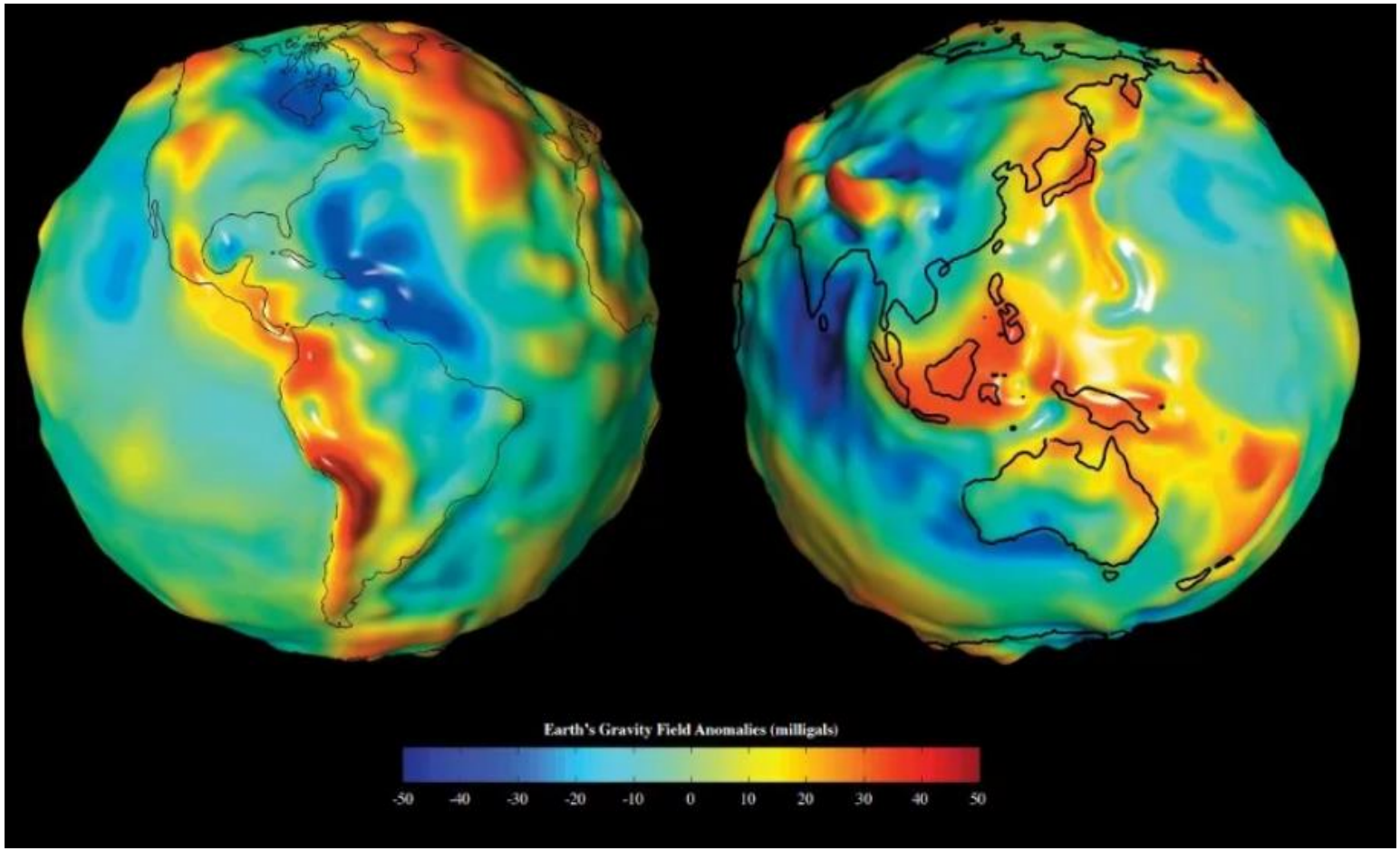
Л2. Нормальное гравитационное поле



Содержание

- Нормальное гравитационное поле
- Способы выбора нормального потенциала силы тяжести
- Теорема Клеро
- Формулы определения нормальной силы тяжести
- Вторые производные нормального потенциала силы тяжести

Нормальное гравитационное поле

Окружающее нас гравитационное поле, создаваемое в пространстве реальным телом Земли, является полем действительной силы тяжести и называется *действительным гравитационным полем.*

При определении действительное гравитационное поле (ДГП) рассматривают как сумму двух полей: нормального гравитационного поля (НГП) и аномального гравитационного поля (АГП), то есть

ДГП = НГП + АГП .

Под *нормальным гравитационным полем* понимается некоторое теоретическое гравитационное поле, которое создается *нормальной Землей.*

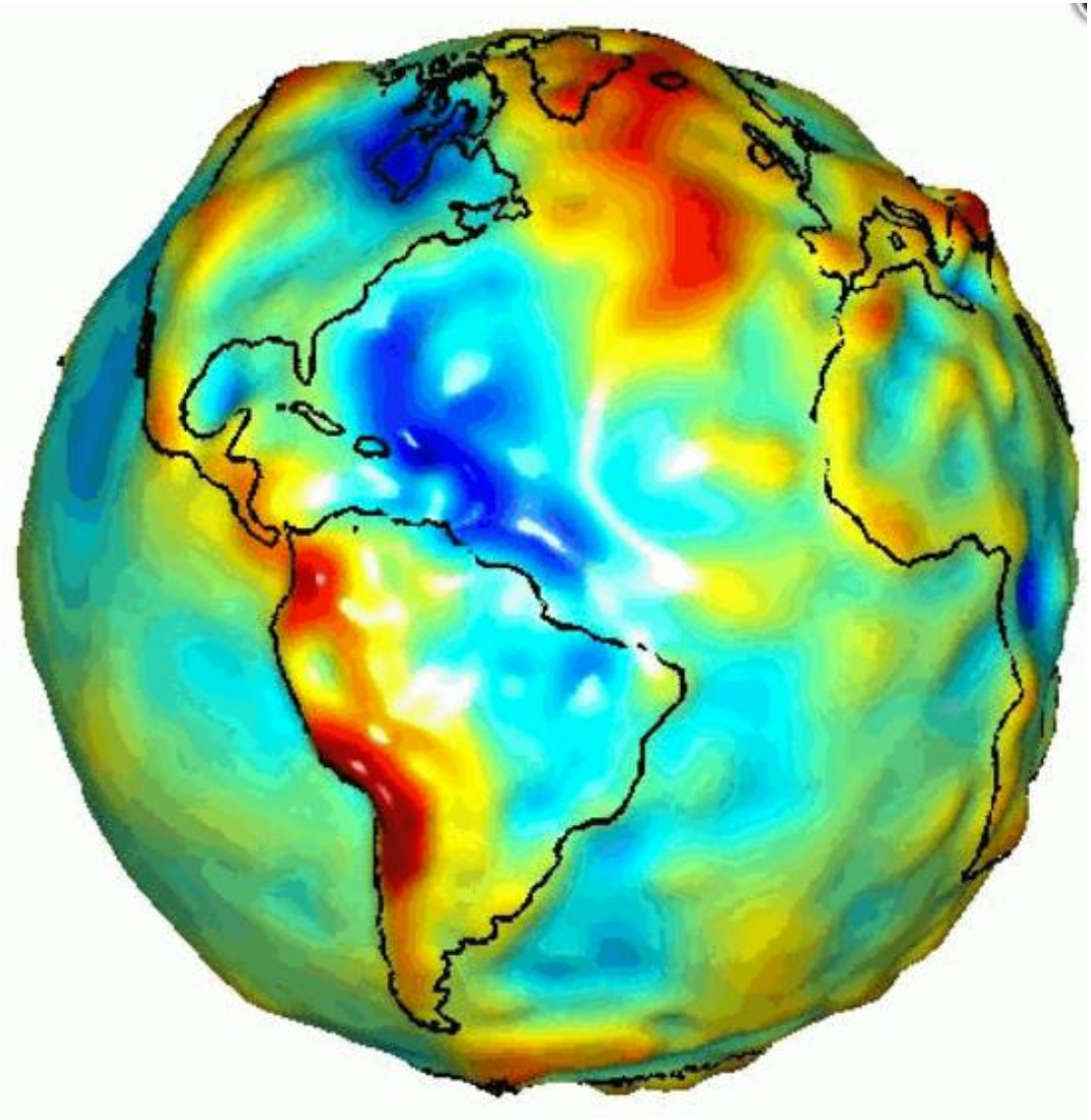
При этом за нормальную Землю в гравиметрии принимают уровенный земной эллипсоид, совпадающий с понятием земного эллипсоида, масса которого равна массе реальной Земли вместе с атмосферой, с некоторым известным распределением масс внутри него.

