неизвестных или превышать его (по числу точек на профиле). Подобная система уравнений позволяет получить различные вычислительные формулы.

Основная литература 1 осн. [312–319], 2 осн. [299–302].

Дополнительная литература 1 доп. [438–443].

Контрольные вопросы:

1. Что такое плотность?
2. Что такое минералогическая и объемная плотности?
3. Свяжите объемную и минералогическую плотности с коэффициентом пористости.
4. Как изменяется плотность горных пород с изменением влажности и пористости пород?
5. Способы определения плотности на основе гравиметрических данных.
6. Приведите примеры значений плотностей у магматических, метаморфических и осадочных пород.

9. ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ СЪЕМОК

9.1. Качественная и количественная интерпретация данных гравиразведки

В результате гравиразведки получают карты и графики аномалий Буге Δg_B , на которых выделяются латеральные плотностные неоднородности горных пород, залегающих на разных глубинах. Положительным аномалиям соответствуют более плотные, а отрицательным – менее плотные породы, но всегда они представляют собой суперпозицию гравитационных полей, обусловленных аномалосоздающими объектами разных по глубине структурных этажей.

Интерпретация данных гравиразведки бывает качественной и количественной и сопровождается геологическим истолкованием результатов. При качественной интерпретации выделение аномалий ведется визуально или статистическими приемами. При количественной, расчетной интерпретации определяются местоположение эпицентров (проекции на земную поверхность) аномалосоздающих объектов, глубины залегания их центров, формы, размеры, избыточные плотности.

Качественная интерпретация

Первым этапом интерпретации результатов гравиразведки (а в некоторых сложных условиях и при отсутствии сведений о плотности разреза – единственным) является качественная интерпретация. При качественной интерпретации дается визуальное описание характера аномалий силы тяжести по картам и профилям, т. е. отклонений от средних (фоновых) значений Δg_B .

При этом отмечается форма аномалий, их простирание, примерные размеры, амплитуда. Устанавливается связь гравитационных аномалий с геологическим строением, выделяются региональные аномалии, связанные со строением земной коры, и локальные аномалии, часто представляющие большой разведочный интерес.

Выделение региональных аномалий (плавных изменений аномалий на значительных расстояниях), из тех за которыми

велось наблюдение, называется снятием регионального фона. Оно производится, как правило, графическим путем. В качестве примера на рис. 9.1. показан региональный фон и локальная аномалия.

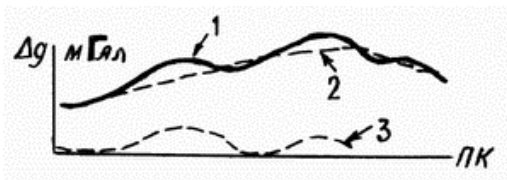


Рис. 9.1. Наблюденная (1), региональная (2) и локальная (3) аномалии силы тяжести

Региональные аномалии связаны с глубинными аномалиями плотности, с крупными структурами земной коры, поверхностью кристаллического фундамента и неоднородностями его петрографического состава.

Локальные, или остаточные аномалии, получающиеся при вычитании из наблюдаемых аномалий региональных, приурочены к антиклинальным, синклинальным и дизъюнктивным структурам в осадочном чехле и фундаменте, залежам полезных ископаемых.

С помощью трансформаций наблюдаемых полей (сглаживание, усреднение, аналитические продолжения в нижнее и верхнее полупространства, фильтрации, расчет высших производных потенциала и др.), проводимых по специальным формулам с помощью ЭВМ, удается "обострить", сделать визуально более четко видимыми аномалии разных геоструктурных этажей. Так, при пересчете суммарных аномалий в верхнее полупространство уменьшаются амплитуды локальных аномалий, а региональные – становятся более отчетливо видимы. Наоборот, пересчет в нижнее полупространство приводит к подчеркиванию локальных аномалий.

По картам аномалий Буге, наблюдаемым, региональным или локальным, можно сделать качественные заключения об аномалосоздающих геологических объектах. Например, центры аномалий располагаются над центрами аномальных по плотно-

сти масс, а направление и форма изоаномал примерно соответствуют их простиранию и форме.

Ширина аномалий в 2–6 раз больше глубины залегания верхних кромок аномалосоздающих геобъектов, а интенсивность пропорциональна избыточной массе и глубине залегания. Зоны повышенных градиентов соответствуют контактам пород разной литологии, сбросам.

Для геологического истолкования аномалий, выявленных при качественной интерпретации, необходимо использовать всю возможную геолого-структурную и петрографо-литологическую информацию.

9.2. Количественная интерпретация

1. Общие положения. Определение глубины, формы, размеров и точного местоположения геологических тел, создающих наблюдаемые аномалии, составляет основную цель количественной (расчетной) интерпретации, основанной на методах решения обратной задачи гравиразведки.

Решение обратной задачи неоднозначно, так как одинаковые аномалии силы тяжести могут быть созданы геологическими объектами разной формы, размеров и плотности, поэтому необходимо иметь сведения о плотностном разрезе района и общем геологическом строении (например, вероятной форме разведываемых объектов).

Методы решения обратной задачи гравиразведки принято подразделять на прямые, в которых элементы залегания гравитирующих масс определяются непосредственно по картам и графикам Δg_B (или вторых производных потенциала), и косвенные, когда наблюдаемые аномалии сравниваются с набором теоретически рассчитанных аномалий над определенными объектами, и методом последовательных приближений добиваются наилучшего совпадения полей. Это позволяет перенести геометрические и физические параметры моделей на реальные геологические среды.

Прямые методы решения обратной задачи используются для интерпретации простых, изолированных аномалий Δg_B ,

которые можно аппроксимировать как аномалии, созданные телами простой геометрической формы. К ним относят аналитические методы, и в частности самый простой из них – метод характерных точек.

Косвенные методы, применяемые для обработки как простых, так и сложных аномалий, включают методы, основанные на применении ЭВМ, а также палеточные, графические и др.

Рассмотрим приемы интерпретации карт и графиков аномалий силы тяжести в редукции Буге. Интерпретация материалов съемки вторых производных потенциала позволяет лишь уточнить интерпретацию локальных аномалий, поэтому в работе не рассматривается.

2. Прямые методы характерных точек. Сущность метода характерных точек для количественной интерпретации отдельных четких аномалий Буге гравиметровых съемок сводится к следующему.

На наблюдаемой или трансформированной карте выделяется отдельная (региональная или локальная) аномалия. Строго через ее центр перпендикулярно простиранию изолиний строится график Δg_B . Иногда вкрест полученных аномалий проводятся более точные и детальные полевые работы для получения интерпретационных графиков.

Если на карте имеются изометрические аномалии (длина и ширина отличаются не более чем в 2–3 раза), то, исходя из общего геологического строения района, их аппроксимируют шаром или вертикальным столбом.

Шарообразными геологическими объектами можно считать те, которые имеют форму, близкую к изометричной, например брахиантиклинальные или брахисинклинальные складки, куполовидные структуры, массивные изометрические рудные залежи и т. п.

За вертикальный столб можно принять столбообразно вытянутые объекты с мало отличающимися длиной и шириной, и глубоко залегающей нижней кромкой (нижняя кромка располагается на глубинах в 5–10 раз больших, чем верхняя). Примером таких геологических структур могут быть диапировые складки,

соляные купола, кимберлитовые трубки, штокообразные рудные или кварцевые залежи и т. п.

Если на карте Δg наблюдаются вытянутые аномалии (длина более чем в 3–6 раз превышает ширину), то создающие их геологические объекты могут быть аппроксимированы бесконечно длинным цилиндром или пластом. Это могут быть вытянутые, горизонтально (или полого) расположенные геологические объекты, поперечное сечение которых мало меняется (антиклинальные и синклиналильные складки, линзообразные залежи полезных ископаемых, пласты и т. п.).

При наличии на карте зон резких градиентов силы тяжести, т. е. участков, где изолинии почти параллельны, а интенсивность поля монотонно возрастает (или убывает), их можно аппроксимировать уступом (сбросом).

Для перечисленных моделей простой геометрической формы количественная интерпретация методом характерных точек дает следующие результаты. Центр тела, создавшего аномалию, располагается под максимумом $\Delta g_{\max}$, за исключением уступа, который располагается там, где аномалия равна половине максимума. Абсцисса максимума (или $0,5 \Delta g_{\max}$ для уступа) принимается за начало координат, а слева и справа от нее находятся абсциссы $x_{1/2}$ точек, для которых Δg равно $0,5 \Delta g_{\max}$ (для уступа $0,25 \Delta g_{\max}$). Зная величины $x_{1/2}$ можно определить глубину залегания или центра возмущающего тела (для шара, цилиндра), или верхней кромки (для столба), или середины высоты уступа (для сброса) с помощью таблицы 9.1.

Таблица 9.1

Аппроксимируемый объект	шар	цилиндр	столб	уступ
Глубина залегания	$1,3 x_{1/2}$	$x_{1/2}$	$1,7 x_{1/2}$	$x_{1/2}$

Определив $\mathbb{H}$, можно найти избыточную массу $M = V(\sigma - \sigma_0)$. Зная избыточную плотность (например, по данным измерений

плотности образцов пород, взятых из керна скважин или обнажений), а также избыточную массу, можно рассчитать поперечные размеры разведываемых тел.

Большинство отдельных аномалий, наблюдаемых на гравиметрических картах, с той или иной степенью приближения может быть отнесено к рассмотренным выше типичным аномалиям.

Результаты количественной интерпретации с использованием этого метода, будут близки к истинным (с точностью до 10–20 %), если:

1. Имеется площадное распределение аномалий (построены карты Δg);

2. Возмущающие массы близки по форме к телам перечисленной простой геометрической формы;

3. Расстояния между отдельными геологическими неоднородностями превышают их размеры и известна избыточная плотность.

Однако если эти условия не выполняются, то методы характерных точек позволяют оценить глубины и полную аномальную массу лишь приближенно (с погрешностью до 30 % и больше).

3. *Косвенные методы интерпретации сложных аномалий.* Как отмечалось выше, при интерпретации сложных гравитационных аномалий, с которыми приходится иметь дело в практике гравиразведки, используются косвенные методы подбора. В них наблюдаемые аномалии сравниваются с теоретическими кривыми, полученными сначала для простой модели (например, для тел простой геометрической формы), а затем для все более точных моделей. При полном совпадении наблюдаемого графика или даже карты с теоретическими можно получить параметры для количественной интерпретации фактических материалов (координаты центров тяжести, избыточные массы и др.). Эти методы основаны на громоздких аналитических расчетах с использованием ЭВМ.

К косвенным методам подбора относятся также графические способы решения обратной задачи с помощью различных палеток. Наиболее простым способом является применение па-

летки Гамбурцева для интерпретации двумерных вытянутых аномалий Δg .

Существуют различные ускоренные оценочные приемы интерпретации сложных аномалий. Так, оценка мощности и формы подошвы двухслойного разреза с плотностями в верхнем и нижнем слоях σ_v и σ_n проводится по формуле для уступа (см. 1.14).

Наибольшая глубина залегания верхней кромки возмущающих масс может быть получена по формуле:

$$h \leq \frac{a \Delta g_{\max}}{|\Delta g'_{\max}|},$$

где a – коэффициент, меняющийся от 0,7 для вытянутых до 0,9 для изометрических тел; $\Delta g_{\max}$ и $\Delta g'_{\max}$ – максимальная аномалия силы тяжести и максимальный горизонтальный градиент ($\Delta g'_{\max} = \Delta g_{\max} / \Delta x$), снятые по графику Δg , проходящему вкрест простирания структур.

Избыточная масса M может быть определена по формуле $M \approx 24 \sum \Delta g \Delta S$, где Δg – аномалия силы тяжести (в мГал) на некоторой площади ΔS (в м²). Суммирование проводится по всей площади S , на которой выявлено аномальное гравитационное поле.

9.3. Геологическое истолкование гравитационных аномалий

С качественной и количественной интерпретацией неразрывно связано геологическое истолкование гравитационных аномалий. Оно должно проводиться геологами и геофизиками совместно на основе учета всех геологических, и в частности, петроплотностных, свойств пород района. При этом необходимо учитывать следующее.

1. Эффективность гравиразведки повышается тем больше, чем сильнее геологический разрез отличается от горизонтально слоистого.

2. Строго решить прямую задачу, а значит, и дать способы интерпретации можно лишь для возмущающих масс в виде простых геометрических моделей (шар, цилиндр, уступ и т. д.), а

в более сложных случаях задача не имеет аналитического выражения и решается численно с помощью ЭВМ.

3. Аппроксимация (замена) реальных геологических объектов рассмотренными выше геометрическими моделями в ряде случаев условна, так как геологические объекты такой идеальной формы встречаются редко. Однако даже оценка глубин играет геологически значимую роль.

4. Для интерпретации и геологического истолкования гравитационных аномалий требуется детальное изучение плотностей пород, закономерностей их изменения как по простиранию, так и с глубиной. Избыточная плотность аномалосоздающих объектов должна быть тем больше, чем глубже они залегают.

5. Если неизвестны плотность и форма тел, то математическое решение обратной задачи гравиразведки неоднозначно и количественная интерпретация дает несколько ответов.

6. В силу принципа суперпозиции, т. е. наложения полей, эффекты, обусловленные различными геологическими факторами, суммируются. Суммарные аномалии силы тяжести определяются глубинным строением земной коры и ее разной мощностью, рельефом поверхности кристаллического фундамента и его петрографическим составом, неоднородностью строения толщи осадочных пород и наличием в ней тех или иных структур, полезных ископаемых. Связь между аномалиями и перечисленными геологическими факторами может быть то большей, то меньшей.

7. Основным приемом геологического истолкования данных гравиразведки является сопоставление гравиметрических карт и графиков, отражающих глубинное строение, с геологическими картами. Между гравиметрическими и известными геологическими аномалиями может наблюдаться корреляционная связь, что свидетельствует чаще всего о тождественности этих геологических образований и выявленного источника гравитирующего поля. Если такой связи нет, то поле обусловлено более глубокими и неизвестными геологическими образованиями.

В зависимости от степени выполнения отмеченных особенностей меняется точность интерпретации. Для повышения надежности интерпретации гравиразведку следует применять в комплексе с другими геофизическими методами, бурением, геологическими изысканиями.

Основная литература 1 осн. [326–332], 2 осн. [302–320].
Дополнительная литература 3 доп. [151–171].

Контрольные вопросы:

1. Что такое геологическая интерпретация гравитационных аномалий?
2. Дайте определение качественной и количественной интерпретации гравитационных аномалий.
3. Решение прямой и обратной задач гравиразведки.
4. Способы решения прямой и обратной задачи гравиразведки.
5. Основы геологического истолкования гравиметрических данных.

10. ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ. ТЕОРИЯ ИЗОСТАЗИИ

10.1. О гипотезах происхождения и развития земной коры

В настоящее время существует много гипотез происхождения и развития земной коры. Самая старая из них гипотеза контрантации. По этой гипотезе на первоначально расплавленной Земле в результате гравитационной дифференциации и охлаждения выделилась земная кора, которая при последующем, произошедшем в результате охлаждения, сжатии Земли образовала разрывы и складки. Эта гипотеза не объясняет образование разных типов коры и не очень объясняет образование складчатости.

В настоящее время широко распространены две гипотезы дифференциации. Первая из них предполагает постепенное возрастание океанов и переход континентальной коры в океаническую, вторая, наоборот, предполагает возрастание континентов. Согласно обеим гипотезам земная кора выделяется из недр Земли путём выплавления и поднятия вверх наиболее легких и легкоплавких веществ. Далее пути рассуждения расходятся. Сторонники идеи возрастания океанов утверждают, что первоначально кора была континентального типа. В последующем начали образовываться океаны путём переработки континентальной коры в кору океанического типа. Возражением этой гипотезы является соображение о том, что в случае первоначального существования только континентов нет места для воды океанов на первоначальной Земле.

