ВСТУП

- Гравірозвідка - скорочена назва розвідувальної гравіметрії. Гравірозвідка є одним з методів дослідження геологічної будови верхніх частин Землі.
- По методу дослідження (вивчення гравітаційного поля) гравірозвідка є складовою частиною науки про вимірювання сили тяжіння - гравіметрії.
- Ефективність гравірозвідки як розвідувального методу обумовлена тим, що густині неоднорідності в геологічних середовищах знаходять своє віддзеркалення в гравітаційному полі.

- Початок експериментальному вивченню сили тяжіння покладене Г. Галілеєм, що проводив досліди з падаючими тілами під дією сили тяжіння. Галілей показав, що мірою сили тяжіння є прискорення. У 1590 році він визначив чисельне значення сили тяжіння. На честь Галілея одиниця прискорення в системі СГС названа гал.

- Початок гравіметрії пов'язано з ім'ям І.Ньютона, який в 1678 році в роботі «Математичні початки натуральної філософії» сформулював закон всесвітнього тяжіння.

За теоретичну фігуру Землі в гравірозвідці приймають однорідний сфероїд, сплюснутий у полюсів.

Для земного сфероїда Міжнародною асоціацією геодезії в 1975 р. встановлені наступні параметри:

- маса Землі
- полярний радіус
- екваторіальний радіус коефіцієнт стиснення
- середній радіус Землі (куля того ж об'єму, що і сфероїд)

$$M = 5\ .974 \cdot 10^{24}\ кг.$$

$$b = 6357\ км.$$

$$a = 6378\ км.$$

$$\alpha = \frac{a-b}{a} \approx \frac{1}{298.25}$$

$$R = 6971\ км.$$

Сила тяжіння

- Значення сили тяжіння, обчислена на поверхні однорідного земного сфероїда, називається нормальним значенням сили тяжіння.

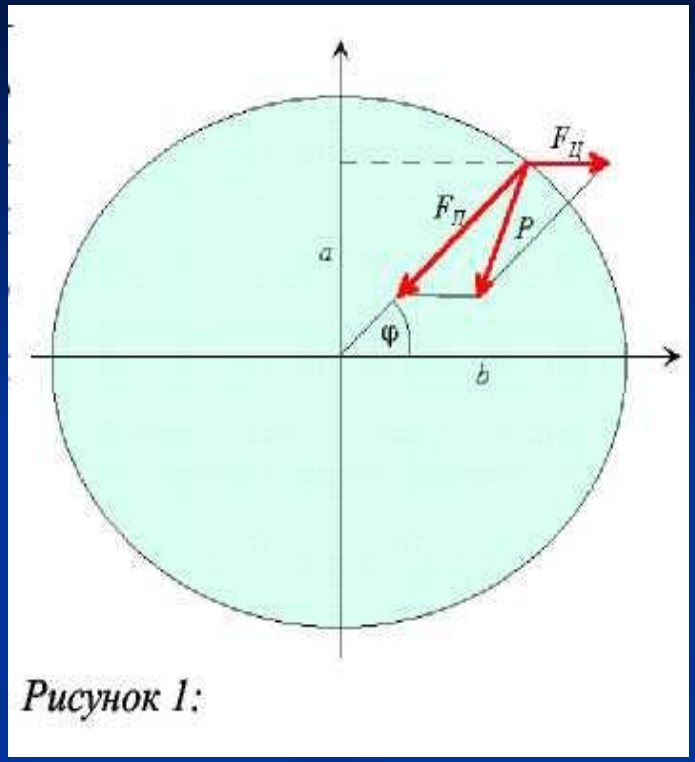


Рисунок 1:

Це значення змінюється з широтою.

Поле сили тяжіння – природне фізичне поле, дія якого виявляється в тому, що тіло будь-якої маси *m* притягується Землею з силою

$\vec{P} = m\vec{g}$, где $\vec{g}$ -вектор прискорення

Сила $\vec{P}$ є рівнодіючою двох сил : сили притяжіння $\vec{F}_П$ і відцентрової сили $\vec{F}_Ц$ то б то

$$\vec{P} = \vec{F}_П + \vec{F}_Ц$$

- Сила $\vec{F}_{П}$ визначається законом Ньютона і направлена приблизно до центру Землі. Відцентрова сила $\vec{F}_{Ц}$, що виникає внаслідок обертання Землі, направлена перпендикулярно до осі обертання.
- Максимальне значення $\vec{F}_{Ц}$ не перевищує 1/200 від величини сили тяжіння. Коефіцієнт $\vec{F}_{П}$ стиснення Землі також малий (1/298.25), тому відхилення від напряму до центру вектора не велике і їм часто нехтують.