Каждое из названных гравитационных полей имеет свои характеристики.

Так характеристиками действительного гравитационного поля являются действительная сила тяжести (g), действительный потенциал силы тяжести (W) и вторые производные действительного потенциала силы тяжести (W'').

По аналогии с действительным гравитационным полем характеристиками нормального гравитационного поля являются нормальный потенциал силы тяжести (U), нормальная сила тяжести (γ) и вторые производные нормального потенциала силы тяжести (U'').

Нормальное гравитационное поле



https://grace.jpl.nasa.gov/resources/6/grace-global-gravity-animation/

Нормальное гравитационное поле

Существует два *способа выбора нормального потенциала силы тяжести:* способ Стокса и способ Гельмерта.

Способ Стокса основан на использовании теоремы Стокса, согласно которой потенциал силы тяжести W и сама сила тяжести g могут быть однозначно определены во всем внешнем пространстве и на самой уровенной поверхности, если известны: общая масса M тела, угловая скорость ω вращения тела вокруг неизменной оси и форма σ уровенной поверхности, целиком охватывающей все притягивающие массы.

Таким образом, в способе Стокса заданной считается уровенная поверхность силы тяжести и определению подлежит соответствующий ей нормальный потенциал силы тяжести.

В *способе Гельмерта*, наоборот, задается нормальный потенциал силы тяжести и для него подбирается уровенная поверхность.

Для задания нормального потенциала Гельмерт использует прием разложения действительного потенциала силы тяжести W в ряд по сферическим функциям.

Сумма первых трех членов разложения этого ряда принимается за **нормальный потенциал силы тяжести.**

Нормальное гравитационное поле

Выражение для нормального потенциала силы тяжести в методе Гельмерта имеет вид:

$$U(\rho,\Theta,\lambda)=\frac{f\,M}{\rho}+\frac{f(\mathrm{A}_m-C)}{\rho^3}\left(\frac{3}{2}\cos^2\Theta-\frac{1}{2}\right)+\frac{\omega^2\rho^2}{2}\sin^2\Theta,$$

где U – нормальный потенциал силы тяжести;
ρ ,Θ, λ – сферические координаты текущей точки;
f – гравитационная постоянная;
M – масса Земли;
$f\,M$ – фундаментальная геоцентрическая постоянная;
ω – угловая скорость вращения Земли;
C – полярный момент инерции Земли;
Am – средний экваториальный момент инерции Земли;

$$A_m=\frac{A+B}{2}.$$

Для нормального потенциала, форма уровенной поверхности нормальной Земли, то есть поверхности уровенного эллипсоида, определится выражением для $U0$:

$$U_0=\frac{f\,M}{a}\left(1+\frac{\alpha}{3}+\frac{q}{3}\right), \quad (1)$$

$$q=\frac{\omega^2 a}{\gamma_e}\approx\frac{\omega^2 a^3}{f\,M}.$$

Нормальное гравитационное поле

Формула (1) определяет значение, которое принимает нормальный потенциал силы тяжести на поверхности уровенного эллипсоида $U = U_0$ с параметрами:

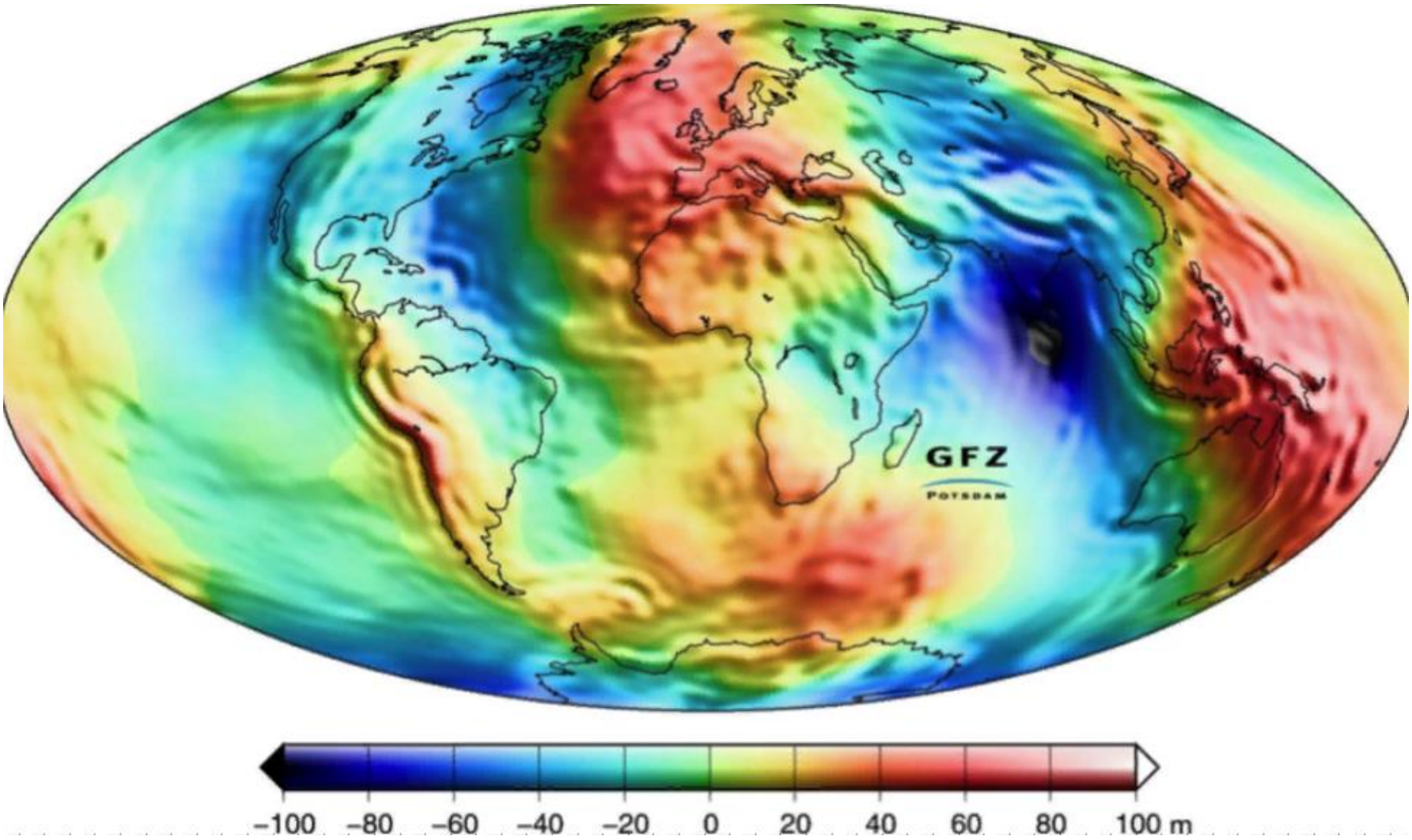
- ✓ fM (геоцентрическая гравитационная постоянная),
- ✓ α (сжатие земного эллипсоида),
- ✓ a (большая полуось эллипсоида)
- ✓ ω (угловая скорость вращения).

Перечисленные четыре параметра полностью определяют нормальное гравитационное поле Земли.

Производная от нормального потенциала U по направлению внешней нормали n к уровенной поверхности нормальной Земли дает значение нормальной силы тяжести γ .

$$\gamma = -\left(\frac{\partial U}{\partial n}\right).$$

Гравитационное поле Земли



Гравитационное поле Земли

Значения основных характеристик гравитационного поля Земли:

- Потенциал силы тяжести на уровне моря 62636830 $м^2 \cdot с^{-2}$
- Средняя сила тяжести на Земле 979800 мГал;
- Уменьшение средней силы тяжести от полюса к экватору 5200 мГал (в т.ч. за счёт суточного вращения Земли 3400 мГал)
- Максимальная аномалия силы тяжести на Земле 660 мГал
- Нормальный вертикальный градиент силы тяжести 0,3086 мГал/м
- Максимальное уклонение отвеса на Земле 120 секунд
- Диапазон периодических лунно-солнечных вариаций силы тяжести 0,4 мГал
- возможная величина векового изменения силы тяжести <0,01 мГал/год.

Теорема Клеро. Формулы определения нормальной силы тяжести

Клеро дал вывод своей теоремы в 1743 г.