В противовес этой гипотезе была выдвинута гипотеза разрастания континентов. Согласно ей, первоначально выделилась океаническая кора. В дальнейшем начали образовываться континенты, постепенно расширяющиеся.

Гипотезы, постулирующие неизменное во времени расположение континентов на земном шаре, встречают ряд трудностей. Поэтому была предложена гипотеза дрейфа континентов, основанная на предположении изменения гравитационной постоянной.

Распределение силы тяжести на Земле зависит от строения Земли, особенно в ее верхней части – земной коре. Поэтому в разное время возникали разные теории о строении земной коры, в частности, теория изостазии. Это теория о равновесном состоянии земной коры. Сначала она возникла для объяснения того факта, что теоретически вычисленные значения силы тяжести не соответствовали практически измеренным значениям, особенно в горных областях, причем вычисленные значения намного превышали измеренные, в результате чего ученые стали предполагать нахождение пустот под избытком масс на поверхности Земли. Существует 2 теории изостазии: Пратта и Эри.

10.2. Гипотеза континентального дрейфа

Согласно этой гипотезе около 100 миллионов лет тому назад не было современных континентов. Существовало лишь два гигантских пра́континента, на севере – Лавразия и на юге – Гондвана. Лавразия включала современные Азию, Европу, Северную Америку и Гренландию; Гондвана – Африку, Южную Америку, Австралию, Индию и Антарктиду. В еще более поздние времена эти два континента, возможно, составляли одно целое. Так, например, в 1925 г. Вегенер высказал предположение, что первоначально существовал один гигантский континент, который называли Пангеа. В дальнейшем, под воздействием внутренних, а может быть и внешних сил (например, вод воздействием расширения Земли), образовался разрыв, в результате которого были образованы Лавразия и Гондвана, а может быть и другие континенты.

Основанием к такому предположению явилось повторение береговых линий континентов. Если сложить их, то они довольно плотно войдут один в другой.

10.3. Теория изостазии Пратта

Строение земной коры по Пратту следующее. Он считал, что различие в высотах в горных областях и равнинах возникло из-за неравномерного сжатия масс земной коры при ее затверде-

вании. Земную кору Пратт представляет в виде блоков различной высоты, которые опираются на некоторую компенсационную поверхность и давление этих блоков на поверхность одинаковое. Для этого необходимо, чтобы при разных высотах блоков их массы были одинаковые, тогда плотности будут разные. По Пратту, чем больше блок выступает над уровнем моря, тем меньше плотность блока. Говоря по-другому: если есть избыток масс над уровнем моря, то под Землей должно быть разуплотнение масс и наоборот. Схематически теория изостазии Пратта выглядит следующим образом:

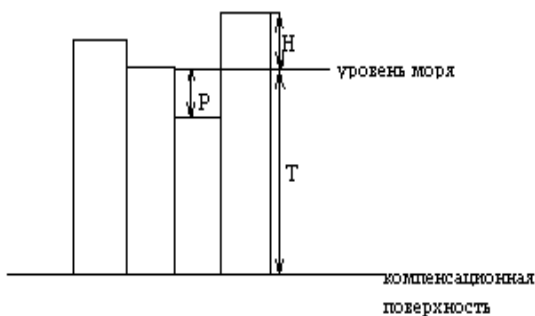


Рис. 10.1. Теория изостазии по Пратту

Здесь изображены несколько упоминавшихся блоков. У одного из блоков высота блока равна уровню моря. Пусть T — глубина поверхности компенсации до уровня моря — 100 км, а средняя плотность этого блока равна средней плотности $\sigma_0 = 2,67$. Высота другого блока над поверхностью моря H . Для того, чтобы определить плотность другого блока σ , принимаем во внимание, что массы блоков равны. Тогда

$$\sigma(T + H) = \sigma_0 T .$$

отсюда

$$\sigma = \sigma_0 \frac{T}{(T + H)} . \quad (10.1)$$

Пользуясь этой формулой можно рассчитать плотность любого блока, выступающего над поверхностью моря. Если блок расположен под уровнем моря, то пользуются несколько другой формулой

$$\text{откуда} \quad 1.03P + (T - P)\sigma = \sigma_0 T, \quad (10.2)$$

$$\sigma = \frac{\sigma_0 T - 1.03P}{T - P}.$$

$$\text{с } (T - p) \quad 1.03p = \text{const},$$

Земную кору Пратт рассматривает как состоящую из отдельных блоков различной плотности. Эта плотность изменяется от блока к блоку так, что веса всех блоков остаются одинаковыми. Тогда давление на некоторую поверхность S , расположенную на глубине T , считая от уровня моря, будет одним для всей Земли. В этом и состоит равновесное состояние земной коры. Поверхность S называется поверхностью компенсации, а глубина T – глубиной компенсации. Плотность отдельных блоков Земли будет тем меньше, чем больше высота этого блока над уровнем моря. Иными словами, если над уровнем моря выступают какие-либо массы, то этот избыток масс компенсируется недостатком масс на глубине, т. е. тем что плотность такого блока меньше, чем плотность блока, у которого нет выступающих масс. Основное условие наличия изостазии по Пратту можно написать в виде следующих равенств:

$$\text{для суши} \quad \sigma (T + H) = \text{const};$$

$$\text{для моря} \quad \sigma (T - p) + 1.03p = \text{const},$$

где σ – плотность коры; T – глубина компенсации; H – высота блока; p – глубина моря; 1.03 – плотность морской воды.

С физической точки зрения подобная схема вызывает возражения. Однако можно рассматривать ее не как действительную схему строения коры, а как некоторую абстракцию, позволяющую удобный вычислительный аппарат. Практически аппарат введения изостатических поправок построен на схеме Пратта.

10.4. Теория изостазии Эри

Эри также рассматривал земную кору как блоки различной толщины, сложенные из легких пород. Эти легкие блоки плавают в более тяжелой и вязкой магме и поэтому находятся в равновесном состоянии. Плотности отдельных блоков по Эри принимаются одинаковыми. Плотность магмы во всех точках земной коры также является одинаковой, но несколько больше, чем плотности блоков. Чем выше блок располагается над уровнем моря, тем больше блок погружен в магму. Строение земной коры по Эри схематически можно показать следующим образом:

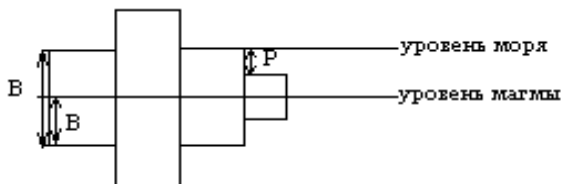


Рис. 10.2. Теория изостазии по Эри

Чем больше высота такого блока над уровнем моря, тем он тяжелее и тем глубже погружен в магму. Поэтому горным областям соответствует мощность коры, низинам и дну океана — малая, что по этой схеме горы как бы имеют корни, уходящие в глубь Земли. Глубина погружения данного блока определяется законом Архимеда. Основное условие наличия изостазии по Эри можно записать в виде уравнения:

Тогда по закону Архимеда глубину погружения блока в магму можно определить следующим образом:

$$B\sigma_0 = B_0\sigma, \quad \text{отсюда } B_0 = B \frac{\sigma_0}{\sigma}. \quad (10.3)$$

Плотность блока $\sigma_0 = 2,67$, плотность магмы $\sigma = 3,27$. Пусть высота блока, совпадающего с уровнем моря — B , а толщина погружения блока в магму — B_0 .

Эта формула применима для суши. В случае с морем глубину погружения блока в магму можно определить так:

$$1,03P + B\sigma_0 = B_0\sigma, \quad \text{отсюда } B_0 = \frac{1,03P + B\sigma_0}{\sigma}. \quad (10.4)$$

Таким образом, разница между теориями Пратта и Эри заключается в том, согласно первой теории компенсирующие массы распределены по всему блоку, а по второй – эти массы расположены от уровня магмы до нижней части каждого блока. Эти гипотезы достаточно сильно похожи друг на друга и обладают рядом недостатков:

- 1) схематичны;
- 2) не учитываются силы, действующие между блоками.

Несмотря на это теорией Пратта пользуются для расчета так называемых изостатических поправок.

Основная литература 1 осн. [489–496], 2 осн. [279–296].

Дополнительная литература 1 доп. [342–354].

Контрольные вопросы:

1. Что такое теория изостазии?
2. Теория изостазии по Пратту, основные уравнения равновесия на суше и на море по Пратту.
3. Теория изостазии по Эри, основные уравнения равновесия на суше и на море по Эри.
4. Причины возникновения теории изостазии.
5. Недостатки теории изостазии.
6. Принципы вычисления изостатических поправок на основе теории изостазии Пратта.

11. МЕТОДЫ РАЗДЕЛЕНИЯ (ТРАНСФОРМАЦИИ) ПОЛЕЙ

В практике количественного геологического истолкования гравитационных аномалий часто используются их разделение и преобразование. Гравитационные аномалии делят на региональные и локальные. Региональные аномалии вызваны массами, расположенными на большой глубине, например, кристаллическим фундаментом. Эти аномалии характеризуются высокой коррелируемостью, т. е. значения силы тяжести практически не изменяются при движении по профилю. Локальные аномалии вызваны массами, расположенными в осадочном чехле, а также характеризуются слабой коррелируемостью. Возможность разделения гравитационных аномалий основывается на следующем предположении: **чем глубже залегают массы, тем обширнее и положе будут аномалии, возбуждаемые этими массами.**

Различают несколько методов разделения аномалий на региональные и локальные: метод осреднения, метод срединного градиента, метод вариаций, пересчет потенциала силы тяжести в третьи производные, аналитическое продолжение поля вверх и вниз.

11.1. Палетки для преобразования гравитационного поля. Круговая палетка

Используемые в настоящее время методы трансформации полей используются для разделения гравитационного поля на региональную и локальную составляющую, т. е.

$$\Delta g_{\text{набл}} = \Delta g_{\text{рег}} + \Delta g_{\text{лок}}. \quad (11.1)$$

Если преобразовывать гравитационное поле в одном направлении, то это двумерная задача и при ее выполнении используется двумерная палетка. Если преобразовывать гравитационное поле во всех направлениях, то трансформацию поля выполняют круговой палеткой.

Круговая палетка – это совокупность нескольких окружностей с разными радиусами. На поверхности этих окружностей располагаются узлы палетки. (рис. 11.1). Круговую палетку используют следующим образом:

- 1) первичные материалы – карта наблюденного гравитационного поля;
- 2) вкрест простираения проводят профиль с выбранными точками наблюдения;

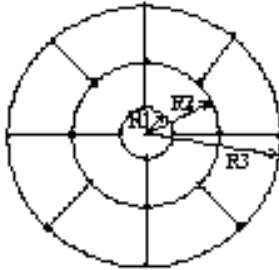


Рис. 11.1. Круговая палетка

3) устанавливают в выбранных точках центр палетки и в соответствии с картой снимают значения силы тяжести в узлах палетки, интерполируя там, где нужно;

4) используя снятые значения силы тяжести, считают трансформированное значение силы тяжести по следующей формуле

$$\Delta g_{\text{трансформ}} = \Delta g(0) \cdot k_1 + \sum_{i=1}^n \Delta g(R_i) k_2, \quad (11.2)$$

где $\Delta g(0)$ – значение силы тяжести в центре палетки; $\Delta g(R_i)$ – значения силы тяжести в узлах палетки; k_1, k_2 – коэффициенты палетки.

11.2. Квадратная палетка

Преимущества этой палетки по сравнению с круговой – уменьшение вычислений. Квадратной палеткой работают следующим образом.

На гравитационной карте проводят горизонтальные и вертикальные линии, расстояние между которыми – a . Чтобы найти это расстояние изменяют несколько раз расстояние между соседними линиями и рассчитывают h

$$h = \frac{\overline{\Delta g}}{\Delta g(0)}, \quad (11.3)$$

где $\overline{\Delta g}$ – среднее значение силы тяжести, которое рассчитывают с помощью снятых с гравитационной карты в узлах палетки значений силы тяжести; $\Delta g(0)$ – значение силы тяжести в центре палетки.

Если при определенном расстоянии a значение h перестает изменяться, то это расстояние наиболее оптимальное и его называют длиной квадратной палетки. В расстояние a должны входить 4–6 узлов палетки.

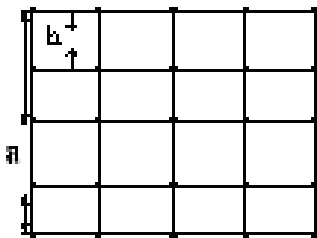


Рис. 11.2. Квадратная палетка

Рассмотренные два вида палеток используются при методе трансформации полей, который называют методом осреднения.

11.3. Метод осреднения

Цель метода: Наблюдаемое гравитационное поле осредняют и считают его региональным полем, а локальное поле в результате осреднения компесивируется. Говоря по-другому, сильно изменяющаяся часть поля убирается, усиливая при этом неизменяющуюся часть поля.

Используемая палетка – круговая.

Результаты метода: карты регионального и локального полей.

Основной задачей метода осреднения является правильный выбор самого большого радиуса круговой палетки. Если выбрать этот радиус маленьким, то осредненное поле может получиться равным 0. Если выбрать этот радиус большим, то к нужному нам полю могут добавиться локальные эффекты других тел. Чтобы правильно выбрать самый большой радиус круговой палетки необходимо придерживаться следующих условий:

1) самый большой радиус палетки должен быть намного больше радиуса корреляции, который представляет собой автокорреляционную функцию, вычисленную для профиля. Если это условие выполняется, то положительные и отрицательные локальные аномалии компенсируют друг друга, осредненное поле не изменится;

2) если известна глубина залегания масс, то можно определить связь между большим радиусом палетки и глубиной залегания тела. Рассмотрим рис. 11.3.

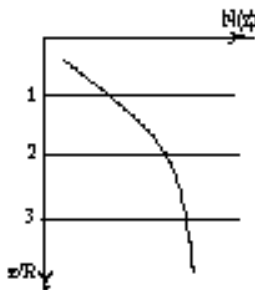


Рис. 11.3. График зависимости чувствительности кривой к глубине

Это график влияния на осредненную аномалию тел, залегающих на разной глубине. Из рисунка видно, что начиная глубиной $2R$, влияние масс на осредненную аномалию почти не изменяется. Это очень важное свойство используется при проведении гравиразведочных работ. Например, если расстояние до исследуемой границы несколько км, то расстояние между точками наблюдения можно взять равными расстоянию до границы. Итак, при рассмотренных условиях самый большой радиус палетки выбирают в соответствии со следующей формулой

$$z = 2R; \quad (11.4)$$

3) самый большой радиус палетки должен быть равным оптимальному радиусу. Его выбирают таким образом:

выбирают на гравиметрической карте точку и изменяя радиусы окружностей осредняют значения силы тяжести

$$\Delta g_{\text{среднее}} = \frac{\Delta g_1 + \Delta g_2 + \dots + \Delta g_8}{8}, \quad (11.5)$$

где $\Delta g_{\text{среднее}}$ – среднее значение силы тяжести на окружности радиусом R_1 .

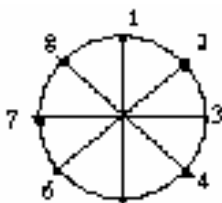


Рис. 11.4. Расположение точек, по которым выполняется осреднение

Если аналогичные действия произвести с другими точками, выбранными на карте, то можно построить графики зависимости среднего значения силы тяжести от радиуса окружности (рис. 11.5).