- Прискорення сили тяжіння є основною вимірюваною величиною і її називають скорочено: сила тяжіння. Сила, що діє на одиничну масу, називається напруженістю поля. Із сказаного виходить, що прискорення сили тяжіння і напруженість гравітаційного поля є одна і та ж фізична величина.

- Одиницею вимірювання прискорення сили тяжіння є см/с^2 . Величина 1 см/с^2 називається Галом - на честь Галілея, що заміряв вперше прискорення сили тяжіння.

- Ця величина не входить в світові системи одиниць, але широко використовується в геофізиці, точніше, на практиці як основна одиниця використовується тисячна частка Гала - мілігал (пишеться: мГал).

- Прискорення є векторна величина і має три компоненти: x,y і z. Компоненти g_x і g_y називаються горизонтальними, а g_z - вертикальною складовими прискорення сили тяжіння.

- Сила тяжіння $\vec{F}_{П}$ обчислюється за законом Ньютона:

$$\vec{F}_{П} = G\frac{m_1 m_2}{\rho^3}\vec{\rho}$$

- або в скалярній формі

$$\vec{F}_{П} = G\frac{m_1 m_2}{\rho^2}$$

- Тут ρ — відстань між точковими масами, G — константа, яка називається гравітаційною постійною. Сила має розмірність [маса] [довжина] [час]$^{-2}$. Для збігу розмірності зліва і справа у формулі (2) необхідно, щоб константа G мала розмірність [маса]$^{-2}$ [довжина]^{3} [час]$^{-2}$.

- У системі СІ $\boldsymbol{G} = 66.7 \cdot 10^{-12}$ м^3/кг$\cdot$с^2,
- в системі СГС $\boldsymbol{G} = 66.7 \cdot 10^{-9}$ см^3/г$\cdot$с^2

- По своєму змісту гравітаційна постійна - це сила, що діє між одиничними масами на одиничній (у відповідній системі) відстані.

- Векторне поле прискорення сили тяжіння може бути виражене через скалярну функцію W(x,y,z) за допомогою оператора градієнта:

$$\vec{g} = grad\, W = \frac{\partial W}{\partial x}\vec{i} + \frac{\partial W}{\partial y}\vec{j} + \frac{\partial W}{\partial z}\vec{k}$$

- Функція W(x, y, z) називається гравітаційним потенціалом.
- За фізичним змістом гравітаційний потенціал це міра енергії, яку потрібно витратити, щоб перенести в поле сили тяжіння тіло з одиничною масою з деякого положення в нескінченність.

- Вираз можна переписати в наступному вигляді:

$$\frac{\partial W}{\partial x}=g_x,\ \frac{\partial W}{\partial y}=g_y,\ \frac{\partial W}{\partial z}=g_z$$

- де g_x, g_y, g_z - проекції сили тяжіння на координатні вісі.
- У загальному випадку можна ввести похідну гравітаційного потенціалу по довільному напряму:

$$\frac{\partial W}{\partial S}=g_S=g\cdot\cos(\hat{gS})$$

- З цього виразу виходить, що напрям S може бути, зокрема, таким, що $\cos(\hat{gS})=0$, а значить, напрями $\boldsymbol{S}$ і $\boldsymbol{g}$ будуть перпендикулярні.
- В цьому випадку

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

- Можна побудувати поверхню з постійним значенням гравітаційного потенціалу. Такі поверхні називаються рівневими поверхнями.

- Інший особливий випадок, коли кут $\hat{gS}$ рівний нулю, тобто коли напрям ***S*** співпадає з напрямом сили тяжіння. Тоді

$$\frac{\partial W}{\partial S}=\frac{\partial W}{\partial n}=g$$

- де *n* — нормаль до урівненої поверхні. Величина *dS* в цьому випадку представляє відстань між двома урівненими поверхнями. З формули виходить, що це відстань обернено пропорційно до діючої сили.

Геоїд

- У геології за теоретичну поверхню Землі прийнята складніша фігура, ніж сфероїд, названа геоїдом.

- Геоїд можна визначити як одну з урівнених поверхонь потенціалу сили тяжіння. Поверхня геоїда співпадає з поверхнею незбуреного океану, в будь-якій точці якого вектор сили тяжіння нормальний до поверхні води.

- Складніша ситуація з поверхнею геоїда в межах суші. У думках її можна представити так: якщо прорити під сушою канали, що сполучаються з океанами, то рівень, який в каналах встановиться, і буде рівнем геоїда.

- Поверхня геоїда трохи відрізняється від поверхні сфероїда на морях і океанах. Великі відхилення спосте-рігаються на суші. Але і вони не перевищують ±100 м. Середнє відхилення складає ±50 м.