При этом он принял Землю по форме за эллипсоид вращения с малым полярным сжатием, состоящий внутри из эллипсоидальных, однородных по плотности слоев, имеющих общий центр и совпадающие главные оси инерции.

Теорема Клеро позволяет определить нормальную силу тяжести на поверхности земного эллипсоида и сжатие земного эллипсоида.

Она состоит из двух формул.

Первая формула теоремы Клеро устанавливает закон изменения нормальной силы тяжести на поверхности земного эллипсоида.

Эта формула с учетом величин порядка второй степени сжатия имеет вид

$$\gamma_0 = \gamma_e(1 + \beta \sin^2 B - \beta_1 \sin^2 2B),$$

- γ – значение нормальной силы тяжести на поверхности уровенного
- эллипсоида;
- $\gamma\, e$ – значение нормальной силы тяжести на экваторе;
- B – широта точки;

Теорема Клеро. Формулы определения нормальной силы тяжести

- β – коэффициент, показывающий избыток силы тяжести на полюсе

по сравнению с экватором, выраженный в относительной форме:

$$\beta = \frac{\gamma_P - \gamma_e}{\gamma_P},$$

- где γ_P – значение нормальнои силы тяжести на полюсе;
- $\gamma_P = 983{,}2$ гал, $\gamma_e = 978{,}0$ гал;
- β1 – коэффициент, зависящий от сжатия Земли:

$$\beta_1 = \frac{\alpha^2}{8} + \frac{\alpha\,\beta}{4}.$$

Вторая формула теоремы Клеро с членами второго порядка записывается в виде

$$\alpha + \beta = \frac{5}{2}q - \frac{17}{14}\alpha\, q, \qquad (2)$$

Из (2) может быть вычислено сжатие α эллипсоида:

$$\alpha = \frac{\frac{5}{2}q - \beta}{1 + \frac{17}{14}q}.$$

Теорема Клеро. Формулы определения нормальной силы тяжести

Вторая формула теоремы Клеро позволяет определить сжатие α земного эллипсоида по результатам гравиметрических измерений, выполненных на поверхности Земли.

В практике гравиметрических и геодезических работ широко используется первая формула теоремы Клеро, для которой определены численные значения коэффициентов *e* γ , β и β1 по экспериментальным данным.

В странах бывшего СССР используется *формула Гельмерта*, которая является первой формулой теоремы Клеро с численными значениями коэффициентов.

Формула Гельмерта записывается в виде:

$$\gamma_0 = 978030 \cdot (1 + 0,005302 \sin^2 B - 0,000007 \sin^2 2B),$$

- γ_0 дано в мГал.

Данную формулу применяют в странах бывшего СССР вплоть до настоящего времени. Она была выведена Гельмертом на основании результатов измерения силы тяжести на 1603 пунктах.

Теорема Клеро. Формулы определения нормальной силы тяжести

В некоторых странах используется *формула нормальной силы тяжести Кассиниса*, рекомендованная в качестве «международной формулы» в 1930 г. на съезде Международного геодезического союза в Стокгольме.

Формула Кассиниса имеет вид

$$\gamma_0 = 978049 \cdot (1 + 0,0052884 \sin^2 B - 0,0000059 \sin^2 2B).$$

Эта формула соответствует эллипсоиду Хейфорда со сжатием α =1:297.

Коэффициент γe формул Гельмерта и Кассиниса нормальной силы тяжести нуждается в уточнении за счет погрешности Потсдамской системы на -14 мГал.

И, наконец, в 1984 году Мориц опубликовал *международную формулу для геодезической референц-системы 1980 года* со следующими коэффициентами:

$$\gamma_0 = 978032,7 \cdot (1 + 0,005324 \sin^2 B - 0,0000058 \sin^2 2B).$$

Гравиметрические системы

К настоящему времени **известны *3 мировых гравиметрических системы:***

Венская, Потсдамская, Международная гравиметрическая стандартная сеть (МГСС -71) или Севрская.

Венская гравиметрическая система названа по исходному гравиметрическому пункту, расположенному в Вене.

Она существовала до 1909 года. Точность исходного значения силы тяжести в Вене оценивалась ошибкой в 10 мГал.

После 1909 года была внедрена *Потсдамская гравиметрическая система*, исходное значение в этой системе (пункт Потсдам) характеризовалось ошибкой ±3 мГала.

Для перехода от Венской к Потсдамской системе значения ускорения силы тяжести должны быть уменьшены на 16 мГал.

В 70-е годы прошлого столетия была создана современная мировая гравиметрическая система, которая называется МГСС - 71 (международная гравиметрическая стандартная сеть).

Для создания МГСС-71 использованы абсолютные определения ускорения силы тяжести баллистическими гравиметрами ГАБЛ, выполненные на восьми пунктах земного шара, и около 25000 высокоточных относительных измерений ускорения силы тяжести, 400 из которых произведены маятниковыми гравиметрами.

Все маятниковые измерения ускорения силы тяжести приурочены к *международным гравиметрическим базисам*: *Европейско-Африканский, западно-Тихоокеанский и Американский.*

В настоящее время наряду с системой МГСС-71 используется и Потсдамская система. Уровень системы МГСС-71 отличается от уровня Потсдамской системы на 14 мГал.

Методы измерения силы тяжести

- При абсолютных измерениях определяют полную величину силы тяжести.
- При относительных – определяют не полное значение, а приращение в данном пункте относительно некоторого другого, исходного, поле в котором обычно известно.
- Динамические методы (маятниковые и баллистические) могут быть как абсолютными, так и относительными. Статические (наблюдают состояния покоя тела и его изменение) – только относительными.
- Абсолютные определения проводятся с целью выявления вариации силы тяжести во времени вследствие движений земной коры, полюсов и других геодинамических явлений.
- Кроме того, определения с помощью абсолютных гравиметров дают независимый контроль силы тяжести на пунктах ГГрС1 и прочих гравиметрических пунктах, определенных относительными методами.

Методы измерения силы тяжести

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

Маятниковые приборы позволяют выполнять как абсолютные, так и относительные определения силы тяжести.

При абсолютных определениях измеряют период колебания и приведенную длину маятника.

При относительных определениях силы тяжести достаточно измерить только период колебания маятника в двух пунктах.

Действительно, пусть

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

тогда выражая значение силы тяжести на втором пункте, получим: $g_2 = g_1 \frac{T_1^2}{T_2^2}$

Маятниковые позволяют определить период колебаний с точностью

2 ·10−8с, что обеспечивает точность измерения силы тяжести до 0.1 мГал. При этом время наблюдения на одном пункте составляет около 15 минут.

Методы измерения силы тяжести

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

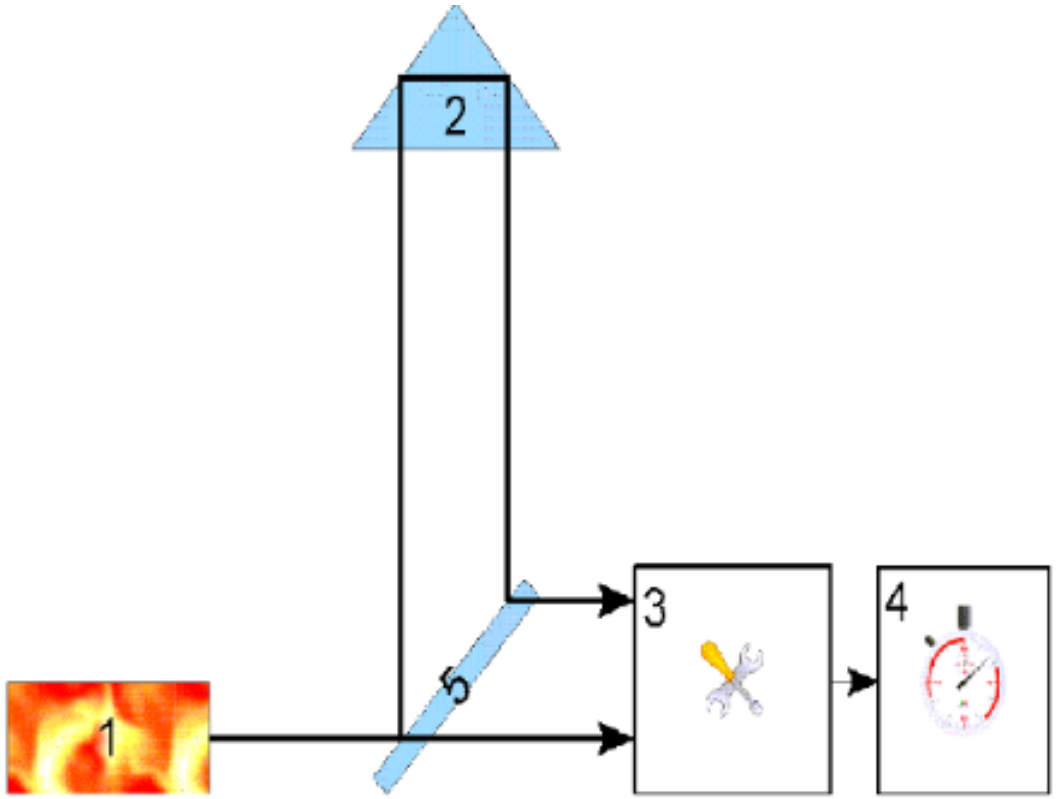
В вертикальной вакуумной камере высотой примерно 50 см в качестве падающего груза используется стеклянная призма (см. рис. 1).