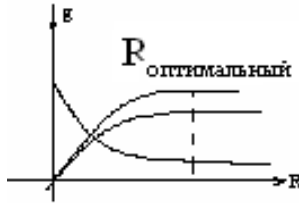


Рис. 12.5. Графики зависимости среднего значения силы тяжести от радиуса окружности

Из рисунка видно, что почти при одном и том же значении радиуса, кривые выходят на асимптоту, т. е. изменение радиуса уже не влияет на осредненное значение силы тяжести. Этот радиус называют **оптимальным** и его выбирают самым большим радиусом круговой палетки. При вычислении оптимального радиуса кривая $\overline{\Delta g}$ может изменяться резко, не выходя на асимптоту (рис. 11.6)

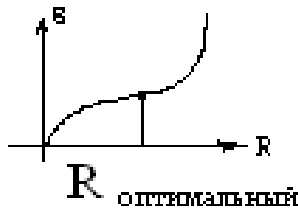


Рис. 11.6. Резкое изменение силы тяжести в зависимости от увеличения радиуса окружности

При таких условиях оптимальный радиус выбирают по точке перегиба кривой. Таким образом, для метода осреднения можно сделать следующий вывод, что если есть масса, сконцентрированная в какой-либо точке, то осредненное значение силы тяжести показывает гравитационный эффект раскатанного диска радиусом R (самый большой радиус круговой палетки). Существует так называемая **мера осреднения**, которая показывает отношение осредненного и наблюдаемого полей:

$$\varepsilon = \frac{\Delta g_{\text{осреднен}}}{\Delta g_{\text{набл}}} . \quad (11.6)$$

Основная литература 1 осн. [419–479], 2 осн. [325–339].

Дополнительная литература 3 доп. [213–253]

Контрольные вопросы:

1. Что такое трансформации гравитационных полей?
2. Методы осреднения гравитационных полей.
3. Основные положения трансформаций полей.
4. Что такое региональная аномалия?
5. Дайте определение локальной аномалии.

12. МЕТОДЫ РАЗДЕЛЕНИЯ (ТРАНСФОРМАЦИИ) ПОЛЕЙ (ПРОДОЛЖЕНИЕ)

12.1. Разделение гравитационного поля методом осредненного градиента

Цель метода: удаление регионального поля и локализация локального поля.

Результаты метода: карты локального поля

Этот метод называют методом Нигарда и Саксова. Смысл метода заключается в том, что любому значению силы тяжести дается значение градиента силы тяжести. Среднее значение градиента вычисляют с помощью следующей формулы:

$$F(g) = \frac{\Delta g_{\text{средн}}(r_1) - \Delta g_{\text{средн}}(r_2)}{r_1 - r_2}. \quad (12.1)$$

где $\Delta g_{\text{опт}}(r_1)$ – среднее значение силы тяжести в окружности радиусом r_1 , вычисленное по значениям, снятым с карты гравитационного поля.

$\Delta g_{\text{опт}}(r_2)$ – среднее значение силы тяжести в окружности радиусом r_2 ;

r_1 – радиус окружности;

r_2 – радиус окружности.

Функцию $F(g)$ называют **средним градиентом локального поля** или **остаточной аномалией**.

В соответствии с формулой (12.1), для осреднения необходимо выбрать 2 радиуса. Выбор этих радиусов зависит от формы массы и глубины залегания. Рассмотрим условия, которые должны выполняться для выбора внешнего радиуса (рисунок 12.1). Из рисунка видно, что в точках АВ градиент принимает свои максимальные значения, т. е. $F(g) = \max$, а если r_1 стремиться к r_2 ,

то $\frac{\partial^2(\Delta g)}{\partial r^2}=0$. Основываясь на эту формулу, можно определить формулу зависимости оптимального радиуса от глубины залегания тела, возмущающего гравитационное поле. Например, для шара:

$$z = 2r. \quad (12.2)$$

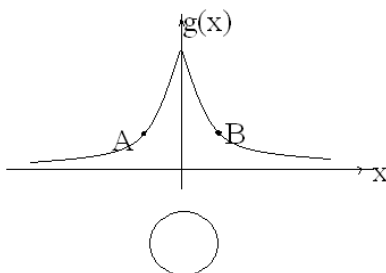


Рис. 12.1. Расположение точек на кривой, в которых градиент принимает максимальные значения

Внутренний радиус выбирают как можно ближе ко внешнему радиусу. Расстояние между 2-мя радиусами увеличивают, если глубина залегания тел, возмущающих гравитационное поле неизвестно.

12.2. Разделение гравитационного поля методом вариаций

Цель метода: удаление региональной составляющей гравитационного поля и локализация локального поля, т. е. увеличение амплитуд кривой локального поля.

Результаты метода: по результатам этого метода нельзя построить никаких карт

Вариацией аномалии называют такую функцию

$$\delta U(x, l) = U(x) - \frac{U(x+l) + U(x-l)}{2}. \quad (12.3)$$

Для того, чтобы в заданной точке определить вариацию, необходимо провести операцию осреднения в окружности радиусом l . Если провести обработку таким образом, то аномалии со слабой коррелируемостью останутся без изменения, а изменяющиеся аномалии в радиусе l удалятся. У метода вариаций имеется очень важное свойство: влияние масс, лежащих на глубине $0-0,7l$ не изменяется.

Если по профилю известна гравитационная аномалия, то вариацию можно определить графически.

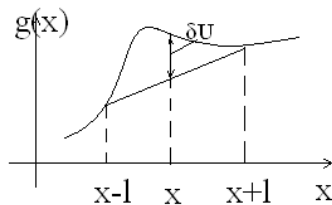


Рис. 12.2. Графическое определение вариации модели

Для этого соединяют точки $x-l$ и $x+l$ прямой линией. Отрезок, который отсекает эта линия в точке x и считается вариацией аномалии.

12.3. Вычисление второй вертикальной производной силы тяжести по значениям W_z

Как известно, высшие производные обладают большей разрешающей способностью по сравнению с исходными данными для аномалий, вызванных относительно неглубоко залегающими возмущающими телами (рис. 12.3).

Например, кривая потенциала силы тяжести показывает суммарный гравитационный эффект, вызванный 2-мя геологическими телами. Кривая градиента силы тяжести показывает наличие 2 тел небольшими максимумами. Кривая же второго градиента силы тяжести показывает наличие 2 тел очень хорошо выраженными максимумами, за счет быстрого уменьшения и увеличения значений третьей производной силы тяжести

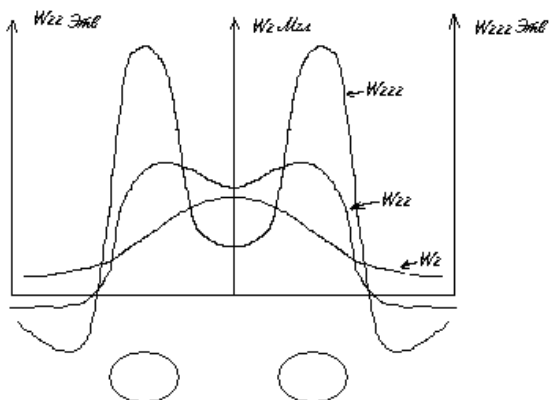


Рис. 12.3. Разрешающая способность кривых

В связи с этим, умение вычислять производные, например, по значениям Wz приобретает большое значение.

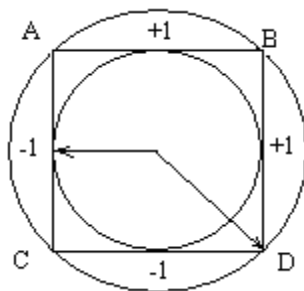


Рис. 12.4. Палетка для определения второго градиента по значениям потенциала силы тяжести

Это задача может быть осуществлена различными путями и, в частности, путем численного дифференцирования левой части уравнения Лапласа (в прямоугольных координатах) методом конечных разностей.

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = 0 \quad \text{или} \quad \frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} = -\frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = -W_{zzz}$$

или представлением Wz степенным (или каким-либо другим) полиномом и составлением системы алгебраических уравнений на основе метода наименьших квадратов (цилиндрическая система координат).

$$\frac{\partial^2 \overline{Wz}}{\partial r^2} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial \overline{Wz}}{\partial r} = \frac{\partial^2 Wz}{\partial z^2} = -W_{zzz}, \quad \text{где}$$

$\overline{Wz}$ – среднее значение Wz на окружности радиуса r , которое может быть представлено степенным полиномом четной степени

Если продифференцировать еще раз это выражение по z , то получим

$$W_{xxz} + W_{yyz} = W_{zzz}. \quad (12.4)$$

В точке, где необходимо вычислить 2-ую производную силы тяжести, выберем координатную плоскость с центром в этой точке. Построим четырехугольную палетку со стороной $2l$ (рис. 12.4).

Горизонтальный градиент силы тяжести можно найти, если разделить разницу потенциала силы тяжести в соседних точках на расстояние между этими точками. Например, чтобы вычислить горизонтальный градиент силы тяжести W_{xz} в точке

$(\frac{l}{2}; \frac{l}{2})$ необходимо произвести следующие действия:

$$W_{xz} \left(\frac{l}{2}; \frac{l}{2} \right) = \frac{W_z(l;l) + W_z(0;l) - W_z(0;0) - W_z(l;0)}{2l} \quad (12.5)$$

Горизонтальный градиент W_{yz} это уравнение запишется аналогично. Зная эти формулы, а также беря во внимание уравнение (1), можно вычислить значение 3-ей производной силы

тяжести (или его еще называют вторым горизонтальным градиентом) по следующей формуле:

$$W_{zzz}(0;0;0) = \frac{4W_z(0;0) - W_z(l;l) - W_z(l;-l) - W_z(-l;l) - W_z(-l;-l)}{2l^2}. \quad (12.6)$$

Таким образом, второй градиент силы тяжести в любой точке (в центре палетки) равен учевверенному значению силы тяжести в центре палетки за вычетом среднего значения потенциала силы тяжести, взятых в углах этой палетки.

Основываясь на эти рассуждения многие ученые вывели свои формулы для трансформации потенциала силы тяжести в третьи производные силы тяжести.

Формула Индерсона

$$\begin{aligned} r^2 W_{zzz} &= 4W_z(0) - W_z(-1)_x - W_z(1)_x - W_z(-1)_y - W_z(1)_y = \\ &= 4[W_z(0) - \overline{W_z(r)}] \end{aligned}, \quad (12.7)$$

где $\overline{W_z(r)}$ – среднее из четырех значений круга с радиусом r .

Формула Зитца

$$\begin{aligned} r^2 W_{zzz} &= \frac{1}{2}(4W_z(0) - W_z(A) - W_z(B) - W_z(C) - W_z(D)) = \\ &= 2[W_z(0) - \overline{W_z(r\sqrt{2})}] \end{aligned}, \quad (12.8)$$

где $\overline{W_z(r\sqrt{2})}$ – среднее из четырех значений круга с радиусом $r\sqrt{2}$.

Формула Розенбаха

$$r^2 W_{zzz} = 6W_z(0) - 8\overline{W_z(r)} + 2\overline{W_z(r\sqrt{2})}. \quad (12.9)$$

Формула Гульницкого

$$r^2 W_{zzz} = \frac{4}{3}(W_z(0) + \overline{W_z(r)} - 2\overline{W_z(r\sqrt{2})}). \quad (12.10)$$

12.4. Аналитическое продолжение гравитационного поля вверх и вниз

Если гравитационный потенциал и все его производные заданы в некоторой области, не занятой притягивающими массами, то можно определить их в любой точке пространства, за исключением тех особых точек, где потенциал и его производные теряют свои свойства. **Определение гармонической функции в любой точке пространства называется аналитическим продолжением гравитационного поля.** Такой гармонической функцией может быть потенциал и его производные.

Сущность метода состоит в том, что с увеличением расстояния от своих источников аномалия убывает по-разному в зависимости от размеров и глубины залегания аномального тела. Аномалия маленьких и неглубоко залегающих тел убывают быстрее, чем аномалии крупных и глубоко залегающих тел. Этот эффект можно сравнить с эффектом линзы. Если поднести ее близко к объекту, то он становится четче, а более удаленные объекты размываются.

Если продолжить гравитационное поле в верхнее пространство, то влияние локальных аномалий ослабляется, а влияние регионального поля подчеркивается.

При продолжении аномалий в нижнее полупространство, региональная аномалия возрастает медленно, а локальная составляющая выделяется в общем поле более рельефнее. Рассмотрим это на примере:

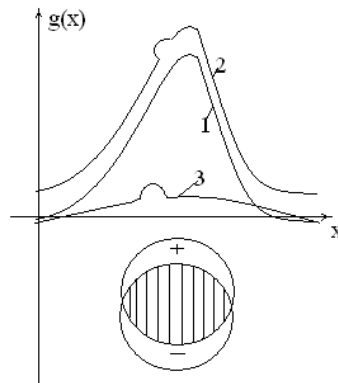


Рис. 12.5. Продолжение аномалии в нижнее полупространство

Здесь кривая 1 – наблюдаемая аномалия, обусловленная суммарным действием 2-х тел, одно из которых залегает на большой глубине и обладает большей массой;

2 – кривая, пересчитанная на высоту;

3 – разница между наблюдаемой и пересчитанной аномалиями. По ней стало видно положение более мелкого, локального объекта. Влияние более крупной массы значительно ослабло, так как было вырезано при вычитании.

Рассмотрим способы аналитического продолжения.

Если гармоническая функция задана на сфере или плоскости, то для ее определения во внешнем пространстве используют интеграл Пуассона. В прямоугольной системе координат он имеет вид

$$U(x, y, -z) = \frac{z}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{U(\xi, \eta, \zeta) d\xi d\eta}{\left[(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + z^2\right]^{\frac{3}{2}}}, \quad (12.11)$$

где (ξ, η, ζ) – координаты точки в плоскости, где определяется гармоническая функция $U(x, y, -z)$.

Интегрируя выражение (12.11) по η , получим интеграл Пуассона для двумерного случая

$$U(x, -z) = \frac{z}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{U(\xi, 0) d\xi}{(\xi - x)^2 + z^2}. \quad (12.12)$$

Для точки $U(0, -h)$, т. е. расположенной на высоте h , получим

$$U(0, -h) = \frac{z}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{U(\xi, 0) d\xi}{\xi^2 + z^2}. \quad (12.13)$$

Чтобы вычислить интеграл (12.13) вводят новую переменную: $\varphi = \arctg \frac{\xi}{h}$, тогда $d\varphi = \frac{h}{\xi^2 + h^2} d\xi$, тогда формула (12.13) примет вид

$$U(0, -h) = \frac{1}{\pi} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} U(\varphi, 0) d\varphi.$$

С помощью этой формулы свой метод разработал Андреев. Исходным материалом для этого метода является наблюдаемая кривая Δg .

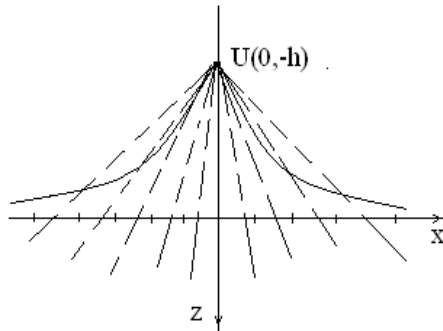


Рис. 12.6. Аналитическое продолжение вверх по методу Андреева

Из точки $(0, -h)$, для которой нужно найти продолженное значение кривой проводят систему лучей $\Delta\varphi = \frac{\pi}{n}$, где n – достаточно большое число. Тогда продолженное значение функций на высоту определится как

$$U(0, -h) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n U_i, \quad (12.14)$$

где U_i – среднее значение функции на i -ом интервале. Эта палетка имеет существенный недостаток: она пригодна для пересчета на один уровень, так как при работе с этим методом необходимо, чтобы высота пересчета вмещалась в 5 см чертежа. Значит, для того, чтобы пересчитать тот же график на другой уровень, необходимо перестроить исходную кривую.