- Формула Клеро

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

- Коефіцієнт β характеризує надлишок значення сили тяжіння біля полюсів відносно екватора. Приблизно

$$\beta = \frac{1}{189}$$

- Щоб перейти від кулі до сфероїда:

$$\gamma = \gamma_э [1 + \beta_1 \sin^2(\varphi) + \beta_2 \sin^2(2\ \varphi)]$$

- Цей вираз називається формулою нормального значення сили тяжіння.

- Найперша формула для нормального поля була отримана Гельмертом в 1884 році.

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

- В 1901 році

$$\gamma = 978{,}030\left(1 + 0{,}005302\cdot\sin^2\varphi - 0{,}000007\sin^2 2\varphi\right)$$

- Надалі формула багато разів уточнювалася. Приведемо одну з них - формулу, прийняту в 1930 році на міжнародному геодезичному конгресі як міжнародна (формула Кассиніса):

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

- Щоб порівняти аномалію сили тяжіння, потрібно порівняти спостережуване поле з нормальним полем.

- Проте силу тяжіння зазвичай спостерігають на фізичній поверхні Землі, а нормальне поле визначене для поверхні сфероїда, яка близька до рівня моря.

- Тому для вирішення цієї проблеми вдаються до процедури, яка називається редукуванням сили тяжіння. Ця процедура включає введення поправок за висоту, за тяжіння проміжним шаром і деякі інші поправки, у випадку, якщо необхідно отримати високу точність вимірювань (поправки за рельєф, за місячні і сонячні приливи).

- Поправки за висоту δg_h вводять для того, щоб враховувати різницю висот між точкою спостережень і рівнем моря.

- Отже, потрібно привести значення сили тяжіння до їх значень на рівні моря, тобто потрібно набути таких значень поля, які б ми мали на рівні моря.

  При цьому, звичайно, точки спостережень нікуди не переміщаються — ця процедура лише уявна.

- Дану поправку називають поправкою за вільне повітря, або поправкою Фая.

$$\delta g_h = 0.3086\, h$$

- де h вимірюється в метрах, а δg - в мілігалах. Величина 0.3086 повинна мати розмірність [мГал][м]-1, тобто по змісту повинна бути вертикальним градієнтом. З цієї формули витікає, що сила тяжіння зменшується приблизно на 0.3 мГал на кожен метр висоти.