Путь падения призмы измеряют с помощью лазерного интерферометра, а время падения – с помощью атомных часов. Пучок когерентного света от лазера полупрозрачным стеклом разделяется на два пучка. Пучки света проходят разные пути, а затем сводятся вместе.

В результате будет наблюдаться интерференционная картина в виде чередования темных и светлых полос (интерференционных полос), ширина и число которых зависят от спектрального состава источника света и разности оптических путей световых пучков.

Методы измерения силы тяжести

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



1- лазер,
2- падающая призма,
3- фотоблок,
4- атомные часы,
5- делитель луча.

Методы измерения силы тяжести

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

$$\Delta = N\lambda$$

время и путь свободно падающего тела связаны соотношением

$$t = \sqrt{2\,\frac{S}{g}} \tag{3.11}$$

Однако на практике пользуются более сложной формулой

$$S = v_0 + \frac{g t^2}{2} \tag{3.12}$$

Это связано с тем, что в начале пути призма может получить небольшое дополнительное ускорение. Чтобы избавиться в выражении (3.12) от априорно неизвестной начальной скорости v_0, измерения проводят дважды. Тогда из системы двух уравнений получим:

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

Гравиметрическое оборудование

Для модернизации гравиметрической основы в Европе используются высокоточные гравиметры, например транспортабельные абсолютные гравиметры A10 и FG5 компании Microg LaCoste, Inc. (США) (рис. 2).

В них для высокоточного измерения ускорения силы тяжести применяются рубидиевый стандарт частоты и йодостабилизированный лазер.

FG5 на данный момент по своим тактико-техническим характеристикам считается лучшим транспортабельным гравиметром и при благоприятных условиях измерения может обеспечить точность 2–3 мкГал (20–30 нм/сек2).

Гравиметр A10 обеспечивает точность 10 мкГал.

Гравиметрическое оборудование

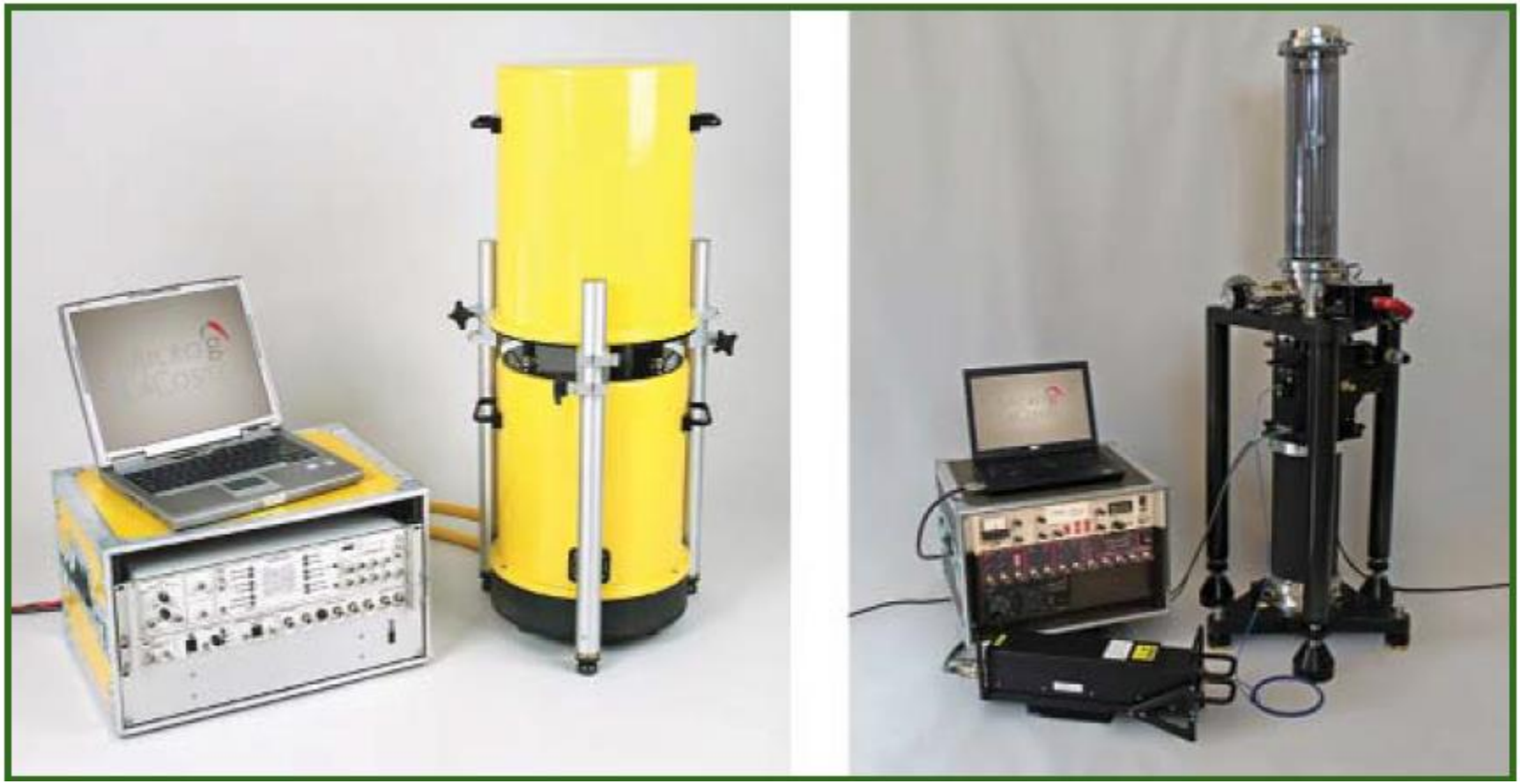


Рис.2 Абсолютные гравиметры: А10 (слева) и FG5 (справа)

Гравиметрическое оборудование

В Российской Федерации разработкой абсолютных гравиметров, основанных на измерении ускорения свободно падающего тела, занимается Институт автоматики и электрометрии СО РАН (Новосибирск).

С 1970х гг. создано несколько моделей абсолютных баллистических лазерных гравиметров типа ГАБЛ.

Лазерный гравиметр включает четыре основных устройства: баллистический блок, лазерный интерферометр, измерительный блок со средствами вычислений и блок управления.

Точность измерения ускорения силы тяжести гравиметрами ГАБЛ достигает 4 мкГал и выше.

На основе ГАБЛ при участии ЦНИИГАиК была изготовлена так же серия мобильных абсолютных гравиметров типа ГБЛ, адаптированных к условиям работы на пунктах гравиметрической сети (рис. 3). СКО измерения ускорения силы тяжести ГБЛМ составляет не более 5 мкГал, общий вес оборудования — 60 кг (нетто) и 90 кг (брутто), потребляемая мощность — до 1 кВт. Прибор предназначен для эксплуатации в закрытых отапливаемых помещениях при нормальных климатических условиях.

Гравиметрическое оборудование



Рис.3 Гравиметр ГБЛМ

Гравиметр Гравиметр ГБЛМ

Лазерный баллистический гравиметр (ГБЛ) предназначен для высокоточных измерений абсолютного значения ускорения силы тяжести на пунктах ГФГС, ФАГС, сети 1 класса и пунктах геодинамических полигонов.

В комплект ГБЛ входит:

~ баллистический блок со штативом;
~ диффузионный паромасляный и форвакуумный насосы;
~ интерферометр;
~ блок питания лазера;
~ электронно-счетный блок;
~ ЭВМ;
~ стандарт частоты;
~ вакуумметр Вит-2;
~ блок контроля длины волны рабочего лазера;
~ осциллограф.