Этого недостатка лишен метод Страхова, который за базовую формулу принимает интеграл Пуассона в следующем виде:

$$U(0, -h) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} U(\xi_h, 0) k(\xi_h, 0) d\xi_h, \quad (12.15)$$

где $\xi_h = \xi/h, \quad k(\xi_h, 0) = 1/(1 + \xi_h^2).$

Интеграл представляют в виде ряда частных интегралов и решают их с помощью квадратурных формул Гаусса. Тогда формула (12.14) принимает вид

$$U(0, -h) = \frac{1}{\pi} \sum_{i=-n}^n A_i K_i(\xi_{h_i}) U(\xi_{h_i}, 0) \Delta \xi_{h_i} = \frac{1}{\pi} \sum_{i=-n}^n C_i U(\xi_{h_i}, 0), \quad (12.16)$$

где A_i – коэффициент гауссовых квадратурных формул,

ξ_{h_i} – узлы этих формул,

$\Delta \xi_{h_i}$ – длины интервалов интегрирования.

Существуют специальные таблицы с рассчитанными коэффициентами, необходимыми для работы с формулой (12.15). Используя эти коэффициенты, строят палетку, которая представляет собой систему вертикальных линий, проведенных через точки гауссовых абсцисс и имеющих разные шкалы, масштабные множители которых определяют с помощью формулы

$$m_i = 1/C_i \quad (\text{рис. 12.7}).$$

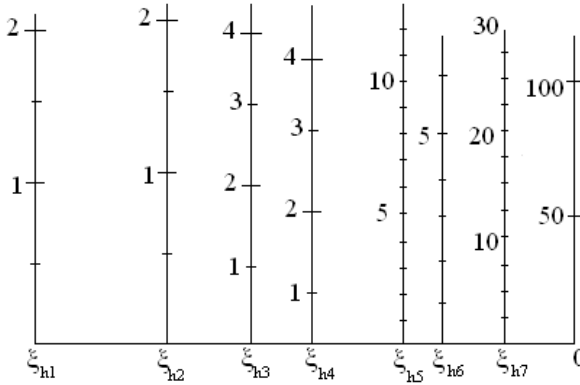


Рис. 12.7. Палетка Страхова для пересчета поля вверх

Кривую $U(\xi_i, 0)$ вычерчивают в масштабе $h = 1$ см. Вертикальный масштаб выбирают так, чтобы максимальная амплитуда кривой была 10–15 см в масштабе графика. Проекцию точки $U(0, -h)$ совмещают с 0 палетки. По каждой шкале снимают отсчет пересечения с кривой и суммируют, делят на π и получают значение $U(0, -h)$ в миллиметрах.

Пересчет в верхнее полупространство осуществляют и для трехмерной задачи, причем существует два подхода к решению такой задачи. Интеграл Пуассона разбивается на ряд частных интегралов и если:

1) всю область интегрирования разбить на участки равного действия, то пределы интегрирования частных интегралов будут изменяться нелинейно;

2) закон изменения пределов интегрирования выбирается заранее.

По первому признаку построена палетка Малкина. Чтобы ее построить, нужно провести через начало координат лучи через угол $2\pi/10$ и концентрированные окружности с радиусами, вычисленными по следующей формуле

$$\frac{h}{\sqrt{r_k^2 + h^2}} - \frac{h}{\sqrt{r_{k-k}^2 + h^2}} = \frac{1}{m} = 0,1,\dots, \quad (12.17)$$

где r_k – искомый радиус.

Пусть $h = 1$, тогда радиусы окружностей будут равны 0,48; 0,75; 1,02; 1,33; 1,73; 2,28; 3,17; 4,91; 9,8. Таким образом, всё пространство поделится на 100 площадок. По каждой из площадок с карты гравитационного поля считают среднее значение U_{ik} и вычисляют сумму $0,01 \sum U_{ik}$, соответствующее точке $U(0,0,-h)$.

Аналитическое продолжение вниз представляет собой более сложную задачу, т. к. эта задача неустойчива – малому изменению её значений могут соответствовать большие изменения её значений, рассчитанных на глубине.

Пересчитывают вниз так: используют теорему Гаусса о среднем значении функции. Она гласит, что для двумерной задачи значение гармонической функции в центре окружности равно интегрированному среднему значению её значений, взятых на окружности $U(0,0) = \frac{1}{2\pi r} \int_s U(r, \alpha) ds$. Заменяя интегрирова-

ние суммированием и используя 4 точки, получаем

$$U(0,h) = 4U(0,0) - [U(0,-h) + U(-h,0) + U(-h,0) + U(h,0)]. \quad (12.18)$$

По формуле видно, что для её использования необходимо вычислить $U(-h,0)$.

Основная литература 1 осн. [419–479], 2 осн. [325–339].

Дополнительная литература 3 доп. [213–253].

Контрольные вопросы:

1. Что такое трансформации гравитационных полей?
2. Методы осреднения гравитационных полей.
3. Основные положения трансформации полей.
4. Что такое региональная аномалия?
5. Дайте определение локальной аномалии.
6. Принципы работы методом Саксова-Нигарда.
7. Продолжение поля вверх и вниз.

13. МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ ПРЯМОЙ И ОБРАТНОЙ ЗАДАЧ ГРАВИРАЗВЕДКИ

13.1. Принципы решения прямых и обратных задач гравirazведки

В результате гравirazведки рассчитываются аномалии силы тяжести, обусловленные теми или иными плотностными неоднородностями, а влияние притяжения всей Земли и окружающего рельефа исключается вычитанием нормального поля и введением редукций. Поэтому в математической теории гравirazведки рассчитываются аномалии от тел простых форм: шара, горизонтального цилиндра, вертикального уступа, вертикального цилиндра и т. д. без учета притяжения всей Земли.

Нахождение аномалий силы тяжести и вторых производных потенциала от тел известной формы, глубины залегания, размера и плотности носит название прямой задачи гравirazведки. Определение местоположения, формы, глубины залегания, размеров и плотности тел по известным аномалиям Δg или вторых производных потенциала силы тяжести называется обратной задачей гравirazведки.

13.2. Аналитические способы решения прямых задач гравirazведки

Аномалия силы тяжести, вызванная притяжением тел известной формы, размера и плотности, может быть вычислена на основании закона всемирного притяжения (закон Ньютона).

Пусть в координатной системе xyz ось z направлена вниз к центру Земли. Ставится задача определить в точке наблюдения $A(x, y, z)$ аномальную силу тяжести (Δg), т. е. вертикальную составляющую силы притяжения Землей единицы массы () элементарной массой dm , находящейся в точке $M(x', y', z')$ (рис. 13.1).

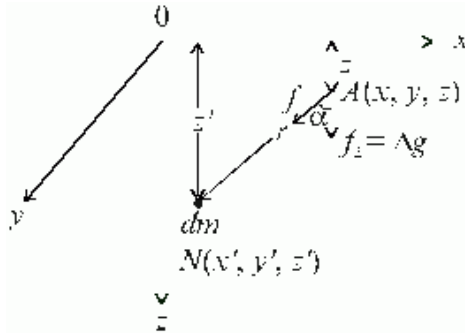


Рис. 13.1. К определению аномалий силы тяжести от элементарной массы

По закону Ньютона притяжение единичной массы равно:

$$f = Gdm/r^2,$$

где G – гравитационная постоянная, r – расстояние между точками.

Аномалия Δg является проекцией вектора f на ось z :

$$\Delta g = f \cos \alpha = G \frac{dm}{r^2} \cdot \frac{(z' - z)}{r}, \quad (13.1)$$

где из треугольника ABM $\cos \alpha = (z' - z)/r$. Это же выражение можно получить с помощью потенциала $W = Gdm/r$. В самом деле:

$$\Delta g = -\frac{\partial W}{\partial z} = \frac{Gdm(z' - z)}{r^3} \quad (13.2)$$

Обозначив плотность притягивающей массы через σ , а ее объем через dV , можно записать

$$\Delta g = G \frac{d\sigma}{r^3} (z' - z) \quad (13.3)$$

Такова будет аномалия силы тяжести, обусловленная массой, расположенной в пустоте. В природных условиях аномальные включения расположены во вмещающей среде с некоторой плотностью σ_n , поэтому под массой dm надо понимать избыточную массу $dm = (\sigma - \sigma_0)dV$.

Отсюда

$$\Delta g = G(\sigma - \sigma_0) \frac{dv}{r^3} (z' - z), \quad (13.4)$$

где $(\sigma - \sigma_0) = \Delta\sigma$ – избыточная плотность.

При $\sigma > \sigma_0$ Δg имеет положительный знак, т. е. наблюдается увеличение притяжения и положительные аномалии Δg . При $\sigma < \sigma_0$ Δg имеет отрицательный знак, т. е. наблюдается уменьшение притяжения и отрицательные аномалии Δg .

В принципе аномалия, созданная любым телом, может быть определена интегралом по объему тела:

$$\Delta g_v = G(\sigma - \sigma_0) \int_V \frac{(z' - z) dv}{r^3} \quad (13.5)$$

т. е. суммой притяжений всех элементарных объемов, из которых состоит тело.

Рассмотрим несколько прямых и обратных задач для тел простой геометрической формы.

13.3. Прямая и обратная задачи над шаром

1. *Прямая задача.* Пусть однородный шар радиуса a и плотности σ расположен на глубине h в среде с плотностью σ_0 (для простоты центр находится на оси z , а наблюдения проводятся по оси x в точке P) (рис. 13.2).

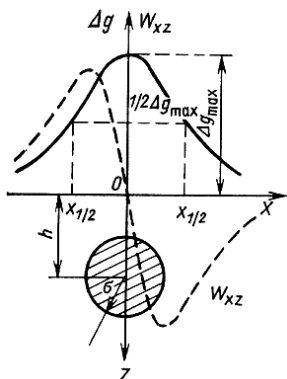


Рис. 13.2. Гравитационное поле шара

Формула для вычисления g может быть получена из (1.6)–(1.9) путем замены элемента dm массой шара в силу того, что притяжение однородным шаром происходит так, как если бы вся масса была сосредоточена в центре шара. Учтя, что $x'=y'=0, z'=h, y=z=0$, получим для шара

$$\Delta g = GM \frac{h}{r^3} = G(\sigma - \sigma_0) V \frac{h}{r^3} = G(\sigma - \sigma_0) V h / (x^2 + h^2)^{3/2} \quad (13.6)$$

График Δg будет иметь максимум над шаром ($x=0$) и асимптотически стремиться к нулю при удалении от шара. В плане изолинии Δg будут иметь вид концентрических окружностей.

Вторая производная (градиент аномалии по профилю наблюдений) равна:

$$W_{xz} = \frac{\partial(\Delta g)}{\partial x} = GM h \partial(1/r^3) / \partial x = -3GM h x / r^5$$

Вид кривой W_{xz} может быть легко получен путем графического построения из кривой Δg . График W_{xz} имеет перед шаром максимум, за шаром - минимум, над центром шара - ноль.

2. *Обратная задача.* Максимум Δg над центром шара ($x=0$) равен $\Delta g_{\max} = GM/h^2$.

Для точки, удаленной от максимума на расстояние $x_{1/2}$, имеющей $\Delta g_{1/2} = 1/2 \Delta g_{\max}$, можно записать следующее уравнение:

$$\Delta g_{1/2} = \frac{GM}{2h^2} = \frac{GMh}{(x_{1/2}^2 + h^2)^{3/2}} \text{ или } 2h^3 = (x_{1/2}^2 + h^2)^{3/2}.$$

Решив последнее уравнение, получим формулу для определения глубины залегания центра шара $h=1,3x_{1/2}$. Зная h , легко найти избыточную массу (M):

$$M = \Delta g_{\max} h^2 / G.$$

Так как $M = V(\sigma - \sigma_0) = 4/3\pi a^3(\sigma - \sigma_0)$, то, зная избыточную плотность $(\sigma - \sigma_0)$, можно рассчитать объем (V) и радиус шара (a). Так, радиус равен:

$$a = \sqrt[3]{\frac{3M}{4\pi(\sigma - \sigma_0)}} = 0,01 \sqrt[3]{0,38 \Delta g_{\max} h^2 / (\sigma - \sigma_0)},$$

где $\Delta g_{\max}$ – в миллигалах, h – в метрах, $(\sigma - \sigma_0)$ – в тоннах / куб. метр (г/см³).

13.4. Прямая и обратная задачи над горизонтальным бесконечно длинным круговым цилиндром

1. *Прямая задача.* Рассмотрим бесконечно длинный круговой горизонтальный цилиндр радиуса R , расположенный вдоль оси y (рис. 13.3). Ось наблюдений (x) направим вкостр простиранья цилиндра.

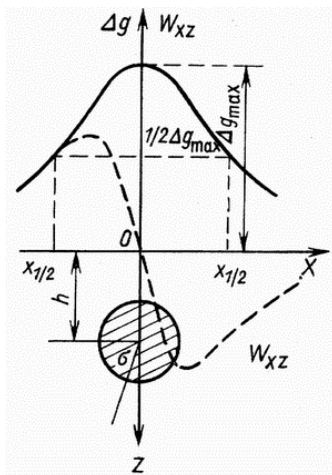


Рис. 13.3. Гравитационное поле бесконечно длинного кругового горизонтального цилиндра

Притяжение однородным цилиндром происходит так же, как если бы вся его масса была сосредоточена вдоль вещественной линии, расположенной вдоль оси цилиндра, с массой единицы длины, равной $\lambda = dm/dy = \pi R^2(\sigma - \sigma_0)$. Используя (13.5), можно получить формулы для Δg и W_{xz} :

$$\Delta g = Gh\lambda \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{dy}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} = \frac{2Gh\pi R^2(\sigma - \sigma_0)}{x^2 + h^2}, \quad (13.7)$$

$$W_{xz} = \frac{\partial(\Delta g)}{\partial z} = -\frac{4Gh\lambda x}{(x^2 + h^2)^2}.$$

Графики Δg и W_{xz} над цилиндром и шаром внешне похожи (рис. 13.2 и 13.3). В плане изолинии Δg над цилиндром будут вытянутыми параллельными линиями.

2. *Обратная задача.* Из (13.5 и 13.7) можно при $x=0$ получить $\Delta g_{max} = 2G\lambda/h$.

Отсюда

$$\Delta g_{1/2} = \Delta g_{max}/2 = \frac{G\lambda}{2} = \frac{2G\lambda h}{(x_{1/2}^2 + h^2)}$$

и $h^2 = x_{1/2}^2$, $h = \pm x_{1/2}$, т. е. глубина залегания цилиндра равна расстоянию от точки максимума Δg_{max} до точки, где $\Delta g = \Delta g_{max}/2$.

Определив h и зная избыточную плотность, можно рассчитать

$$\lambda = \pi R^2(\sigma - \sigma_0) = 0,0075h\Delta g_{max}$$

и радиус цилиндра:

$$R = \sqrt{\frac{0,0075h\Delta g_{max}}{\pi(\sigma - \sigma_0)}}.$$

Зная R , можно получить глубины залегания верхней $h_s = h - R$ и нижней $h_n = h + R$ кромок цилиндра. Нетрудно вычислить выражение и для W_{xz} .

13.5. Прямая и обратная задача над вертикальным уступом (сбросом)

1. *Прямая задача.* Пусть вертикальный уступ (сброс) простирается бесконечно вдоль оси y (рис. 13.4). Наблюдения производятся вдоль оси (x) , ($y=z=0$), расположенной вкрест прости-

рания сброса. Если глубина до кровли z_1 и z_2 , а амплитуда уступа h , то, согласно (1.10),

$$\Delta g = G(\sigma - \sigma_0) \int_0^{+\infty} dx \int_{-\infty}^{\infty} dy \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{[(x-x)^2 + y^2 + z^2]^{3/2}}. \quad (13.8)$$

В общем случае выражение интеграла имеет громоздкий вид. В частности, полная максимальная аномалия над уступом (разность силы тяжести между поднятым и опущенным крылом) определится следующей формулой:

$$\Delta g_{\max} = 2\pi G(\sigma - \sigma_0)(z_2 - z_1). \quad (13.9)$$

Над уступом ($x=0$) аномалия равна половине максимальной.