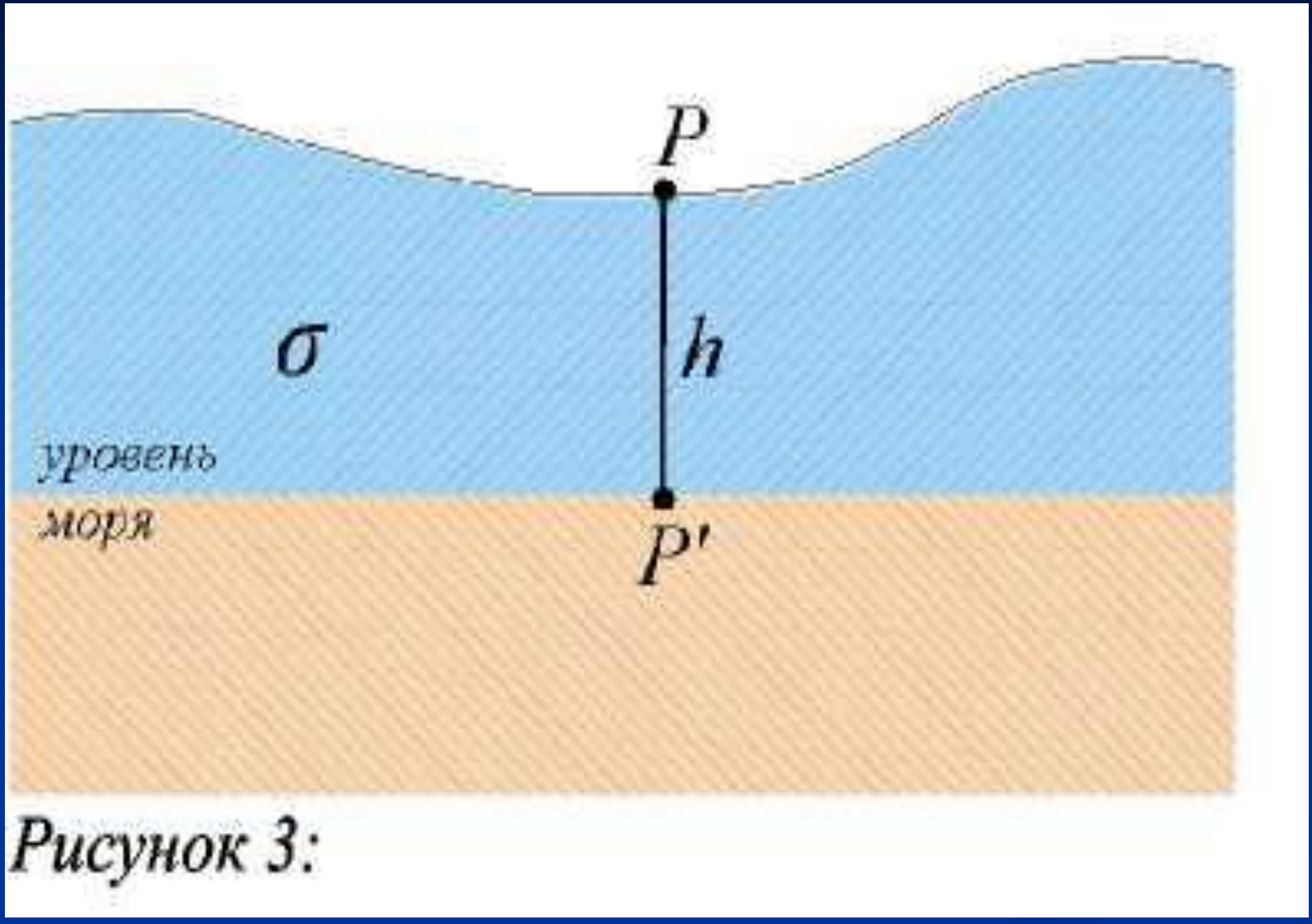


Рисунок 3:

- Для обліку мас, розташованих в шарі між фізичною поверхнею і рівнем моря, використовують спеціальну поправку, яка називається поправкою за проміжний шар (δg_{υ}).

$$\delta g_{\sigma} = G\sigma \int_{\Omega} \frac{z\, d\Omega}{(x^2+y^2+z^2)^{3/2}} = \iiint_{-\infty\,-\infty\,0}^{\infty\,\infty\,h} \frac{z\, dx\, dy\, dz}{(x^2+y^2+z^2)^{3/2}} = 2\,\pi G\sigma h \approx 0.0419\,\sigma h$$

- При цьому у формулу редукування поправка за проміжний шар входить із знаком мінус, оскільки проміжний шар збільшує поле сили тяжіння.

- В районах з сильно перетнутим рельєфом поправка за проміжний шар стає дуже грубим наближенням і виникає необхідність враховувати вплив рельєфу за допомогою введення додаткової поправки.

- Така поправка називається топографічною або за навколишній рельєф.

- При високоточній зйомці виникає необхідність обліку тяжіння Місяця і Сонця. Це додаткове тяжіння виникає при приливах в твердій оболонці Землі, і досягає максимальних значень в чверть метра.

- Вплив сонячно-місячного тяжіння враховують за допомогою спеціальних графіків, отриманих за астрономічними даними. Максимальне значення поправки для Місяця -0.25 мГал, для Сонця -0.1 мГал.

- Аномалією сили тяжіння називається різниця між спостереженими (заміряним, g_H) і нормальним (γ_0) значеннями сили тяжіння:

$$\Delta g_a = g_н - \gamma_0$$

Аномалія сили тяжіння, при обчисленні якої використовувалася поправка Буге, називається аномалією в редукції Буге. Значення аномалій Буге обчислюють за формулою

$$\Delta g_{aБ} = g_н - \gamma_0 + (0.3086 - 0.0419\sigma)h$$

- Велику роль при обчисленні аномалії Буге відіграє правильний вибір щільності проміжного шару. При дуже завищеною, або дуже заниженій щільності виходить негативна, або позитивна кореляція поля і висотних відміток.
- Прийнято для територій з осадовим чохлом –
- $\sigma_{пром} = 2{,}30 \ \ г/см^3$;
- з виходом магматичних порід - $\sigma_{пром} = 2{,}67 \ \ г/см^3$

Другі похідні потенціалу сили тяжіння

- Перші похідні потенціалу сили тяжіння ***W*** є проекції прискорення сили тяжіння на відповідні координатні осі. У гравірозвідці широко використовуються і другі похідні. Всього їх шість:

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

- У гравіметрії їх прийнято розділяти на градієнти і кривизни.

- Під градієнтами сили тяжіння розуміються другі похідні W, які характеризують швидкість зміни вертикальної сили, що становить, тяжкості по відповідних осях:

$$\frac{\partial g_z}{\partial x} = \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial z} = W_{xz}$$

$$\frac{\partial g_z}{\partial y} = \frac{\partial^2 W}{\partial y \partial z} = W_{yz}$$

$$\frac{\partial g_z}{\partial z} = \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = W_{zz}$$

- Градієнти W_{xz} і W_{yz} називаються горизонтальними градієнтами, W_{ZZ} — вертикальним градієнтом.