Общий вес аппаратуры составляет около 250 кг (нетто) и около 400 кг (брутто).

В состав ГБЛ может быть также включен холодильный агрегат для охлаждения воды и перекачки ее через диффузионный паромасляный насос.

Ср. кв. погрешность инструментального характера измерения абсолютного значения ускорения силы тяжести, отнесенная к началу координат счета пути СПТ, не превышает $8 \cdot 10^{-8}$ м/с^2 (8 мкГал).

Баллистический гравиметр ГАБЛ



Кварцевый гравиметр



CG-5 — один из самых популярных кварцевых гравиметров

Главной деталью гравиметра является упругая кварцевая система, состоящая из трех основных частей: чувствительного элемента, измерительного устройства и температурного компенсатора.

Чувствительный элемент представляет собой маятник, состоящий из рычага с грузом на конце, припаянного к горизонтальной кварцевой нити.

http://fccland.ru/geofizicheskie-metody-poiska/1606-kvarcevyy-astazirovannyy-gravimetr-gak-7t.html

Вторые производные нормального потенциала силы тяжести

Нормальный потенциал силы тяжести так же, как и действительный потенциал, имеет шесть вторых производных:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x^2};\quad \frac{\partial^2 U}{\partial y^2};\quad \frac{\partial^2 U}{\partial z^2};\quad \frac{\partial^2 U}{\partial x \partial z};\quad \frac{\partial^2 U}{\partial x \partial y};\quad \frac{\partial^2 U}{\partial y \partial z}.$$

Вторые производные нормального потенциала силы тяжести определяют компоненты градиента нормальной силы тяжести и кривизну уровенных поверхностей и силовых линий нормального гравитационного поля.

Вторая производная по Z, определяет вертикальный градиент нормальной силы тяжести, показывающий скорость убывания нормальной силы тяжести с высотой.

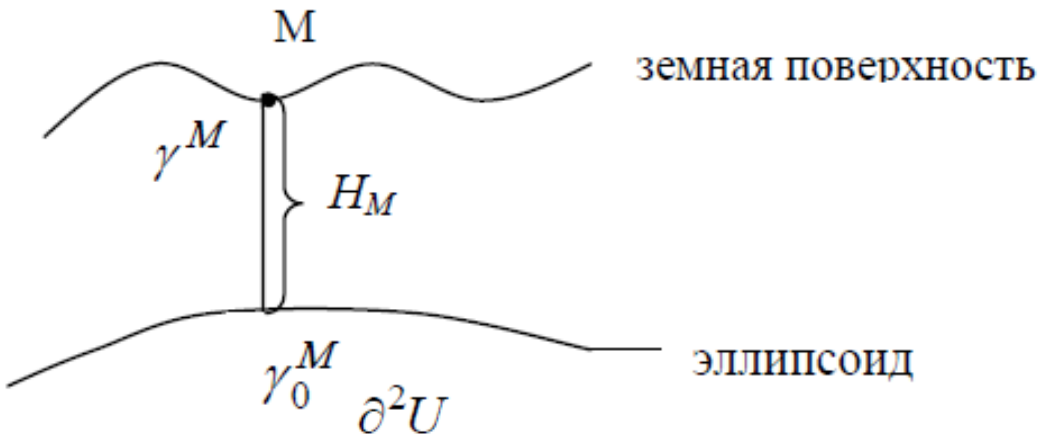
$$\frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = [-0{,}30855\ (1 + 0{,}00071\cos 2B)H + 0{,}0723 \cdot 10^{-6} H^2]\ \text{мГал/м}.$$

С увеличением высоты над уровенным эллипсоидом нормальная сила тяжести убывает; на высоте *HM* точки М местности нормальная сила тяжести равна

$$\gamma^M = \gamma_0^M + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} H_M \approx \gamma_0^M - 0{,}3086 \cdot H_M, \qquad (2)$$

Вторые производные нормального потенциала силы тяжести

- где $\gamma 0M$ – значение нормальной силы тяжести в проекции точки М на по-
- верхности уровенного эллипсоида;
- γM – значение нормальной силы тяжести в точке М, расположенной
- на земной поверхности;
- HM – высота точки М.



Производные $\frac{\partial^2 U}{\partial x \partial y}$ и $\frac{\partial^2 U}{\partial y \partial z}$ равны нулю, так как нормальная сила тяжести от долготы не зависит.

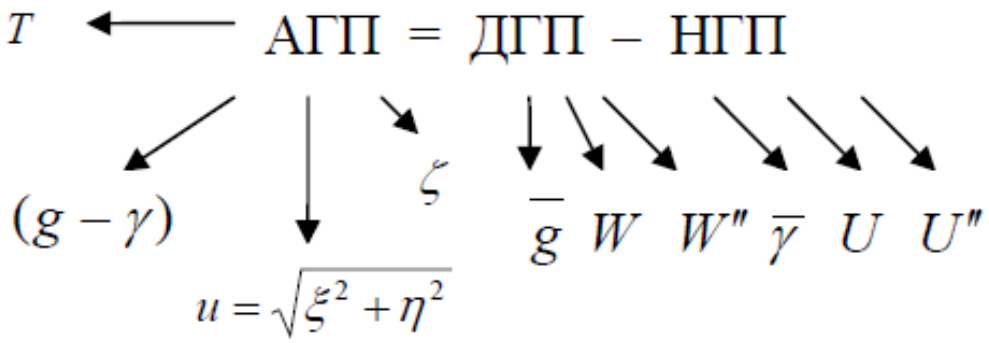
Производная $\frac{\partial^2 U}{\partial x \partial z}$ обозначает горизонтальный градиент нормальной силы тяжести в направлении меридиана.

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x \delta z} = \frac{\gamma_e \beta}{M} \sin 2B ,$$

где M – радиус кривизны меридиана;
γe – значение нормальной силы тяжести на экваторе.

Аномальное гравитационное поле. Аномалии силы тяжести

Аномальное гравитационное поле Земли (АГП) характеризует отклонение действительного гравитационного поля Земли (ДГП) от нормального гравитационного поля Земли (НГП).



- ✓ $(g - \gamma)$ - аномалию силы тяжести,
- ✓ ξ - составляющую уклонения отвеса в меридиане,
- ✓ η – составляющую уклонения отвеса в первом вертикале,
- ✓ ς – аномалия высоты,
- ✓ T- возмущающий потенциал.

Указанные различия обусловлены возмущающими массами, под которыми понимают отступления распределения масс реальной Земли от теоретического распределения масс принятой нормальной Земли.

Аномальное гравитационное поле. Аномалии силы тяжести

Действительная сила тяжести g отличается от нормальной силы тяжести γ по величине и по направлению. Разность величин действительной силы тяжести и нормальной силы тяжести в точке наблюдения называется аномалией силы тяжести. Отклонение направления действительной силы тяжести от направления нормальной силы тяжести приводит к понятию уклонения отвеса.

Согласно приведенному определению выражение для аномалии силы тяжести в общем случае имеет вид

$$\Delta g = g - \gamma . \quad (3)$$

В зависимости от того, какие возмущающие массы вызвали отклонения g от γ, различают несколько видов аномалий силы тяжести, которые могут быть:

- ✓ аномалиями в свободном воздухе;
- ✓ топографическими аномалиями;
- ✓ аномалиями Буге;
- ✓ аномалиями Фая;
- ✓ аномалиями Прея.

Математически это выражается различными поправками за конкретные возмущающие массы, введенными в формуле (3) в действительную силу тяжести, и поправкой за высоту в нормальную силу тяжести.

Аномальное гравитационное поле. Аномалии силы тяжести

Все перечисленные аномалии силы тяжести могут быть смешанными и чистыми. Чистые аномалии силы тяжести образуются в том случае, если g и γ относятся к одной точке пространства.

Если же g и γ отнесены к разным точкам пространства, то возникают смешанные аномалии силы тяжести, с которыми чаще всего мы и имеем дело на практике.

Аномалии в свободном воздухе учитывают все возмущающие массы, которые расположены как на поверхности Земли, так и внутри нее, то есть в этом случае никакой поправки в измеренное значение действительной силы тяжести не вводится, а учитывается только поправка за редуцирование нормальной силы тяжести с поверхности эллипсоида на поверхность Земли (поправка за высоту).