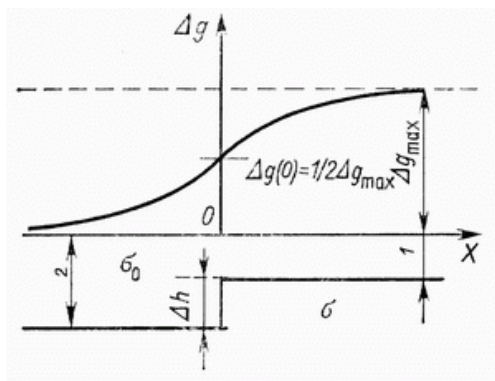


Рис. 13.4. Гравитационное поле над уступом (сбросом)

2. *Обратная задача.* Из (13.4) можно определить $h = z_2 - z_1 = \Delta g_{\max} / 2\pi G(\sigma - \sigma_0)$.

В теории гравиразведки доказано, что примерная глубина расположения середины высоты уступа ($H = (z_2 + z_1)/2$) равна $x_{1/2}$, т. е. абсциссе точки, в которой $\Delta g_{1/2} = \Delta g_0/2 = \Delta g_{\max}/4$, где Δg_0 – аномалия над уступом, а $\Delta g_{\max}$ – полная аномалия. Практически для определения H на

кривой Δg находится местоположение сброса (Δg_0), и в масштабе профиля рассчитывается $x_{1/2}$ - расстояние от сброса до точки, в которой $\Delta g = \Delta g_0/2$. Зная H и h , легко определить глубины до приподнятого ($z_1 = H - h/2$) и опущенного ($z_2 = H + h/2$) крыла.

13.6. Графическое определение аномалии силы тяжести двухмерных тел с помощью палетки Гамбурцева

1. *Прямая задача.* Для тел более сложной формы расчет Δg представляет большие трудности и выполняется либо на вычислительных машинах, либо графическим путем с помощью различных палеток. Для вычислений аномалий над телами с сечением любой произвольной формы и вытянутыми вдоль оси (двухмерные тела) применяется палетка Гамбурцева. Палетка имеет вид, показанный на рис. 13.5.

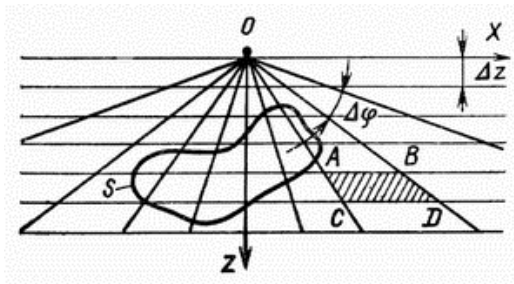


Рис. 13.5. Палетка Гамбурцева для вычисления притяжения двухмерных тел

Здесь из точки O через один и тот же угол $\Delta\varphi$ проведены радиусы, а через равные расстояния Δz – параллельные линии.

Сила тяжести Δg в точке O за счет притяжения бесконечной горизонтальной призмой сечением в виде трапеции $ABCD$ одинакова для любой из таких призм и равна

$$\Delta g_{\pi} = 2G(\sigma - \sigma) \Delta\varphi \Delta z \quad (13.10)$$

В самом деле, воспользуемся формулой притяжения бесконечно длинным цилиндром (13.7), в которую вместо λ подставим массу элементарной призмы сечением $dx dz$:

$$\lambda = \pi R^2 (\sigma - \sigma_0)$$

Притяжение бесконечно длинной призмой любого сечения может быть рассчитано по формуле:

$$\Delta g = 2G(\sigma - \sigma_0) \int \int \frac{z}{x^2 + z^2} dx dz.$$

Заменяя $x = z \operatorname{ctg} \varphi$, получим $dx = z(-1/\sin^2 \varphi) d\varphi$, но $\sin^2 \varphi = z^2/(x^2 + z^2)$, поэтому

$$\Delta g = 2G(\sigma - \sigma_0) \int \int dx dz \approx 2G(\sigma - \sigma_0) \sum \Delta z \Delta \varphi \approx \sum \Delta g_{\pi},$$

где Δg_{π} – цена одной трапеции (цена палетки), равная $\Delta g_{\pi} = 2G\Delta\sigma_{\pi}\Delta\varphi\Delta z$.

Подобрав $\Delta\sigma, \Delta\varphi$ и Δz такими, чтобы Δg_{π} равнялось какому-нибудь постоянному значению (например, 0,1 мГал), легко рассчитать в точке O аномалию от призмы любого сечения, для чего надо подсчитать число трапеций, покрывающих сечение исследуемого тела (n). Аномалия Δg равна n , умноженному на цену палетки и масштабный коэффициент

$$K = \frac{\Delta\sigma_{\pi}}{\sigma - \sigma_0} \cdot \frac{M_{\pi}}{M_p},$$

где $\Delta\sigma_{\pi}$ и M_{π} – избыточная плотность и масштаб палетки, а $\sigma - \sigma_0$ и M_p – избыточная плотность и масштаб разреза.

Таким образом, аномалия над двухмерным телом любого сечения с помощью палетки Гамбурцева рассчитывается по формуле:

$$\Delta g = n \Delta g_{\pi} K. \quad (13.11)$$

2. *Обратная задача.* Используя (1.16) с помощью палетки Гамбурцева, можно выяснить форму и положение сечения возмущающего двухмерного аномалосоздающего объекта. Для это-

го надо знать избыточную плотность $\sigma = \sigma_0$, оценить аналитическим способом положение ее центра и для нескольких точек графика Δg построить возможные сечения возмущающего тела. Среднее из них характеризует примерное сечение тела.

13.7. Численные методы решения прямых и обратных задач гравиразведки

Для более сложных форм аномалосоздающих объектов прямые задачи гравиразведки решаются численными методами с помощью ЭВМ. За основу берется формула для гравитационной аномалии, созданной любым телом с постоянной или переменной избыточной плотностью. Практически численный метод сводится к разбиению объекта на элементарные массы, ячейки – например, шаровой или кубической формы. Гравитационный эффект таких масс рассчитывается по формуле (1.9), а затем ведется их суммирование по всему объему объекта. Счет можно реализовать с помощью ЭВМ.

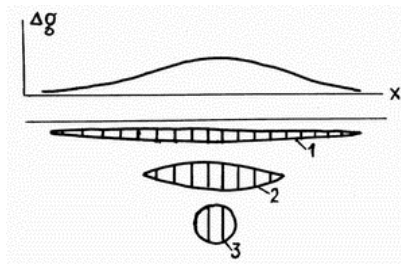


Рис. 13.6. К неоднозначности решения обратной задачи гравиразведки

Обратные задачи решаются методом сравнения полевой аномалии с теоретически рассчитанными, у которых геометрические параметры и избыточные плотности постепенно изменяются до получения наименьших расхождений между кривыми. Если прямые задачи, как и всякие прямые задачи математической физики, однозначны, то обратные задачи неоднозначны. На рис. 13.6 приведен схематический пример того, как тела раз-

ного сечения и глубины залегания даже при постоянной избыточной плотности могут создать одинаковую аномалию силы тяжести.

Основная литература 1 осн. [332–419], 2 осн. [346–365].

Дополнительная литература 1 доп. [370–427].

Контрольные вопросы:

1. Что такое прямая и обратная задачи гравirazведки?
2. Примеры решения прямых задач.
3. Примеры решения обратных задач.

14. ПРИМЕНЕНИЕ ГРАВИРАЗВЕДКИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

14.1. Геологические задачи, решаемые гравиразведкой

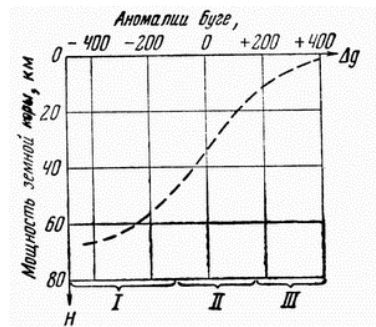
Гравиразведка применяется для решения широкого круга задач, связанных с исследованием глубинного строения Земли, по крайней мере, верхней мантии и земной коры, с региональным тектоническим районированием суши и океанов, поисково-разведочными работами на многие полезные ископаемые, изучением геологической среды.

14.2. Использование общих гравиметрических съемок

Общими мелкомасштабными съемками с гравиметрами и маятниковыми приборами покрыта с той или иной детальностью территория суши и океанов Земли. Наибольший геологический интерес представляют результаты общих гравиметрических съемок с точки зрения изучения земной коры, и в частности определения ее мощности, строения, изостатической уравновешенности, тектонического районирования.

Как известно, в первом приближении Землю можно подразделить на три геосферы с четко отличающимися физическими свойствами: земную кору, мантию и ядро. В результате гравиметрических исследований обширных территорий континентов и океанов устанавливается примерно следующая зависимость между мощностью земной коры (H) и аномалией силы тяжести (Δg) (рис. 14.1).

Рис. 14.1. Зависимость аномалий силы тяжести в редукции Буге от мощности земной коры:
I, II, III – геосинклинальный, платформенный и океанический тип земной коры



Установлено, что в геосинклинальных областях отмечают интенсивные отрицательные аномалии Δg_B , платформы характеризуются небольшими аномалиями разного знака, а на океанах – положительные аномалии, причем тем большие, чем меньше мощность земной коры. Объясняется это тем, что подошва земной коры (граница Мохоровичича) отделяет породы разной плотности – $2,7 \text{ г/см}^3$ сверху и $3,2 \text{ г/см}^3$ снизу и кривая Δg_B отражает форму границы Мохоровичича. Такая закономерность свидетельствует о том, что Земля находится в состоянии, близком к изостатической компенсации.

14.3. Гравиразведка при региональном тектоническом районировании

Гравиразведка в полном комплексе с другими геофизическими методами широко используется при региональном тектоническом районировании суши и акваторий. Она дает информацию о главных структурных этажах и общем тектоническом строении крупных регионов. С помощью гравиразведки аномалиями типа ступени выявляются отдельные блоки земной коры и фундамента, глубинные разломы, сбросы; отрицательными аномалиями картируются синклинории, горсты, осадочные бассейны, прогибы фундамента, гранитные массивы среди других изверженных пород фундамента, рифтовые и солевые бассейны, океанические хребты и желоба в океанах и др; положительными аномалиями выделяются антиклинории, поднятия фундамента, грабены и другие структуры.

14.4. Применение гравиразведки для поисков и разведки полезных ископаемых

Гравиразведка применяется для поисков и разведки нефтяных структур, угольных бассейнов, рудных и нерудных полезных ископаемых.

Остановимся на краткой характеристике этих областей применения гравиразведки. Гравиразведка применяется для разведки следующих нефтяных структур: соляных куполов, анти-

клинальных складок, рифовых массивов, куполовидных платформенных структур.

Наиболее благоприятны для разведки соляные купола, поскольку соль отличается низкой плотностью ($\sigma = 2,1 \text{ г/см}^3$) по сравнению с окружающими породами и резкими крутыми склонами. Соляные купола, находящиеся в Урало-Эмбенском районе, Днепровско-Донецкой впадине и других районах, выделяются изометрическими интенсивными отрицательными аномалиями, по которым можно судить не только об их местоположении и форме, но и о глубине залегания.

Антиклинальные складки выделяются вытянутыми изолиниями аномалий $\Delta g\{B\}$ чаще положительного, реже отрицательного знака в зависимости от плотности пород, залегающих в ядре складок. Интерпретация результатов качественная, изредка количественная.

Многие месторождения нефти и газа приурочены к рифовым массивам, но разведка последних методом гравиразведки является задачей нелегкой. Для разведки рифовых известняков среди осадочных терригенных пород используется анализ как региональных, так и локальных аномалий, причем рифовые известняки выделяются, как правило, положительными аномалиями.

Куполовидные платформенные поднятия, к которым нередко приурочены месторождения нефти и газа, отличаются малой амплитудой и большой глубиной залегания и поэтому трудно разведываемы гравиразведкой. Однако применение высокоточных гравиметров позволяет вести разведку и этих структур, выделяемых слабыми отрицательными аномалиями за счет разуплотнения пород над поднятиями. Высокоточная гравиразведка применяется для изучения режима эксплуатации месторождений нефти и газа, а также подземных газохранилищ. В связи с разведкой угольных месторождений гравиметрия применяется как для определения границ угольного бассейна, так и для непосредственных поисков отдельных месторождений и пластов угля, отличающихся низкой плотностью $\sigma \leq 2,2 \text{ г/см}^3$.

Гравиразведка применяется в комплексе с другими геофизическими методами и для разведки рудных и нерудных ископаемых, причем она привлекается как для крупномасштабного

картирования и выявления тектонических зон и структур, благоприятных залеганию тех или иных ископаемых, так и для непосредственных поисков и разведки месторождений. Существенное отличие рудной гравиразведки от нефтяной состоит в меньшей глубинности, большей детальности и точности разведки. Классическим примером применения гравиметрии являются поиски и разведка железорудных месторождений (особенно КМА и Кривой Рог), где гравиразведка применяется для изучения структуры бассейна, картирования железорудной толщи и поисков богатых руд. На железорудных месторождениях наблюдаются локальные положительные аномалии за счет высокой плотности железосодержащих руд. Хромитовые, полиметаллические и другие залежи рудных и нерудных ископаемых практически всегда отличаются от вмещающих пород по плотности. Поэтому для их обнаружения гравиразведка с успехом применяется.

14.5. Роль гравиразведки в изучении геологической среды

Непосредственно для изучения геологической среды, т. е. верхней части (100–200 м) оболочки Земли, где интенсивно идут экзогенные и техногенные процессы, гравиразведка применяется редко. Однако крупномасштабные гравиметрические карты вместе с картами дешифрирования аэрокосмических снимков являются основой для проектирования и обработки результатов любых геофизических методов, применяемых для инженерно-геологических, мерзлотно-гляциологических, гидрогеологических и экологических исследований. При этом главное, что дает гравиразведка, – это выявление тектонических нарушений, расчленение рыхлых и скальных пород, определение зон трещиноватости и закарстованности, нахождение погребенных объектов и т. п.

Основная литература 1 осн. [484–533], 2 осн. [302–320].

Дополнительная литература 1 доп. [443–474].

Контрольные вопросы:

1. Применение гравиразведки при глубинном изучении земной коры.
2. Применение гравиразведки при геологическом картировании.
3. Применение гравиразведки при тектоническом районировании.
4. Применение гравиразведки при поисках нефти и газа.
5. Применение гравиразведки при поисках твердых полезных ископаемых.

15. ПЛАНЫ ЛАБОРАТОРНЫХ ЗАНЯТИЙ

Лабораторная работа № 1. Ознакомление с устройством, наблюдение, исследование и определение постоянных кварцевого астазированного гравиметра

Цель работы: является ознакомление студентов с устройством основных типов кварцевых гравиметров и приобретения навыков подготовки его к работе.

Задание

1. Изучить устройство прибора.
2. Подготовить гравиметр к работе и произвести измерения на точках наблюдения.
3. Оформить отчет (краткое описание устройства гравиметра, описание подготовки гравиметра к работе).

Основная литература 1 осн. [162–203], 2 осн. [128–138].

Дополнительная литература 1 доп. [212–216].

Контрольные вопросы:

1. Типы гравиметров.
2. Понятие астазирования и применение его в гравиметрах.
3. Устройство для компенсации и измерения напряженности гравитационного поля.
4. Принцип работы оптической системы гравиметра.
5. Температурная компенсация гравиметра
6. Настройка и градуировка гравиметра.

Лабораторная работа № 2. Обработка рейса с гравиметром, увязка рейса

Цель работы: Освоение студентами методики обработки гравиметрического рейса, расчета поправки за сползание нуля-пункта и ее введение, расчета гравитационной аномалии.