- Для горизонтальних градієнтів можна обчислити повний горизонтальний градієнт:

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

- Одиницею вимірювання градієнтів є етвеш (Е) в, названа на честь угорського геофізика. Один етвеш відповідає зміні сили тяжкості в 0.1 мГал на 1 км. $1E = 10^{-9}\ c^{-2}$.
- Градієнти можна визначити чисельно, якщо відомі значення сили тяжіння, або заміряти за допомогою приладів - варіометрів і градієнтометрів.

- Нормальними значеннями градієнтів сили тяжіння, по аналогії з нормальними значеннями сили тяжіння, називають їх значення на поверхні однорідного сфероїда.

- Нормальне значення вертикального градієнта ми вже отримали, коли обчислювали поправку за висоту:

$$W_{zz} = 3086\,E$$

- Аномалією градієнтів сили тяжіння природно назвати різницю між спостереженими і нормальними градієнтами. Очевидно, що аномалії градієнтів не пов'язані з відцентровими силами і залежать від густиних неоднорідностей в тілі Землі.

- Аналіз аномалій Буге, проведений для великих масштабів свідчить про те, що існує відчутна кореляція між середніми аномаліями Буге і середніми значеннями висотних відміток.

- Складається враження, що маси, складові рельєфу, не надають ніякого тяжіння. Насправді, це пов'язано з тим, що надлишку мас над земною поверхнею (гірськими масивами) відповідає недолік мас під ними. І навпаки, для низовинних областей існує надлишок мас під ними.

- Спостереження таких залежностей привело до виникнення теорії ізостазії. Буквальний переклад цього слова - «рівновага».

- Суть теорії ізостазії полягає в припущенні, що вертикальні блоки, чинячи тиск на маси, розташовані під ними, утворюють поверхню рівного тиску, глибина залягання якої залежить від форми земного рельєфу.

- Моделі ізостазії по Ері і по Пратту, що є спрощеними і крайніми випадками реального механізму компенсації.
- Згідно моделі по Ері, щільність блоків постійна, але змінюється товщина земної кори, утворюючи «коріння гір» і океанічне «антикоріння».