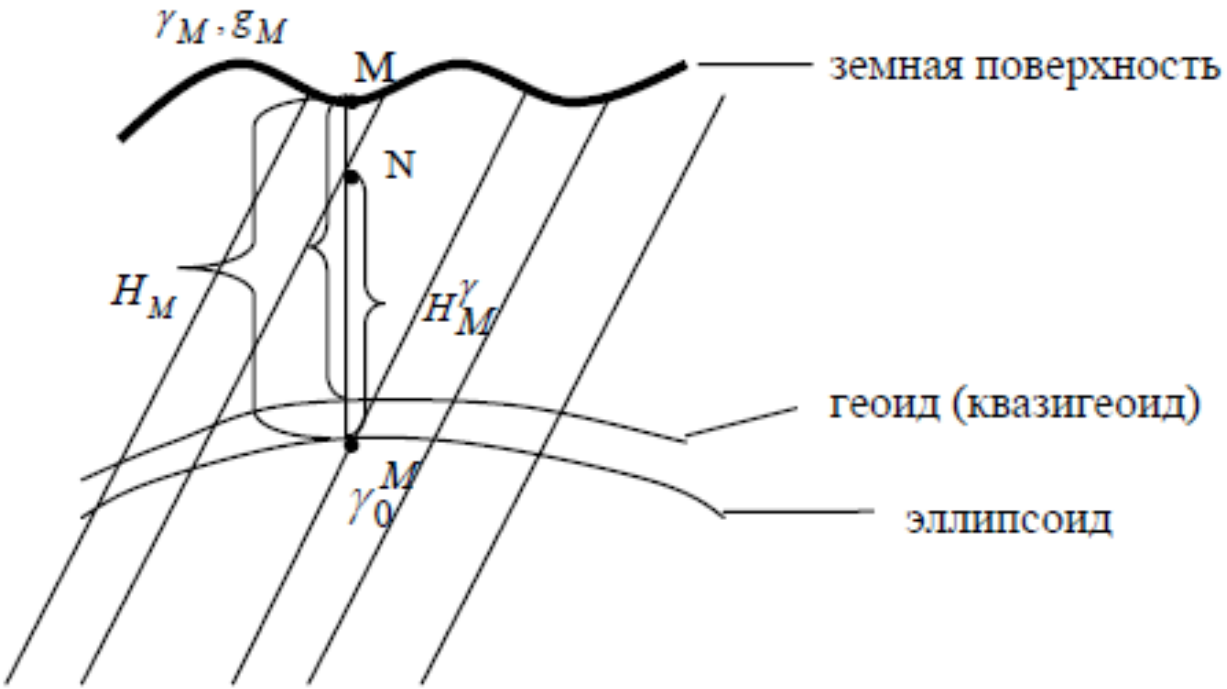
$$(g-\gamma)_{св.в.} = g_M - \gamma_M \,. \qquad (3)$$

Или с учетом формулы (2)

$$(g-\gamma)_{св.в.} = g_M - (\gamma_0^M - 0{,}3086 H_M) \,. \qquad (4)$$

Формулы (3) и (4) определяют чистую аномалию в свободном воздухе.

Аномальное гравитационное поле. Аномалии силы тяжести



- gM и γM – действительная и нормальная силы тяжести в точке М;
- $HM\gamma$ – нормальная высота точки М;
- HM – геодезическая высота точки М;
- $\gamma 0M$ – нормальная силы тяжести в проекции точки на поверхность эллипсоида.

Заштрихованы учитываемые массы.

Аномальное гравитационное поле. Аномалии силы тяжести

Топографическая аномалия силы тяжести возникает в том случае, когда из аномалии в свободном воздухе убирается эффект возмущающих масс топографического слоя, то есть масс, расположенных между уровнем моря и физической поверхностью Земли.

В действительную силу тяжести здесь вводится так называемая поправка за топографический слой $\Delta gmon$.

$$(g-\gamma)_{топ.} = (g-\gamma)_{св.в.} + \Delta g_{топ.}, \quad (5)$$

где $\Delta gmon$. – поправка за топографический слой;

Или с учетом формулы (2)

$$(g-\gamma)_{топ.} = g + \Delta g_{топ.} - (\gamma_0^M - 0{,}3086H). \quad (6)$$

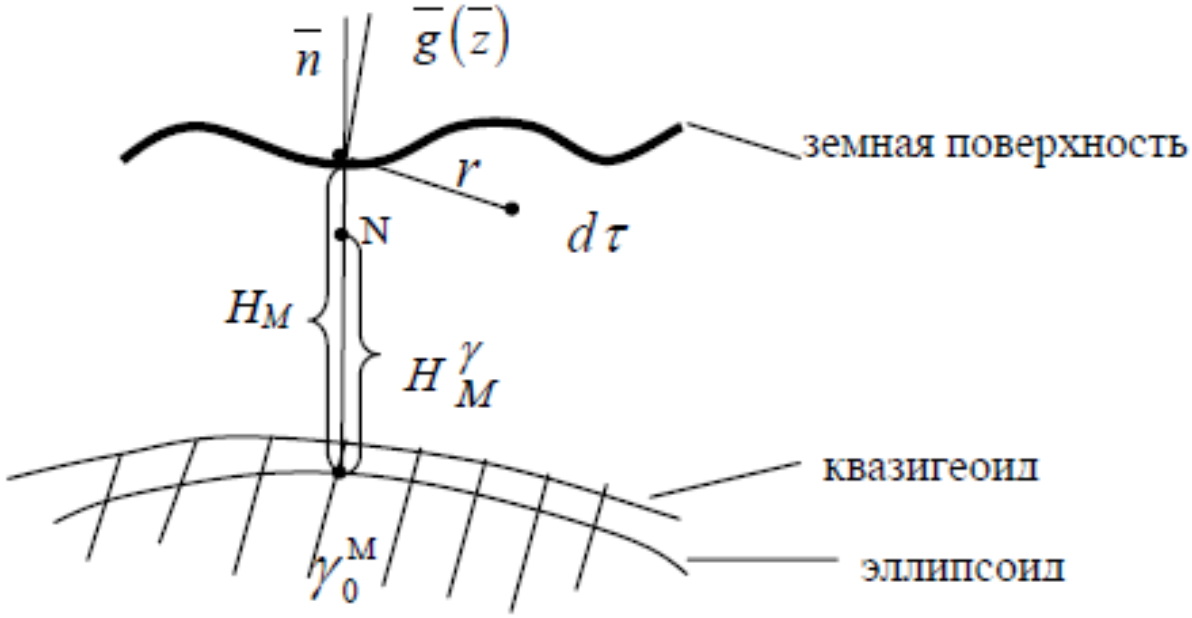
Если H = Нм, то получаем чистую топографическую аномалию, а если H = НМγ, то смешанную. *Поправка gmon*. вычисляется по достаточно сложной формуле

$$\Delta g_{топ.} = F_z = -f \iiint_{\tau} \frac{\delta \cos(\bar{r} \wedge \bar{g}) d\tau}{r^2},$$

Аномальное гравитационное поле. Аномалии силы тяжести

- ✓ где f – гравитационная постоянная; δ – текущая плотность топослоя;
- ✓ (r^ g) – угол между направлением силы тяжести (оси z) и направлением на текущую точку.

Остальные обозначения ясны из рисунка ниже.

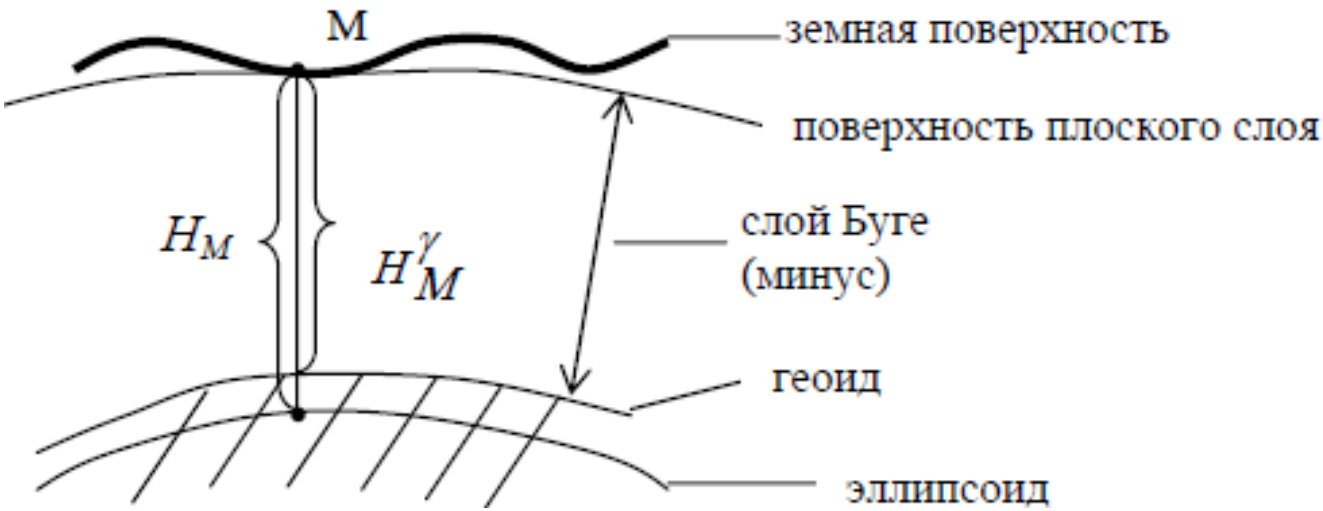


- ✓ z – направление оси z , совпадающее с направлением g ;
- ✓ $d\tau$ – текущий элементарный объем топографического слоя;
- ✓ r – текущее расстояние от точки наблюдения до элементарного объема.