Задание

1. Каждому студенту произвести обработку гравиметрической съемки, определить поправку за сползание нуля-пункта,

вычислить исправленное значение силы тяжести и рассчитать гравитационные аномалии.

2. Составить отчет о проделанной работе.

Исходные данные

1. Результаты гравиметрической съемки масштаба 1: 5000.

Последовательность выполнения работы

1) В соответствии с описанием произвести расчеты по переходу от измерения в делениях гравиметра к мГл.

2) Рассчитать поправку за сползание нуля-пункта, и вычислить исправленное значение силы тяжести.

3) Относительно опорного пункта рассчитать гравитационные аномалии в каждом пункте наблюдения.

4) Построить графики сползания нуля-пункта за каждый рабочий день;

5) По рассчитанным гравитационным аномалиям построить карту графиков.

Основная литература 1 осн. [86–94], 2 осн. [60–78].

Дополнительная литература 1 доп. [286–293].

Контрольные вопросы:

1. Этапы обработки результатов гравиметрических наблюдений.

2. Обработка полевых материалов, выполняемых в опорных и рядовых съемках.

3. Методика вычисления аномалий силы тяжести

4. Методика вычисления поправок.

Лабораторная работа № 3. Построение гравиметрической карты с помощью программы «Surfer»

Цель работы: освоение приёмов обработки наблюдаемых на дневной поверхности гравиметрических данных с целью построения гравитационной карты изоаномал Δg с использованием программы «Surfer».

Задание

Студент выписывает исходные данные из табл. 3.1 в соответствии с вариантами, указанными преподавателем.

1. Построить графики наблюдаемых значений g_n и H .
2. К отчёту приложить все необходимые графики, вычерченные на миллиметровке.

Основная литература 1 осн. [77–78], 2 осн. [52–53].

Дополнительная литература 1 доп. [293–294].

Контрольные вопросы:

1. Аномалии силы тяжести.
2. Понятие о промежуточном слое.
3. Понятие о поверхности приведения.
4. Аномалия Буге.

Лабораторная работа № 4. Решение прямой задачи гравиразведки

Цель работы: освоение методики вычисления и построения первой и второй производных гравитационного потенциала по их аналитическим формулам для простых геометрических тел.

Задание

1. Исследовать заданные формулы и определить ход кривой, найти особые точки гравитационного поля.
2. Решить прямую задачу гравиразведки для горизонтального кругового цилиндра бесконечного простираения по заданным параметрам. При этом необходимо использовать известные формулы

$$W_z = 2\pi G \sigma R^2 \frac{h}{h^2 + x^2}, \quad (4.1)$$

$$W_{xz} = -4\pi G \sigma R^2 \frac{hx}{(h^2 + x^2)^2}, \quad (4.2)$$

где G – гравитационная постоянная, равная $\frac{2}{3} \cdot 10^{-7} \frac{\text{см}^3}{\text{г} \cdot \text{сек}^2}$;

σ – избыточная плотность;

R – радиус цилиндра;

h – глубина залегания цилиндра.

3. По вычисленной и построенной кривой W_z построить графическим дифференцированием кривую W_{xz} .

Порядок выполнения задания:

Ось X кривой W_z разбивается на интервалы через 1 см.

По этим интервалам проводятся ординаты W_{zi} . W_{xz} рассчитывается по формуле

$$W_{xz} = \frac{W_{z2} - W_{z1}}{\Delta x} \quad (4.3)$$

где W_{z2} – последующая ордината;

W_{z1} – предыдущая ордината;

Δx – количество метров в 1 см чертежа с учетом принятого горизонтального масштаба.

Чтобы перевести полученную величину в Этвеш, следует миллигалы перевести в Галлы, метры в сантиметры и все это разделить на 10^{-9} , т. е.

$$W_{xz} = \Delta W_z \cdot \frac{10^6}{M} \text{ Эт}, \quad (4.4)$$

где M – знаменатель масштаба чертежа; ΔW_z – разность ординат в мГл.

Вычисления оформляются в виде таблицы. По вычисленным значениям V_{xz} строится кривая. Совпадение ранее полученной в результате расчета кривой V_{xz} с данной кривой свидетельствует о правильности проделанных операций.

4. При помощи палетки Г. А. Гамбурцева посчитать гравитационное влияние от двумерного тела с заданным сечением.

5. По результатам вычисленных кривых W_z и W_{xz} решить обратную задачу гравirazведки аналитическим методом.

Таблица 4.1

Номер варианта	R , м	H , м	Номер варианта	R , м	H , м
1	50	50	11	250	500
2	100	500	12	500	1000
3	50	100	13	100	350
4	200	800	14	300	600
5	100	200	15	450	800
6	150	250	16	500	900
7	100	300	17	250	400
8	50	150	18	400	850
9	50	250	19	600	1200
10	100	300	20	700	2000

Основная литература 1 осн. [332–419], 2 осн. [346–365].

Дополнительная литература 1 доп. [370–427].

Контрольные вопросы:

1. Рассказать о методах решения прямой и обратной задач гравirazведки, объяснить использование этих процедур в практике гравитационных работ.

2. Объясните методику решения прямой задачи гравirazведки графическим способом.

3. Решите прямую задачу гравirazведки в общем случае, исследуя заданную формулу.

4. Как определить особую точку аномального поля? Объясните на конкретном примере.

Лабораторная работа № 5. Определение плотности промежуточного слоя по наблюдениям с гравиметрами на дневной поверхности

Цель работы: освоение приёмов обработки наблюдаемых на дневной поверхности гравиметрических данных с целью определения плотности слоя горных пород, залегающих между поверхностью наблюдения и поверхностью приведения.

Задание

Студент выписывает исходные данные из табл. 3.1 в соответствии с вариантами, указанными преподавателем.

1. Построить графики наблюдаемых значений g_n и H .
2. По этим значениям необходимо построить график зависимости конечных разностей g_n , H вплоть до разностей второго порядка. Оценивается возможность применения перечисленных выше способов.
3. Определить K и σ выбранным способом и оценить погрешность определения этих величин.
4. В тетради для лабораторных работ выписать все исходные данные, привести расчёты K и σ описанными выше способами и оценку погрешности определения величин. К отчёту приложить все необходимые графики, вычерченные на миллиметровке.

Основная литература 1 осн. [77–78], 2 осн. [52–53].

Дополнительная литература 1 доп. [293–294].

Контрольные вопросы:

1. Аномалии силы тяжести.
2. Понятие о промежуточном слое.
3. Понятие о поверхности приведения.
4. Аномалия Буге.

Лабораторная работа № 6. Вычисление второй вертикальной производной силы тяжести по значениям Wz

Цель работы: приобретение навыков в вычислении трансформированных значений исходной информации по квадратной сети.

Задание

1. Построить исходные профили.
2. Используя квадратную палетку, произвести трансформация потенциала силы тяжести во вторые градиенты силы тяжести
3. Сделать практические выводы по работе.

Порядок выполнения работы

На миллиметровке в масштабе 1 см=0,5 км провести 3 параллельных профиля. Расстояния между профилями и точками наблюдения взять 0,5 км. Возле каждой точки написать значения потенциала силы тяжести, взятых из таблицы.

Для среднего профиля по формулам (2.4), (2.5), (2.6), (2.7) с помощью четырехугольной палетки вычислить три производные силы тяжести.

Построить полученные по четырем формулам графики кривых второго градиента силы тяжести.

Сравнить кривые, полученные по четырем формулам и сделать вывод о целесообразности использования этих формул с целью увеличения разрешающей способности вторых градиентов.

Основная литература 1 осн. [438–452], 2 осн. [330–334].

Контрольные вопросы:

1. Что такое качественная и количественная интерпретация гравиметрических данных?
2. Перечислите и объясните методы трансформации полей.
3. Почему при трансформации полей используется метод пересчета поля в его высшие производные?
4. Физический и геометрический смысл первого и второго градиентов.

5. Практические выводы по результатам выполнения лабораторной работы.

Лабораторная работа № 7. Некоторые принципы выделения и прослеживания разрывных тектонических нарушений по карте изоаномал силы тяжести

Цель работы: ознакомление с некоторыми общими принципами анализа карт геофизических полей на примере гравитационной карты изоаномал и частной геологической задачи выявления и прослеживания тектонических разрывных нарушений. Подобная геологическая задача решается часто и на различных стадиях работ. Многие из рассматриваемых в данной работе принципов анализа при геологическом истолковании аномалий пригодны также для анализа карт других геофизических полей.

Задание

1. Скопировать фрагменты карт изоаномал. Иметь в виду, что изолинии всех фрагментов проведены через 0,2 мГал. Направление изменения поля показано бергштрихами, они направлены в сторону убывания поля.

2. Проанализировать каждый фрагмент, заведомо содержащий проявление разрывной тектоники в гравитационном поле. Прежде всего необходимо постараться схематически показать области с различным соотношением плотности (больше-меньше). Затем выделить в пределах фрагмента особенности поля, соответствующие разрывному нарушению. Фрагменту присвоить индекс (от 1 до 12). Если при этом возникают затруднения однозначного выбора варианта, указать несколько индексов в порядке убывания вероятности. В отчете о работе дать обоснование выбранного варианта (по каждому фрагменту).

Пример. Фрагмент 19 соответствует признаку 7, так как по карте изолиний прослеживается смещение осей локальных аномалий. По обе стороны от зоны разлома расстояние между осями аномалий не изменяется.

Исходные данные

Фрагменты карты гравитационного поля, заведомо содержащие проявление разрывной тектоники.

Основная литература 1 осн. [332–419], 2 осн. [346–365].

Дополнительная литература 1 доп. [370–427].

Контрольные вопросы:

1. Что понимают под гравитационной аномалией?
2. Вследствие чего появляются положительные или отрицательные локальные аномалии силы тяжести?
3. Как отражает карта изоаномал протяженность источника аномалии по простиранию?
4. Какие изменения состояния горных пород в зоне разрывного нарушения приводят к возникновению гравитационной аномалии?
5. Как проявляются раздвиги тектонических блоков в гравитационном поле?
6. Какими особенностями гравитационного поля на карте изоаномал отмечаются разрывные тектонические нарушения?
7. О чем свидетельствует смещение осей локальных гравитационных аномалий?
8. Схематически изобразить смену характера гравитационного поля как признак линейного разрывного нарушения.
9. Схематически изобразить резкое линейное ограничение локальных аномалий.
10. Схематически изобразить пересечение локальной положительной гравитационной аномалии линейным разломом без смещения блоков в случае разуплотнения горных пород в зоне разлома.

16. ПЛАНЫ ЗАНЯТИЙ В РАМКАХ САМОСТОЯТЕЛЬНОЙ РАБОТЫ СТУДЕНТОВ ПОД РУКОВОДСТВОМ ПРЕПОДАВАТЕЛЯ (СРСП)

№ недели	Задание	Форма проведения	Методические рекомендации	Рекомендуемая литература
1	2	3	4	5
1	Связь между гравитационным и магнитным потенциалом	тренинг	Необходимо воспользоваться уравнением Пуассона, найти составляющие напряженности магнитного поля по координатам x, y, z и подставить в уравнение Пуассона	3 доп. [15–16]
2	Определение плотности промежуточного слоя по наземным гравиметрическим измерениям	тренинг	Необходимо разобраться в графических способах (способ Неттльтона, Парасниса, Вейнберга), аналитических способах (точные способы, способ Антонова, Бережной) и статистических способах определения плотности горных пород на основе гравиметрических данных	3 доп. [17–21]
3	Определение плотности промежуточного слоя по гравиметрическим измерениям в скважинах и шахтах	тренинг	Необходимо знать формулы притяжения однородного горизонтального слоя.	3 доп. [21]
4	Типы гравиметров	тренинг	Разобраться во всех типах гравиметров, знать принципы их работы. Быть в курсе современных направлений в гравиметрической аппаратуре	доп. литература
5	Исследование, настройка и эталонирование гравиметров	тренинг	Знать принципы работы с целями эталонирования, настройки и исследования гравиметров	2 осн. [158–174], 3 доп. [45–47]

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5
6	Гравиметрические измерения на море	тренинг	Знать основные принципы и приемы выполнения гравиметрической съемки на море	2 осн. [198–209]
7	Методика полевых измерений силы тяжести с гравиметрами	тренинг	Знать основные принципы и приемы выполнения гравиметрической съемки	2 осн. [228–238]
8	Оценка качества съемки	тренинг	Уметь оценивать качество съемки при центральной системе наблюдений, полигональной системе наблюдений, двухступенчатой системе наблюдений	3 доп. [57–58]
9	Уравнивание гравиметрических сетей	тренинг	Уметь выполнять уравнивание разными методами	2 осн. [248–263]
10	Методика составления гравиметрических карт	тренинг	Знать основные операции составления гравиметрических карт	2 осн. [263–270]
11	Измерения силы тяжести на подвижном основании	тренинг	Знать методику проведения гравиметрических работ на подвижном основании	3 доп. [75–85]
12	Сопоставление гравиметрических и магнитных карт	тренинг	Ознакомиться с основными понятиями геологической интерпретации гравитационных полей	2 осн. [307–310]
13	Определение конфигурации возмущающего объекта неправильной формы	тренинг	Ознакомиться с одним из методов решения обратной задачи гравиразведки методом подбора, а также палеточным способом	2 осн. [357–362]
14	Системы обработки наземных гравиметрических измерений на ЭВМ	тренинг	Знать возможности современных систем обработки гравиметрических данных	доп. литература
15	Вычислительные схемы для трансформаций потенциальных полей	тренинг	Знать математический аппарат трансформаций полей	3 доп. [240–246]

17. ПЛАНЫ ЗАНЯТИЙ В РАМКАХ САМОСТОЯТЕЛЬНОЙ РАБОТЫ СТУДЕНТОВ (СРС)

№ недели	Задание	Методические рекомендации	Рекомендуемая литература
1	2	3	4
1	Методы вычисления поправки за влияние рельефа	Разобраться с определением поправки за рельеф при помощи таблиц и номограмм, а также уметь учитывать поправку по характерным точкам рельефа	1 осн. [86–94], 2 осн. [60–72]
2	Общие принципы обработки данных с целью выделения аномалий	Разобраться в процессе, начиная от постановки задачи и определения модели поля до принятия решения о наличии аномалий	3 доп. [306–315]
3	Абсолютные определения силы тяжести	Знать методы, с помощью которых можно определять абсолютные значения силы тяжести	1 осн. [101–111]
4	Относительные определения силы тяжести маятниковым методом	Знать методы, с помощью которых можно определять абсолютные значения силы тяжести, в том числе и с помощью математического маятника	1 осн. [111–112]
5	Современные гравиметры	Знать все типы гравиметров, которые на настоящий момент используются на производстве	доп. литература
6	Способы уравнивания опорных сетей	Разобраться во всех способах уравнивания сетей: в методе полигонов или красных чисел, в методе последовательных приближений, в методе узлов, в методе последовательных приближений при уравнивании по узлам	1 осн. [216–228], 2 осн. [248–263]
7	Густота сети и точность съемки	Этот вопрос является наиболее важным при проведении гравиметрической съемки, поэтому необходимо обратить внимание на принципы расчета густоты сети и точности съемки	1 осн. [228–231], 2 осн. [238–242]

Продолжение таблицы

1	2	3	4
8	Определение параметров тел по соотношению разных производных гравитационного потенциала	Если имеется не одна наблюдаемая или вычисленная производная потенциала, можно найти параметры тела по соотношению между экстремальными значениями разных производных или по абсциссам точек, где значения разных производных равны	1 осн. [377–379]
9	Графические способы определения параметров тел	Сущность метода состоит в том, что к наблюдаемой кривой подбирают теоретическую кривую, рассчитанную на основе решения прямой задачи гравиразведки	1 осн. [379–381], 2 осн. [357–362]
10	Определение массы и координат центра тяжести тел	Такие методы относятся к прямым методам интерпретации, т. е. методам, которые позволяют находить параметры тела без каких-либо предположений о форме тела	1 осн. [392–402]
11	Определение рельефа контактной поверхности	Это важная задача, так как гравитационное действие контактной поверхности высоко. Рассмотреть принципы определения рельефа для разных структур	1 осн. [407–410], 2 осн. [362–363]
12	Пространственное распределение поля и его использование при интерпретации аномалий	Это есть пересчет гравитационной аномалии на высоту h над уровнем моря. Это один из способов ослабления локальных аномалий и построения регионального поля	1 осн. [410–419], 2 осн. [337–339]
13	Применение вычислительных машин при обработке и интерпретации гравиметрических наблюдений	Знать современные системы обработки гравиметрических данных	1 осн. [479–484], 2 осн. [368–382]

Продолжение таблицы

1	2	3	4
14	Изучение фигуры Земли	Это задача высшей геодезии. Разобраться, каким образом гравиметрические данные могут использоваться для решения этой задачи	1 осн. [484–489]
15	Поиски и разведка твердых полезных ископаемых	Рассмотреть применение гравиразведки при поисках твердых полезных ископаемых	1 осн. [499–533], 2 осн. [320–325]

18. ТЕМАТИКА ПИСЬМЕННЫХ РАБОТ ПО КУРСУ

Тематика рефератов

1. Аномалия Прея.
2. Плотности горных пород.
3. Роль гравиразведки при изучении глубинного строения Земли.
4. Современные типы гравиметров.
5. Классификация аномалий.
6. Этапы обработки гравиметрических данных.
7. Программные средства для решения прямой и обратной задачи гравиразведки.
8. Методы расчета поправок за рельеф и промежуточный слой.
9. Современные системы обработки гравиметрических данных.
10. Значение гравиразведки при поисках нефти и газа.