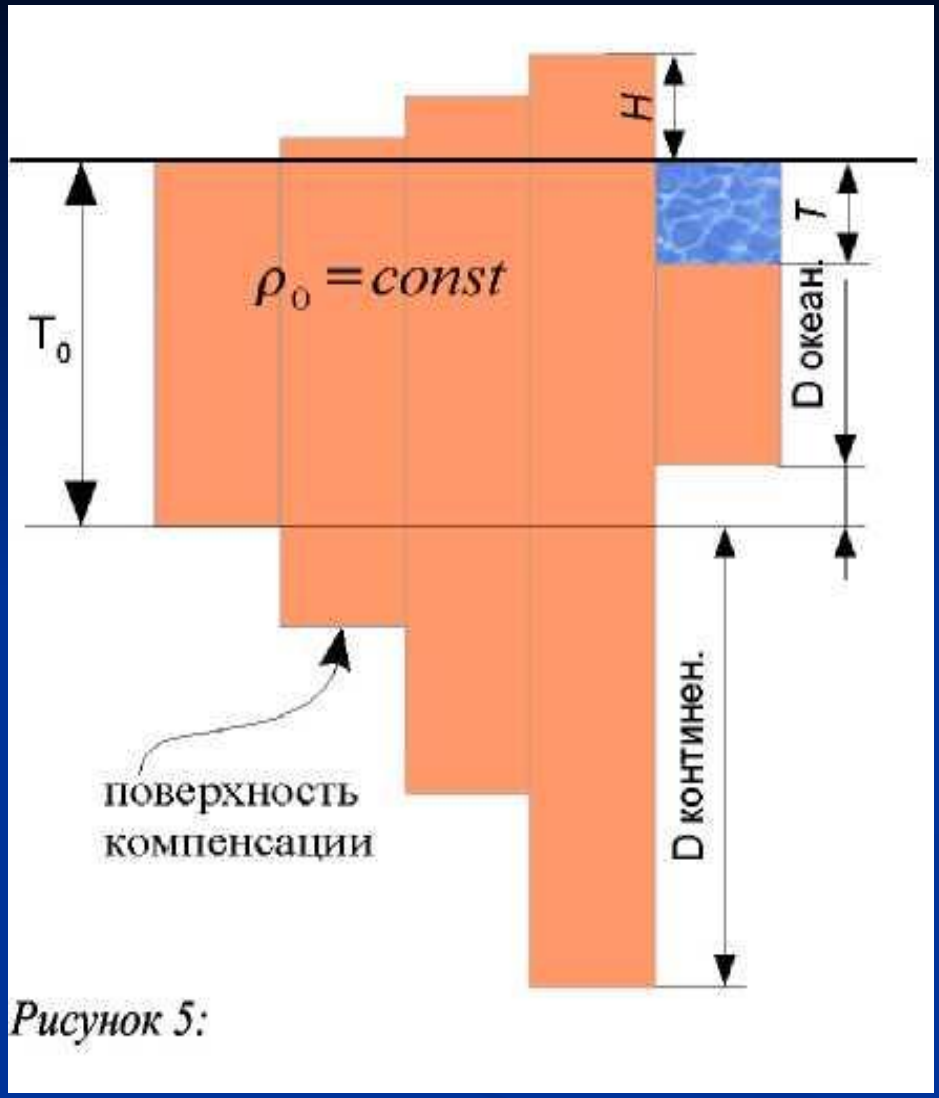


Рисунок 5:

- Згідно моделі по Пратту , глибина компенсації незмінна. Рівновага ж досяга-ється за рахунок латеральної мінливості щільності блоків.

- Сейсмічні спостереження свідчать про те, що в природі діють обидва механізми.

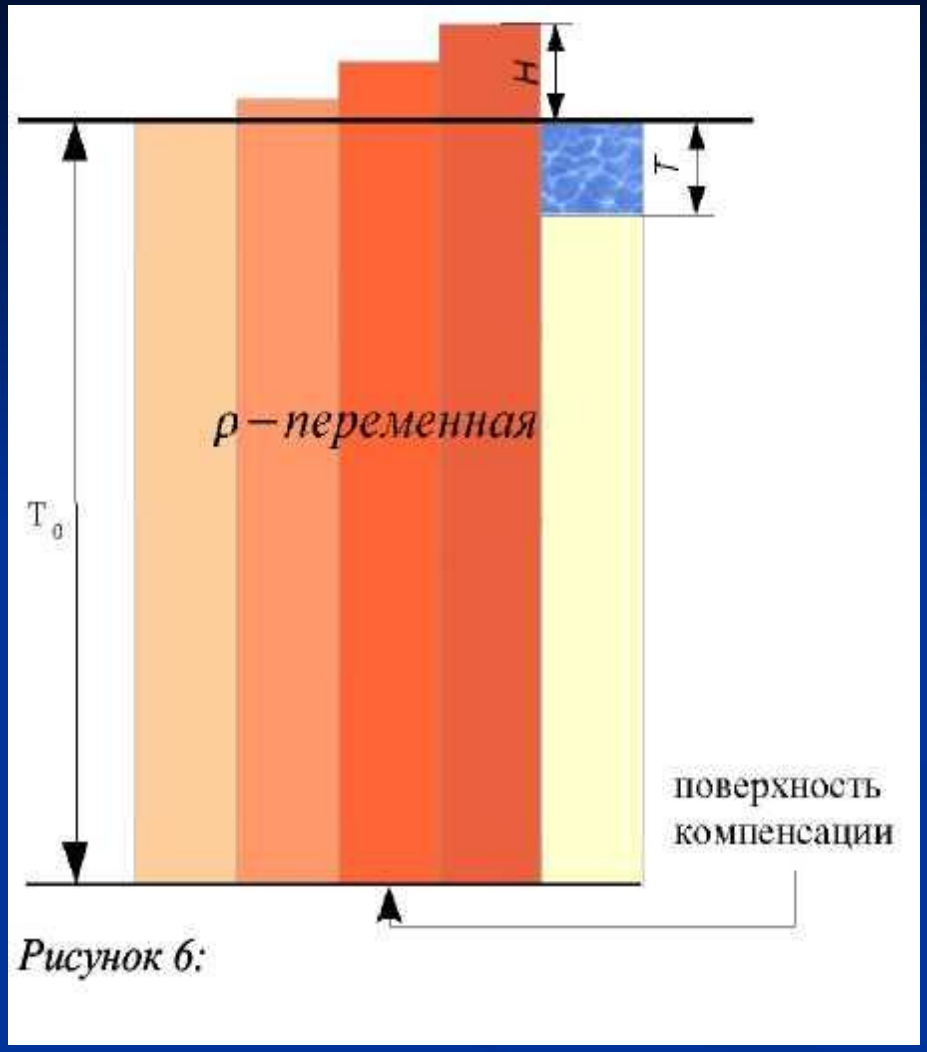


Рисунок 6:

- Ізостатичну аномалію обчислюють за формулою:

$$\Delta g_{И} = g_{Н} - \gamma - 0.3086\,h - \delta\, g_{t} + \delta\, g_{И}$$

- где δg_t - топографічна поправка за вплив мас, що підносяться над рівнем моря, $\delta g_{И}$ — ізостатична поправка за вплив мас у вертикальних блоках земної кори згідно тій або іншій гіпотезі ізостазіі.