Аномальное гравитационное поле. Аномалии силы тяжести

Так как вычисление поправки за топографический слой производится по сложной формуле (2.55), то на практике вместо топографической аномалии часто используют более простую для вычислений аномалию Буге.

При вычислении *аномалии Буге* топографический слой принимают за плоский слой бесконечного простирания, проведенный на высоте точки наблюдения.



В этом случае в значение действительной силы тяжести вводится поправка Буге, и выражение для вычисления аномалии Буге получится следующим:

$$(g-\gamma)_Б = (g-\gamma)_{св.в.} + \Delta g_Б = (g-\gamma)_{св.в.} - 2\pi f \delta H , \qquad (7)$$

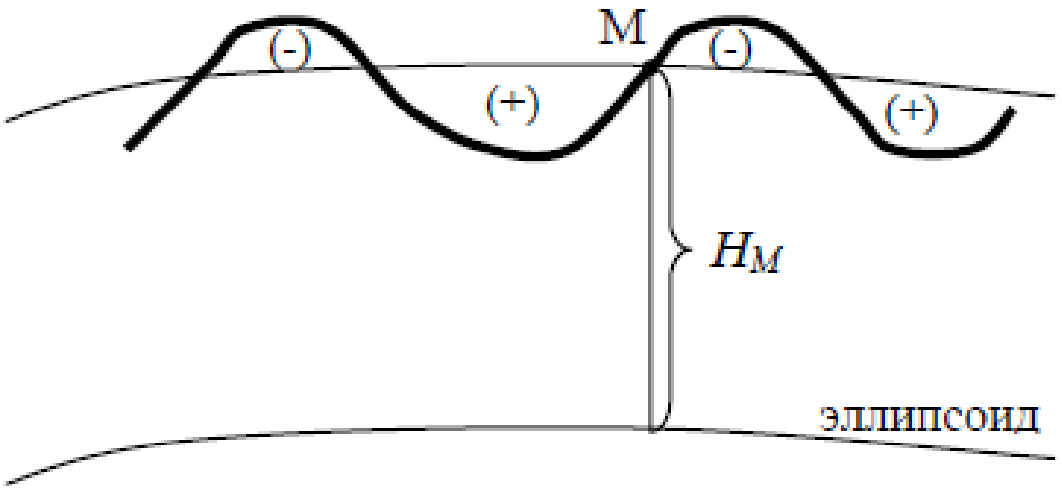
Аномальное гравитационное поле. Аномалии силы тяжести

- ✓ где $(g - \gamma)Б$ – аномалия Буге; $\Delta gБ = (-2\pi f\delta H)$ – поправка Буге;
- ✓ δ – средняя плотность промежуточного слоя; H – высота точки М.

Если в формуле (7) H – геодезическая высота, то получаем чистую аномалию Буге, если нормальная – смешанную аномалию Буге.

Выражение (7) справедливо только для равнинных районов.

В горных районах при вычислении аномалии Буге учитывают еще поправку за рельеф на высоте точки наблюдения, то есть на уровне этой высоты рельеф как бы выравнивают.



Введение поправки за рельеф: (+) – массы добавляют; (-) – массы убирают.

Аномальное гравитационное поле. Аномалии силы тяжести

Тогда выражение для аномалии Буге будет иметь вид:

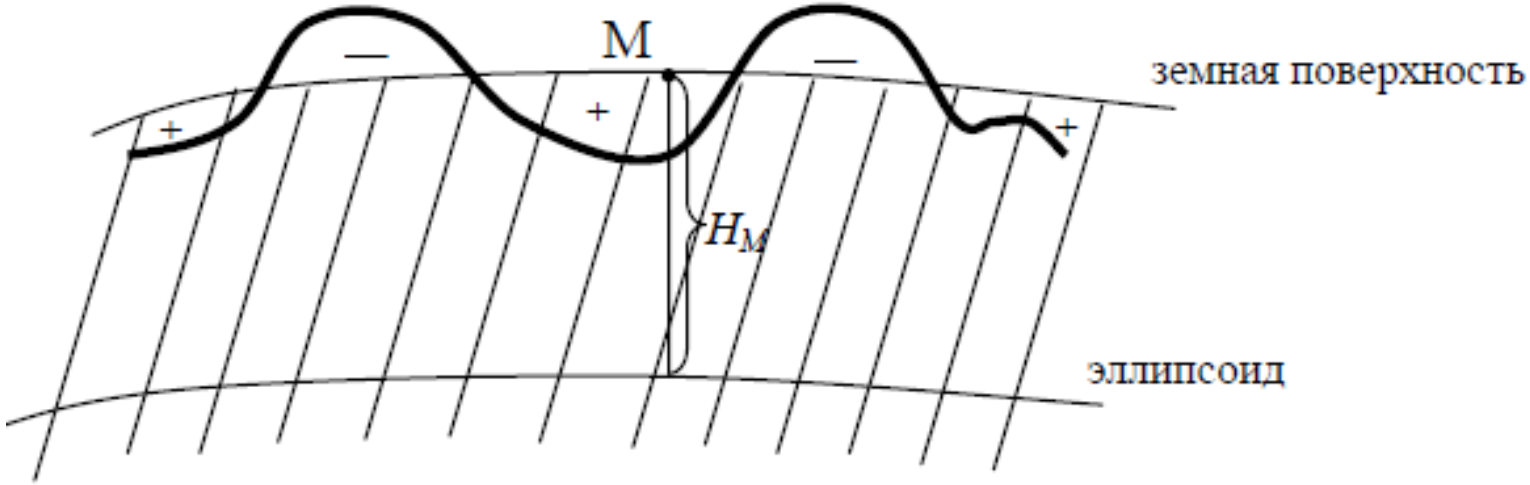
$$(g-\gamma)_{Б} = g - 2\pi\, f\, \delta H + \Delta g_{рел.} - (\gamma_0 - 0{,}3086H),$$

где $\Delta g_{рел.}$ – поправка за рельеф.

Аномалия Фая получается в случае, когда в действительную силу тяжести введена только поправка за рельеф.

$$(g-\gamma)_{Ф} = g + \Delta g_{рел.} - (\gamma_0 - 0{,}3086H),$$

- где $(g-\gamma)_{ф}$ – аномалия Фая; $\Delta g_{рел.}$– поправка за рельеф, получаемая при выравнивании рельефа на высоте точки наблюдения.



Аномальное гравитационное поле. Аномалии силы тяжести

Рассмотренные виды аномалии силы тяжести применяются в зависимости от поставленных задач. Так геодезистов чаще всего интересуют аномалии в свободном воздухе, геологов – аномалии Буге. Геодезисты используют также аномалии Буге и топографические аномалии для косвенного интерполирования аномалий силы тяжести.

Уклонения отвеса характеризуют отличия направления действительной силы тяжести от направления нормальной силы тяжести и от направления нормали к эллипсоиду.

Существует два вида уклонения отвеса: гравиметрическое (абсолютное) и астрономо-геодезическое (относительное).