Рекомендуемая литература

Материал для обязательного изучения

1. Миронов В. С. Курс гравиразведки. – М: Недра, 1980.
2. Грушинский Н. П., Сажина Н. Б.. – М: Недра, 1982

Материал для дополнительного ознакомления

1. Сорокин Л. В. Гравиметрия и гравиметрическая разведка. – М: Гостоптехиздат. 1963.
2. К. Е. Веселов. Гравиметрическая съемка. – М. Недра, 1986.
3. Гравиразведка. Справочник геофизика. – М: Недра, 1996.

19. ТЕСТОВЫЕ ЗАДАНИЯ ДЛЯ САМОКОНТРОЛЯ С УКАЗАНИЕМ КЛЮЧЕЙ ПРАВИЛЬНЫХ ОТВЕТОВ

\$\$\$ 1

Почему совпадают единицы измерения ускоренного движения и напряженности поля силы тяжести?

- А) они неодинаковы
- В) совпадают случайно
- С) потому что ускорение равно производной скорости по времени
- Д) потому что напряженность поля равна норме силы, приходящейся на единицу массы
- Е) потому что ускорение равно изменению скорости за время

\$\$\$ 2

Что называется напряженностью поля силы тяжести?

- А) величина поля, способная двигать тело
- В) величина поля, действующая в каждой точке пространства
- С) изменение поля вокруг тела
- Д) норма силы, приходящаяся на каждую единицу пробной массы
- Е) характер изменения поля вокруг тела, которое его создает

\$\$\$ 3

Что больше по величине: гравитационная или центробежная сила Земли?

- А) центробежная
- В) на экваторе центробежная, а на полюсах – гравитационная силы
- С) гравитационная сила уменьшается от полюсов до экватора обратно пропорционально квадрату радиуса Земли, а центробежная возрастает прямо пропорционально этому радиусу, соответственно меняются величины силы
- Д) Гравитационная
- Е) эти силы одинаковые

\$\$\$ 4

Что называется потенциалом силы тяжести?

А) интегрируемая функция

В) сила, получаемая интегрированием сил

С) суммарная функция

Д) энергетическая сила гравитационного поля

Е) функция, производные которой по направлениям равняются проекциям силы тяжести на эти направления

\$\$\$ 5

Как была выведена формула нормального поля силы тяжести Земли?

А) вычисляя значения силы тяжести для различных точек Земли

В) на основе формулы Гельмерта

С) по коэффициентам сжатия, совпадающим с коэффициентом сжатия Земли

Д) используя измеренные значения силы тяжести по пунктам, равномерно расположенным на поверхности Земли, определяют коэффициенты общего выражения формулы силы тяжести

Е) по наилучшему отражению фактического поля силы тяжести Земли данной формулой

\$\$\$ 6

Как устанавливают нормальное значение силы тяжести гравипункта?

А) вычисляют по государственной формуле нормального поля силы тяжести

В) по графику силы тяжести, проходящего через данный пункт

С) по известным формулам силы тяжести Земли

Д) по координатам X, Y пункта из гостаблицы нормального поля выбирают значение силы тяжести

Е) в соответствии с принятым для этого района нормальным гравитационным полем

\$\$\$ 7

Что называется градиентом силы тяжести?

- А) вторые производные, связанные с координатой z
- В) производные силы тяготения
- С) все вторые производные силы тяжести
- Д) вторые производные, связанные с координатой x
- Е) вторые производные, связанные с координатой y

\$\$\$ 8

Что выражает уравнение изостазии?

- А) это уравнение равностатических поверхностей
- В) это уравнение правильных уровенных поверхностей
- С) это уравнение выравнивания потенциала силы тяжести
- Д) это уравнение поверхностей равных давлений в Земле
- Е) это уравнение выравнивания плотностей слоев

\$\$\$ 9

Что такое уровенная поверхность?

- А) к которой вектор силы тяжести направлен по нормали
- В) к которой вектор силы тяготения направлен под углом 45°
- С) на такой поверхности потенциал силы тяжести является постоянным
- Д) к которой вектор силы тяжести направлен по нормали и на такой поверхности потенциал силы тяжести является постоянным
- Е) это поверхность морей и океанов

\$\$\$ 10

Что измеряется гравиметром?

- А) вертикальная гравитационная сила
- В) вертикальная составляющая силы тяжести
- С) вертикальная проекция силы тяготения
- Д) горизонтальная составляющая центробежной силы
- Е) изменение силы тяжести между двумя пунктами

\$\$\$ 11

Почему измерительная пружина позволяет избавиться от нелинейного влияния главной пружины упругой системы маятника?

А) натяжением измерительной пружины маятник приводится в начальное положение

В) при натяжении измерительной пружины угол наклона маятника исчезает

С) измерительная пружина компенсирует влияние главной пружины

Д) натяжением измерительной пружины полностью освобождается от нагрузки главная пружина

Е) натяжением измерительной пружины наклон маятника компенсируется

\$\$\$ 12

Как определяют цену деления микрометра гравиметра?

А) сравнивают показания гравиметра на опорных пунктах со значениями силы тяжести на них

В) по приращениям силы тяжести между опорными пунктами

С) сравнивая приращения силы тяжести и показания гравиметра между опорными пунктами

Д) приращения силы тяжести между опорными пунктами делят на изменение отсчетов по гравиметру между ними

Е) по приращениям силы тяжести и отсчетами гравиметра между опорными пунктами

\$\$\$ 13

Почему необходимо учитывать нормальные значения силы тяжести?

А) нормальные значения силы тяжести рассчитаны для некоторой идеальной Земли, а измерения ведутся на физической поверхности

В) их можно не учитывать

С) значения силы тяжести распределены одинаково по всей поверхности Земли

Д) нормальное поле очень сильно влияет на показания гравиметра

Е) нормальное поле искажает реальное значение силы тяжести

\$\$\$ 14

Как искажает показания гравиметра высота?

А) высота уменьшает показания гравиметра

В) знак поправки Фая совпадает со знаком высоты, значит, она также влияет

С) положительная высота увеличивает, отрицательная уменьшает

Д) высота положительная уменьшает, отрицательная – увеличивает показания гравиметра из-за удаления от центра Земли и приближения к нему

Е) поправка за высоту вводится со знаком высоты, т.е. соответственно ее влиянию

\$\$\$ 15

Как искажает показания гравиметра промежуточный слой?

А) поправка за этот слой вычитается в соответствии с его влиянием

В) знак высоты в поправке Буге сохраняется, потому что промежуточный слой уменьшает показания гравиметра

С) промежуточный слой увеличивает показания гравиметра

Д) промежуточный слой между уровнями моря и гравиметра увеличивает его показания

Е) промежуточный слой увеличивает притяжение Земли

\$\$\$ 16

Что называется аномалией в редукции Фая?

А) аномалия, полученная с учетом изостатической поправки

В) аномалия, полученная с учетом высоты

С) аномалия, полученная с учетом поправки за рельеф

Д) аномалия, полученная с учетом поправок за рельеф и высоту

Е) аномалия, полученная с учетом поправки Прёя

\$\$\$ 17

Что называется аномалией в редукции Буге?

А) аномалия, полученная с учетом всех поправок

В) аномалия, полученная с учетом поправки Прёя

- С) аномалия, полученная с учетом высоты
- Д) аномалия, полученная с учетом влияния высоты, промежуточного слоя и рельефа пункта
- Е) аномалия, полученная с исключением влияния промежуточного слоя

\$\$\$ 18

Как изменяются аномалии в редукции Фая по профилю континент-океан?

- А) сила тяжести на континенте равна 0, на океане - отрицательная
- В) значения силы тяжести увеличиваются от континента в сторону океана
- С) сила тяжести на континенте отрицательная, на океане – равна 0
- Д) вертикальная проекция силы тяготения
- Е) аномалии Фая очень сильно зависят от высоты, поэтому на континенте значения силы тяжести положительные, на океане близки к 0
- Е) возрастают в сторону океана

\$\$\$ 19

Какое из этих определений является формулой Стокса?

- А) Чем глубже залегает какой-либо слой, тем положе и обширнее будет гравитационная кривая
- В) с увеличением расстояния от Земли потенциал силы тяжести должен стремиться к 0
- С) потенциал силы тяжести должен удовлетворять уравнению Лапласа
- Д) поверхность относимости, как и поверхность геоида должны быть постоянными
- Е) если известны общая масса Земли и угловая скорость ее вращения и дана уровенная поверхность полностью обнимающая всю Землю, то силы тяжести и ее потенциал могут быть однозначно определены независимо от распределения масс внутри Земли

\$\$\$ 20

Как изменяются аномалии в редукции Буге профилю континент-океан?

- А) на континенте значения силы тяжести отрицательные, на океане положительные
- В) они повторяют по знаку аномалию Фая
- С) значения силы тяжести уменьшаются в сторону океана
- Д) зависят от высоты, поэтому на суше положительные, на океане - отрицательные
- Е) повторяют с обратным знаком рельеф пункта.

\$\$\$ 21

По какой формуле рассчитывалось нормальное гравитационное поле на территории Советского Союза?

- А) по формуле Кассиниса
- В) по формуле Клеро
- С) по формуле Гельмерта
- Д) по формуле Жонголовича
- Е) по формуле Стокса

\$\$\$ 22

Почему необходимо учитывать нормальное значение силы тяжести?

- А) для того, чтобы рассчитать изостатическую поправку
- В) для того, чтобы определить уровенную поверхность
- С) для выделения плавно изменяющейся части наблюдаемого поля, вычисленного для некоторой идеальной Земли и учета неодинакового распределения силы тяжести по всей Земле
- Д) чтобы посчитать аномалию Буге
- Е) чтобы посчитать аномалию Фая

\$\$\$ 23

Почему на практике для расчета потенциала силы тяжести пользуются асимптотической формулой потенциала?

- А) так как она легче
- В) для упрощения задачи
- С) так она дает более точное значение потенциала силы тяжести

Д) так как мы не знаем распределение масс внутри Земли, поэтому бывает необходимым разложить формулу силы тяготения в ряд Маклорена

Е) она дает возможность определения массы тела

\$\$\$ 24

Какими свойствами обладает потенциал силы тяжести?

А) потенциал силы тяжести – вторая производная силы тяжести

В) потенциал силы тяжести – это первая производная силы тяжести, проекция силы тяжести на различные направления, работа по перемещению

С) потенциал силы тяжести – это вертикальный градиент

Д) потенциал силы тяжести – это второй горизонтальный градиент

Е) потенциал силы тяжести – это проекции по разным направлениям центробежной силы

\$\$\$ 25

Если точка находится вне притягивающих масс, то каким уравнением характеризуется гармоническое свойство потенциала силы тяжести?

А) формулой Кассиниса

В) формулой Клеро

С) теоремой Стокса

Д) уравнением Пуассона

Е) уравнением Лапласа

\$\$\$ 26

Если точка находится внутри притягивающих масс, то каким уравнением характеризуется гармоническое свойство потенциала силы тяжести?

А) формулой Кассиниса

В) формулой Клеро

С) теоремой Стокса

Д) уравнением Пуассона

Е) уравнением Лапласа

\$\$\$ 27

Какая из этих формул определяет редукцию в свободном воздухе?

- A) $\Delta g = g_n - \gamma_0 + 0.3086H$
- B) $\Delta g = g_n - \gamma_0 + 0.3086H - \Delta g_2$
- C) $\Delta g = g_n - \gamma_0 + 0.3086H - 0.0418\sigma H$
- D) $\Delta g = g_n - \gamma_0 + 0.3086H - 0.0418(\sigma - 1.03)P$
- E) $\Delta g = g_n - \gamma_0 + 0.3086p + 0.0836p\sigma$

\$\$\$ 28

На каком принципе основана работа гравиметра?

- A) на принципе компенсации силы тяжести упругостью пружины
- B) на принципе компенсации силы тяжести упругостью газа
- C) на принципе компенсации силы тяжести упругостью крутильной нити
- D) на принципе поступательного движения груза
- E) на принципе вращательного движения груза

\$\$\$ 29

Что является необходимым условием эффективности гравиметрической разведки?

- A) неодинаковая плотность аномального тела и вмещающих пород
- B) линейные размеры искомого тела
- C) математического маятника
- D) наличие магматических пород
- E) наличие метоморфических пород

\$\$\$ 30

Для чего применяется трансформация поля?

- A) для обработки гравиметрических данных
- B) для получения средних значений силы тяжести
- C) для выделения нормального гравитационного поля

Д) для приближенного разделения аномалий по их видимой ширине

Е) для интерпретации аномалий

1	Д	7	С	13	А	19	Е	25	Е
2	Д	8	Д	14	Д	20	А	26	Д
3	С	9	Д	15	В	21	С	27	А
4	Е	10	В	16	Д	22	С	28	А
5	Д	11	Д	17	Д	23	Д	29	А
6	Д	12	Д	18	Д	24	В	30	Е

20. ПЕРЕЧЕНЬ ЭКЗАМЕНАЦИОННЫХ ВОПРОСОВ ПО ПРОЙДЕННОМУ КУРСУ

1. Сила притяжения.
2. Потенциал притяжения и его физический смысл.
3. Вторые производные потенциала и их физический смысл.
4. Производные потенциала притяжения.
5. Вычисление потенциала притяжения сферического слоя и шара.
6. Гармонические свойства потенциала притяжения.
7. Сила тяжести и ее потенциал.
8. Разложение потенциала силы тяжести в ряд Маклорена.
9. Геоид.
10. Сила тяжести на поверхности геоида.
11. Нормальные значения потенциала силы тяжести.
12. Нормальные значения вторых производных потенциала силы тяжести.
13. Вековые и периодические изменения силы тяжести.
14. Понятие редуцирования и виды редуцирования.
15. Поправка за высоту и аномалия в свободном воздухе.
16. Поправка за рельеф местности и аномалия Фая.
17. Поправка за промежуточный слой и аномалия Буге.
18. Поправка Прёя и аномалия Прёя.
19. Изостатическая поправка и изостатическая аномалия.
20. Топографическая аномалия.
21. Методы вычисления поправки за влияние рельефа.
22. Классификация методов измерения силы тяжести.
23. Основы маятникового метода определения силы тяжести.
24. Физический маятник.
25. Математический маятник.
26. Обратный маятник.
27. Абсолютные определения силы тяжести.
28. Относительные определения силы тяжести.
30. Статические методы измерения силы тяжести.
31. Типы гравиметров.
32. Современные гравиметры.
33. Методика и техника гравиметрической съемки на суше.