Щільність гірських порід

- Гравітаційні аномалії виникають тільки в тому випадку, якщо гірські породи, що складають земну кору, мають неоднорідності.

- У гравіметричних завданнях часто використовується поняття надмірної щільності: це різниця між щільністю вміщаючих порід і щільністю структур, що створюють аномалію.

- Надмірна щільність може бути як позитивною так і негативною.

- Надмірна щільність може бути як позитивною так і негативною.
- У загальному випадку гірські породи складаються з речовини, що знаходиться в трьох фазах: твердою, рідкою і газоподібною. Щільність визначається співвідношенням цих трьох фаз, а також станом фізичних характеристик природного залягання: тиск, температура, вологість і т.д.

- Щільність гірської породи залежить від речовинного складу її скелета, пористості, вологості і інших чинників. $\sigma_{пор} = \sigma_{ск}(1 - K_п) + K_п \cdot \sigma_ф \cdot p$

- Наприклад, магматичні і метаморфічні породи мають малу пористість (1-2%), і їх щільність в основному визначається хіміко-мінеральним складом породотвірних мінералів.

- Осадові породи, як правило, характеризуються великим діапазоном зміни пористості, тому їх щільність також міняється в широких межах.

- Середня щільність земної кори складає *2.67 г/см^3* . В цілому Землі *5.52 г/см^3*. Як правило, щільність одних і тих же осадових порід зростає із збільшенням глибини їх залягання.

- Достовірних значень щільності можна набути тільки при її вимірюванні в умовах природного залягання порід. Найчастіше щільність порід визначають по витягнутих на поверхню зразках. При цьому потрібно вводити поправки, що приводять значення щільності до тих фізичних умов, в яких залягають гірські породи.

- Методи вимірювання сили тяжіння підрозділяються на динамічні, у яких спостерігається рух вантажу в полі сили тяжіння, і статичні, у яких вимірюється розтягання пружного елементу вантажем.
- Розрізняють абсолютні і відносні визначення сили тяжіння. До абсолютних відносяться методи, що дозволяють визначити в кожній точці абсолютне, тобто повне, значення сили тяжіння. До відносних — методи, що дозволяють визначити в кожному пункті приріст (різниці значень) сили тяжіння (Δg) стосовно деякої вихідної точки

Серед динамічних методів найбільш важливими є:

1. вимірювання періоду коливань маятника
2. вимірювання періоду коливань маятника під дією сили тяжіння і сили, їй протидіючою
3. вимірювання часу вільного падіння тіл
4. вимірювання частоти коливань струни, яка натягнута підвішеною на ній масою.

Вимірювання сили тяжіння бувають абсолютними і відносними.

- При абсолютних вимірюваннях визначають повну величину сили тяжіння. При відносних — визначають не повне значення, а приріст в даному пункті щодо деякого іншого, результатного, поле в якому зазвичай відоме.
- Динамічні методи можуть бути як абсолютними, так і відносними. Статичні — тільки відносними.
- Прилади, призначені для відносних визначень сили тяжіння, називають гравіметрами.
- В даний час статичні гравіметри є основними приладами для відносних визначень сили тяжіння.

Динамічні методи вимірювання сили тяжіння

- Серед динамічних методів вимірювання сили тяжіння довгий час очолював маятниковий метод, доведений до високого ступеня досконалості.
- Маятником називається будь-яке тверде тіло, здатне здійснювати коливання біля горизонтальної осі.
- У теорії коливань важливу роль грає модель математичного маятника. Це ідеальна модель, тобто модель, яку можна реалізувати лише в деякому наближенні.
- Математичний маятник є матеріальною точкою, з масою т, підвішену на нерозтяжній і невагомій нитці довжиною l

- Математичний маятник є матеріальною точкою, з масою m, підвішену на нерозтяжній і невагомій нитці довжиною *l*