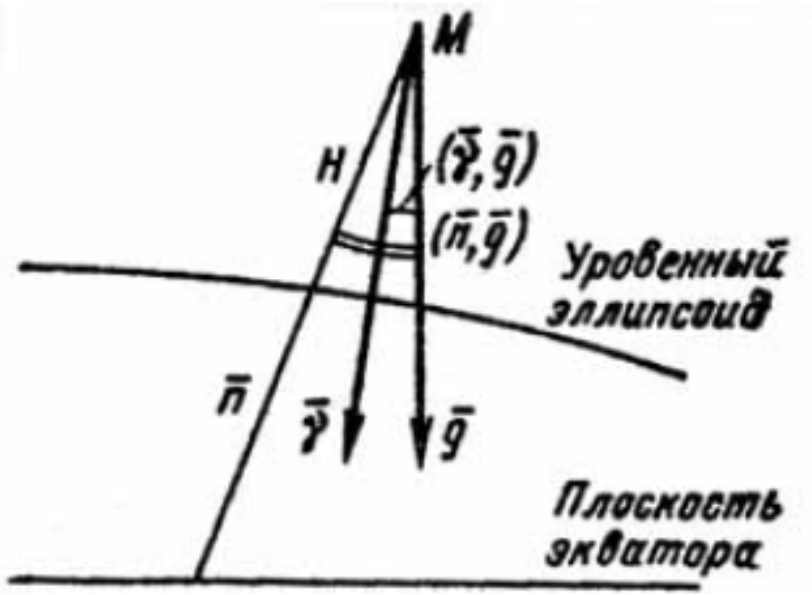
Угол между направлением нормальной силы тяжести и направлением действительной силы тяжести есть гравиметрическое уклонение отвеса:

$$(\overline{\gamma} \wedge \overline{g}) = u_{гр.}$$

Угол между направлением действительной силы тяжести и направлением нормали к эллипсоиду есть астрономо-геодезическое уклонение отвеса:

$$(\overline{g} \wedge \overline{n}) = u_{а-г.}$$

Аномальное гравитационное поле. Аномалии силы тяжести



$\bar{g}$ – направление отвесной линии или действительной силы тяжести;

$\bar{\gamma}$ – направление нормальной силы тяжести;

$\bar{n}$ – направление нормали к поверхности эллипсоида;

$u_{а-г}$ – астрономо-геодезическое уклонение отвеса;

$u_{гр.}$ – гравиметрическое уклонение отвеса

На практике чаще всего используют не полные значения уклонений отвеса u, а их составляющие в меридиане и в первом вертикале, то есть проекции угла u на плоскость меридиана ξ и на плоскость первого вертикала η. Эти проекции связаны с полными уклонениями отвеса следующим образом:

$$u_{гр.} = \sqrt{\xi^2_{гр.} + \eta^2_{гр.}},$$

$$u_{а-г.} = \sqrt{\xi^2_{а-г.} + \eta^2_{а-г}},$$

Аномальное гравитационное поле. Аномалии силы тяжести

Формулы перехода от составляющих гравиметрических уклонений отвеса к составляющим астрономо-геодезических уклонений отвеса имеют вид:

$$\left.\begin{aligned} \xi_{а-г.} &= \xi_{гр.} + 0{,}171'' \cdot \sin(2B) \cdot H^{\gamma}_{км} \\ \eta_{а-г.} &= \eta_{гр.} \end{aligned}\right\},$$

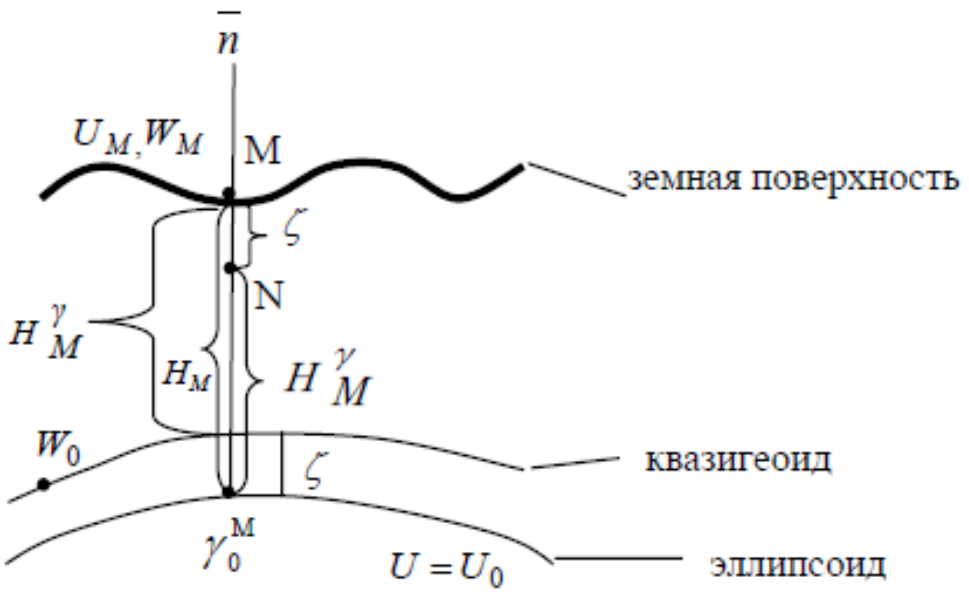
где B – геодезическая широта;

$H\gamma км$ – нормальная высота в км.

Аномалия высоты – это разность между геодезической высотой $Hм$ и нормальной высотой $H\gamma км$.

$$\zeta = H_{\text{М}} - H^{\gamma}_{\text{М}},$$

где ζ – аномалия высоты.



Аномальное гравитационное поле. Аномалии силы тяжести

Из рисунка выше также следует второе определение аномалии высоты как высоты поверхности квазигеоида над поверхностью эллипсоида.

Понятие квазигеоид (почти геоид) введено Молоденским.

Поверхность квазигеоида получается путем отложения нормальной высоты вниз от земной поверхности.

Геодезические и нормальные высоты связаны с потенциалами силы тяжести выражениями

$$H_M = \frac{U_0 - U_M}{\gamma_m},$$

$$H_M^{\gamma} = \frac{W_0 - W_M}{\gamma_m},$$

- где γ m – среднее значение нормальной силы тяжести на отрезке нормали, опущенной из точки M на эллипсоид.

Возмущающий потенциал T определяется как разность между действительным потенциалом силы тяжести W и нормальным потенциалом силы тяжести U:

Аномальное гравитационное поле. Аномалии силы тяжести

$$T = W - U .$$

Возмущающий потенциал является важнейшей характеристикой аномального гравитационного поля. К его определению сводится задача определения гравитационного поля Земли (задача Стокса и задача Молоденского).

Числовые характеристики аномального гравитационного поля

Аномалии силы тяжести на земной поверхности в среднем составляют несколько десятков миллигал, в горах и районах глубоководных впадин они могут достигать несколько сотен миллигал. Экстремальные значения аномалий силы тяжести в свободном воздухе на поверхности Земли

следующие:

- гора Мауна-Кеа (о. Гавайи, H = 4214 м) +669 мГал;
- желоб Пуэрто-Рико (Атлантический океан, H = - 9218 м) –380 мГал;
- Марианская впадина (запад Тихого океана, H = - 8240 м) –244 мГал.

Аномалии силы тяжести могут быть как положительными, так и отрицательными. На протяжении нескольких тысяч километров знак аномалии силы тяжести может сохраняться, с положением материков аномалии силы тяжести не коррелируют.

Аномальное гравитационное поле. Аномалии силы тяжести

Области минимальных аномалий (-40 ÷ -50 мГал) располагаются в Индийском океане к югу от Индии и Австралии.

Области максимальных аномалий (40 ÷ 50 мГал) – на юге Индийского и в западной части Тихого океанов, а также в горах Южной Америки.

Уклонения отвесных линий на поверхности Земли в экстремальном

случае могут достигать минуты; в основном, их значения составляют секунды и доли секунд.

Наиболее резко они изменяются в районах с неоднородным строением земной коры.

Аномалии вторых производных потенциала силы тяжести обусловлены, преимущественно, местными близповерхностными неоднородностями земной коры и притяжением рельефа.

В среднем они составляют несколько сотен Этвеш, в горах – несколько тысяч Этвеш.

Полезные ссылки

- Кузьмин, В.И. Гравиметрия [Текст]: учеб. пособие / В.И. Кузьмин. – Новосибирск: СГГА, 2011. – 193 с.
- Гравиметрия : учеб.-метод. комплекс для студ. спец. 1-56 01 02 «Геодезия»/сост. и общ. ред. Г. А. Шароглазовой. – Новополоцк : ПГУ, 2006 – 196 с.
- https://ok.ru/video/40718830194 Гравитационные волны