34. Основные виды съемки.
35. Опорная сеть и рядовые наблюдения.
36. Способы уравнивания опорных сетей.
37. Оценка качества наблюдений.
38. Густота сети и точность съемки.
39. Измерение силы тяжести в движении.
40. Плотность горных пород.
41. Методика изучения плотности горных пород.
42. Основные положения геологической интерпретации гравитационных аномалий.
43. Качественная интерпретация.
45. Количественная интерпретация.
46. Способы определения параметров тел.
47. Решение прямой и обратной задачи для материальной точки и сферы.
48. Вертикальный материальный стержень.
49. Вертикальный круговой цилиндр.
50. Горизонтальный материальный стержень.
51. Горизонтальный круговой цилиндр.
52. Вертикальная материальная полоса.
53. Вертикальный тонкий пласт.
55. Горизонтальная материальная полоса.
56. Горизонтальный тонкий пласт.
57. Горизонтальная материальная полуплоскость.
58. Вертикальный уступ.
59. Наклонный уступ.
60. Наклонный слой.
61. Вертикальный пласт.
62. Наклонный пласт.
63. Определение параметров тела по соотношению разных производных гравитационного потенциала.
64. Графические способы определения параметров тела.
65. Графические способы вычисления гравитационного эффекта тел.
66. Определение массы и координат центра тяжести тела.
67. Преобразование трехмерных аномалий в двумерные.
68. Определение рельефа контактной поверхности.

69. Пространственное распределение тела и его использование при интерпретации гравитационных аномалий.
70. Методы трансформаций гравитационных аномалий.
71. Общие принципы трансформаций аномалий.
72. Осреднение аномалий.
73. Аналитическое продолжение аномалий как гармонических функций.
74. Вычисление высших производных потенциала.
75. Трансформация аномалий как процесс частотной фильтрации.
76. Использование элементов теории вероятностей для определения трансформированного поля.
77. Использование элементов математической статистики для определения оптимальных трансформаций аномального поля.
78. Трансформации гравитационных аномалий на основе конкретной геологической информации.
79. Применение ЭВМ при обработке и интерпретации гравиметрических наблюдений.
80. Применение гравиразведки.
81. Изучение фигуры Земли.
82. Изучение строения земной коры.
83. Использование гравиразведки при геологическом картировании.
84. Использование гравиразведки при тектоническом районировании.
85. Использование гравиразведки при поисках нефти и газа.
86. Использование гравиразведки при поисках твердых полезных ископаемых.
87. Сопоставление гравиметрических и магнитных карт.
88. Определение конфигурации тела неправильной формы путем подбора. Палеточный метод.
89. Гравиметрические измерения на море.
90. Оценка предельных глубин залегания аномального тела.
91. Комплексирование гравитационного метода с другими геофизическими методами.

ГЛОССАРИЙ

- **Гравиметрическая (или гравитационная) разведка**, часто сокращенно называемая просто **гравиразведкой** – это один из основных методов геофизики, который основан на изучении свойств силового поля, создаваемого притяжением масс, которыми сложен данный участок земной коры.

- **Гравитационное поле** – силовое поле, которое создано векторным сложением силы притяжения и центробежной силы, которая возникает из-за вращения Земли вокруг своей оси.

- **Сила тяжести** – это та сила, с помощью которой любое тело притягивается к Земле.

- **Математический маятник** – это тяжелая материальная точка, подвешенная на невесомой нити, которая при наличии на нее воздействий производит колебательные движения

- **Теория изостазии** – теория о равновесном состоянии земной коры.

- **Геоид** – это уровенная или эквипотенциальная поверхность, которая совпадает с невозмущенной поверхностью морей и океанов

- **Гармонические свойства гравитационного потенциала** – уравнения Пуассона и Лапласа

- **Градиент** – это скорость изменения силы тяжести от точки к точке в каком-либо направлении.

- **Проблема или задача Стокса** – определение силы тяжести и ее производных по угловой скорости вращения, массе Земли и уровенной поверхности.

- **Коэффициент сжатия Земли** – отношение разницы экваториальной и полярной полуосей к экваториальной оси

- **Астазирование** – искусственное повышение чувствительности гравиметра

- **Аномальное тело** – это геологическое тело, которое резко отличается от вмещающих пород по своим физическим свойствам

- **Гравитационная аномалия** – гравитационное поле, возмущенное аномальным телом.

- **Приведение или редуцирование** – процедура приведения значения силы тяжести для сфероида к физической поверхности Земли

- **Поправка за высоту** – поправка, приводящая все точки наблюдения к поверхности геоида

- **Поправка за рельеф или топографическая поправка** – поправка, приводящая к исключению влияния внешних и внутренних масс

- **Поправка за промежуточный слой** – поправка, исключаящая влияния промежуточного слоя, заключенного между физической поверхностью Земли и поверхностью геоида

- **Поправка Буге** – сумма поправок за высоту и промежуточный слой

- **Изостатическая поправка** – поправка, исключаяющая влияние внутренних и внешних масс

- **Невязка полигона** – не равенство 0 суммы измеренных приращений силы тяжести по полигону

- **Плотность σ** любого однородного вещества – отношение массы m вещества к ее объёму V

- **Плотность горной породы** – это отношение массы вещества всех фаз, которые свойственны породе в условиях естественного залегания, к объёму, занимаемому веществом этих фаз

- **Объемная плотность** – отношение массы вещества твердой фазы m_1 к объёму вещества всех фаз

- **Минералогическая плотность** – отношение массы вещества твердой фазы m_1 к её объёму

- **Коэффициент пористости (пористость) горной породы** – отношение объёма пор ко всему объёму породы

- **Объемная плотность** – плотность, определенная по минералогической плотности и пористости породы

- **Массовый (весовой) коэффициент влажности** – отношение массы (веса) воды в породе к массе (весу) вещества твердой фазы

- **Объёмный коэффициент влажности** – отношение объёма воды к объёму вещества твёрдой фазы

- **Региональные аномалии** – связаны с глубинными аномалиями плотности, с крупными структурами земной коры, поверхностью кристаллического фундамента и неоднородностями его петрографического состава.

- **Локальные, или остаточные аномалии** – получаются при вычитании из наблюдаемых аномалий региональных, приурочены к антиклинальным, синклинальным и дизъюнктивным структурам в осадочном чехле и фундаменте, залежам полезных ископаемых.

- **Трансформации гравитационных полей** – разделение наблюдаемого поля на региональные и локальные составляющие

- **Прямая задача гравиразведки** – определение аномальной кривой по известной форме и параметрах геологического тела

- **Обратная задача гравиразведки** – определение параметров геологического тела по известной форме аномальной кривой

- **Аналитическое продолжение гравитационного поля** – определение гармонической функции в любой точке пространства

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

Основные

- [1] *Миронов В.С.*, Курс гравиразведки. – М: Недра, 1980.
- [2] *Н.П. Грушинский, Н.Б.Сажина.* – М: Недра, 1982
- [3] *Маловичко А.К.* Основной курс гравиразведки. 1 ч. Пермь: Издательство Пермского Университета, 1966.
- [4] *Маловичко А.К.* Основной курс гравиразведки. 2 ч. Пермь: Издательство Пермского Университета, 1968.
- [5] *Моисеев М.Б.*, Гравиразведка. М.: Недра, 1986.
- [6] Справочник геофизика. Гравиразведка. т. 3. М.: Недра, 1996.

Дополнительные

- [7] *Сорокин Л.В.* Гравиметрия и гравиметрическая разведка. – М: Гостоптехиздат. 1963.
- [8] *К.Е. Веселов.* Гравиметрическая съемка. – М. Недра, 1986.
- [9] Гравиразведка. Справочник геофизика. – М: Недра, 1986.
- [10] *Андреев Б.А., Клушин И.Г.* Геологическое истолкование гравитационных аномалий. М.: Гостехиздат, 1962.
- [11] *Сажина Н.Б., Грушинский Н.П.* Гравитационная разведка. М.: Недра, 1966.
- [12] *Гладкий К.В.* Гравиразведка и магниторазведка. М.: Недра, 1970
- [13] *Сорокин Л.В.* Гравиметрия и гравиметрическая разведка. М.: Гостоптехиздат, 1963г.
- [14] *Веселов К.Е., Кушербаев Н.И., Гульницкий В.Л. и др.* Гравиметрическая разведка рудных месторождений в Казахстане (методическое пособие). Алма-Ата: Изд-во КазВИРГ, 1970.

СОДЕРЖАНИЕ

	ВВЕДЕНИЕ	3
	КРУГ ЗАДАЧ, РЕШАЕМЫХ ГРАВИРАЗВЕДКОЙ.	
	КРАТКИЙ ИСТОРИЧЕСКИЙ ОЧЕРК	4
1.	КРАТКАЯ ТЕОРИЯ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ	8
1.1.	Закон всемирного тяготения и сила притяжения	8
1.2.	Сила тяжести	10
1.3.	Потенциал силы тяжести и свойства гравитационного потенциала	15
1.4.	Асимптотическая формула потенциала силы тяжести	18
1.5.	Вторые производные потенциала силы тяжести	20
2.	ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФИГУРЫ ЗЕМЛИ – ОСНОВНАЯ ЗАДАЧА ГРАВИМЕТРИИ	22
2.1.	Уравнение идеального геоида	22
2.2.	Теорема и проблема Стокса	26
3.	НОРМАЛЬНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ И ВТОРЫХ ПРОИЗВОДНЫХ. ВЕКОВЫЕ И ПЕРИОДИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ	29
3.1.	Ускорение силы тяжести на поверхности геоида. Теорема Клеро	29
3.2.	Нормальные значения вторых производных силы тяжести	34
3.3.	Вековые и периодические изменения силы тяжести	36
4.	ИЗМЕРЕНИЯ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ	40
4.1.	Способы относительных измерений силы тяжести	40
4.2.	Гравиметр астазирванный кварцевый (ГАК)	42
4.3.	Устройство и принцип действия гравиметра астазированного кварцевого (ГАК)	46
4.4.	Способы измерений вторых производных силы тяжести	47
5.	ПОПРАВКИ В НАБЛЮДЕННОЕ ЗНАЧЕНИЕ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ И ВТОРЫХ ПРОИЗВОДНЫХ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОТЕНЦИАЛА	49
6.	ПРОЕКТИРОВАНИЕ, ОРГАНИЗАЦИЯ И МЕТОДИКА ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ СЪЕМОК	59
6.1.	Методика оценки точности гравиметрической съемки	64

6.2.	Уравнивание опорных сетей	65
6.3.	Густота сети гравиметрических наблюдений	68
7.	АССИМПТОТИЧЕСКАЯ ФОРМУЛА ПОТЕНЦИАЛА СИЛЫ ТЯЖЕСТИ (РАЗЛОЖЕНИЕ ПОТЕНЦИАЛА СИЛЫ ТЯЖЕСТИ В РЯД МАКЛОРЕНА)	72
8.	ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОРИСТОСТИ, ПЛОТНОСТИ И ВЛАЖНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД	77
9.	ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ СЪЕМОК	83
9.1.	Качественная и количественная интерпретация данных гравиразведки	83
9.2.	Количественная интерпретация	85
9.3.	Геологическое истолкование гравитационных аномалий	89
10.	ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ. ТЕОРИЯ ИЗОСТАЗИИ	92
10.1.	О гипотезах происхождения и развития земной коры	92
10.2.	Гипотеза континентального дрейфа	93
10.3.	Теория изостазии Пратта	93
10.4.	Теория изостазии Эри	96
11.	МЕТОДЫ РАЗДЕЛЕНИЯ (ТРАНСФОРМАЦИИ) ПОЛЕЙ	98
11.1.	Палетки для преобразования гравитационного поля. Круговая палетка	98
11.2.	Квадратная палетка	100
11.3.	Метод осреднения	101
12.	МЕТОДЫ РАЗДЕЛЕНИЯ (ТРАНСФОРМАЦИИ) ПОЛЕЙ (ПРОДОЛЖЕНИЕ)	105
12.1.	Разделение гравитационного поля методом осредненного градиента	105
12.2.	Разделение гравитационного поля методом вариаций	106
12.3.	Вычисление второй вертикальной производной силы тяжести по значениям Wz	107

12.4.	Аналитическое продолжение гравитационного поля вверх и вниз	111
13.	МЕТОДЫ РЕШЕНИЯ ПРЯМОЙ И ОБРАТНОЙ ЗАДАЧ ГРАВИРАЗВЕДКИ	118
13.1.	Принципы решения прямых и обратных задач гравirazведки	118
13.2.	Аналитические способы решения прямых задач гравirazведки	118
13.3.	Прямая и обратная задачи над шаром	120
13.4.	Прямая и обратная задачи над горизонтальным бесконечно длинным круговым цилиндром	122
13.5.	Прямая и обратная задача над вертикальным уступом (сбросом)	123
13.6.	Графическое определение аномалии силы тяжести двухмерных тел с помощью палетки Гамбурцева	125
13.7.	Численные методы решения прямых и обратных задач гравirazведки	127
14.	ПРИМЕНЕНИЕ ГРАВИРАЗВЕДКИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ	129
14.1.	Геологические задачи, решаемые гравirazведкой	129
14.2.	Использование общих гравиметрических съемок	129
14.3.	Гравirazведка при региональном тектоническом районировании	130
14.4.	Применение гравirazведки для поисков и разведки полезных ископаемых	130
14.5.	Роль гравirazведки в изучении геологической среды	132
15.	ПЛАНЫ ЛАБОРАТОРНЫХ ЗАНЯТИЙ	134
16.	ПЛАНЫ ЗАНЯТИЙ В РАМКАХ САМОСТОЯТЕЛЬНОЙ РАБОТЫ СТУДЕНТОВ ПОД РУКОВОДСТВОМ ПРЕПОДАВАТЕЛЯ (СРСР)	143
17.	ПЛАНЫ ЗАНЯТИЙ В РАМКАХ САМОСТОЯТЕЛЬНОЙ РАБОТЫ СТУДЕНТОВ (СРС)	145
18.	ТЕМАТИКА ПИСЬМЕННЫХ РАБОТ ПО КУРСУ	148
19.	ТЕСТОВЫЕ ЗАДАНИЯ ДЛЯ САМОКОНТРОЛЯ С УКАЗАНИЕМ КЛЮЧЕЙ ПРАВИЛЬНЫХ ОТВЕТОВ	149

20.	ПЕРЕЧЕНЬ ЭКЗАМЕНАЦИОННЫХ ВОПРОСОВ	
	ПО ПРОЙДЕННОМУ КУРСУ	159
	ГЛОССАРИЙ	162
	БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК	165

Учебное издание

Гульзада Кубашевна Умирова
Гульвира Алибековна Исмаилова
Гулнара Джумадиловна Бижанова

ГРАВИРАЗВЕДКА

для специальностей 5В070600 «Геология и разведка месторож-
дений полезных ископаемых»
по курсу «Гравиразведка»

Учебное пособие

Нач. РО УИЦ

З. А. Губайдулина

Редактор

Г. М. Дюсенбаева

Компьютерная верстка

Л. П. Умирбекова

Подписано в печать 22. 06. 2015 г.

Тираж 300 экз. Формат 60 х 84х 1/16. Бумага типогр. № 1.

Уч.-изд.л. 10,7. Усл. п.л. 9,9 . Заказ № 514. Цена договорная.

Издание Казахского национального технического университета
имени К. И. Сатпаева

Учебно-издательский центр КазНТУ,
г. Алматы, ул. Сатпаева, 22

ISBN 978-601-228-665-6