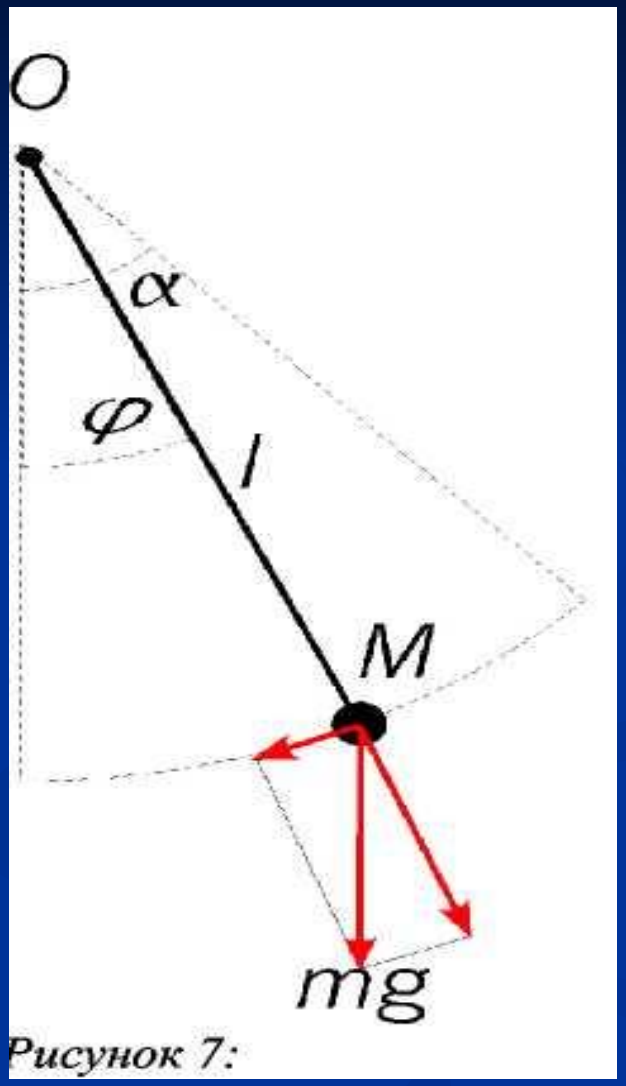


Рисунок 7:

- Для нього період коливань рівний

$$T = \pi \sqrt{\frac{l}{2\,g}}$$

- Як випливає з цієї формули, при малих амплітудах період коливань не залежить від амплітуди. Це властивість маятника називається ізохронністю.

- Оскільки математичний маятник є ідеальною моделлю, її, як правило, неможливо реалізувати з необхідним ступенем точності. Тому на практиці при визначеннях сили тяжіння використовують фізичний маятник.

- Під фізичним маятником розуміють будь-яке важке тверде тіло, що вільно обертається навколо горизонтальної осі.

- Іншими словами, фізичний маятник рухається за тими ж законами, що і математичний. Тільки роль довжини маятника відіграє величина $\frac{I_x}{a\,M}$

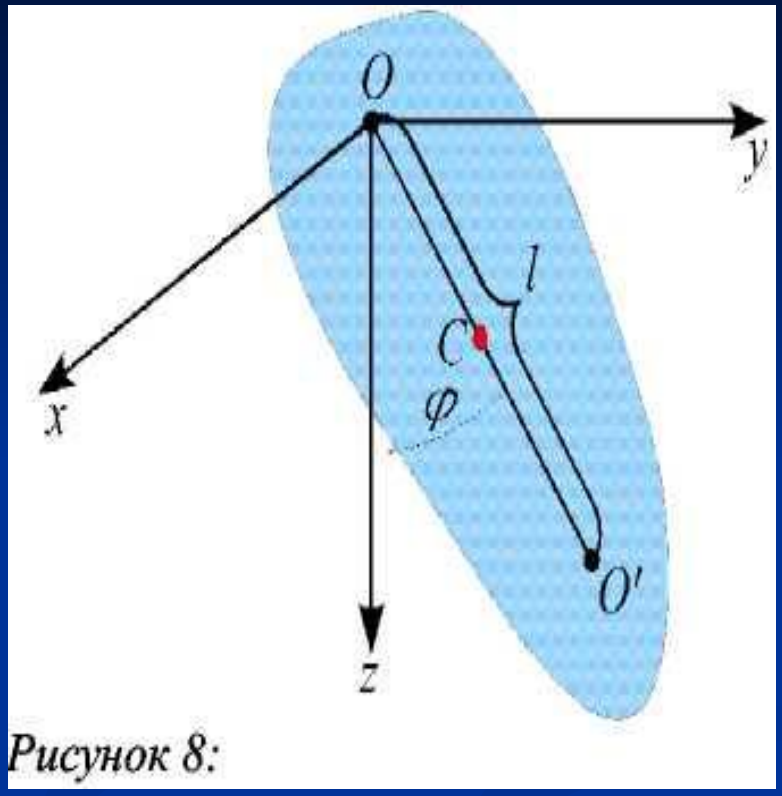


Рисунок 8:

- Маятникові прилади дозволяють виконувати як абсолютні, так і відносні визначення сили тяжіння. При абсолютних визначеннях вимірюють період коливання і приведену довжину маятника. При відносних визначеннях сили тяжіння досить зміряти тільки період коливання маятника в двох пунктах.
- Дійсно, нехай

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

- Тоді виражаючи значення сили тяжіння на другому пункті, отримаємо:

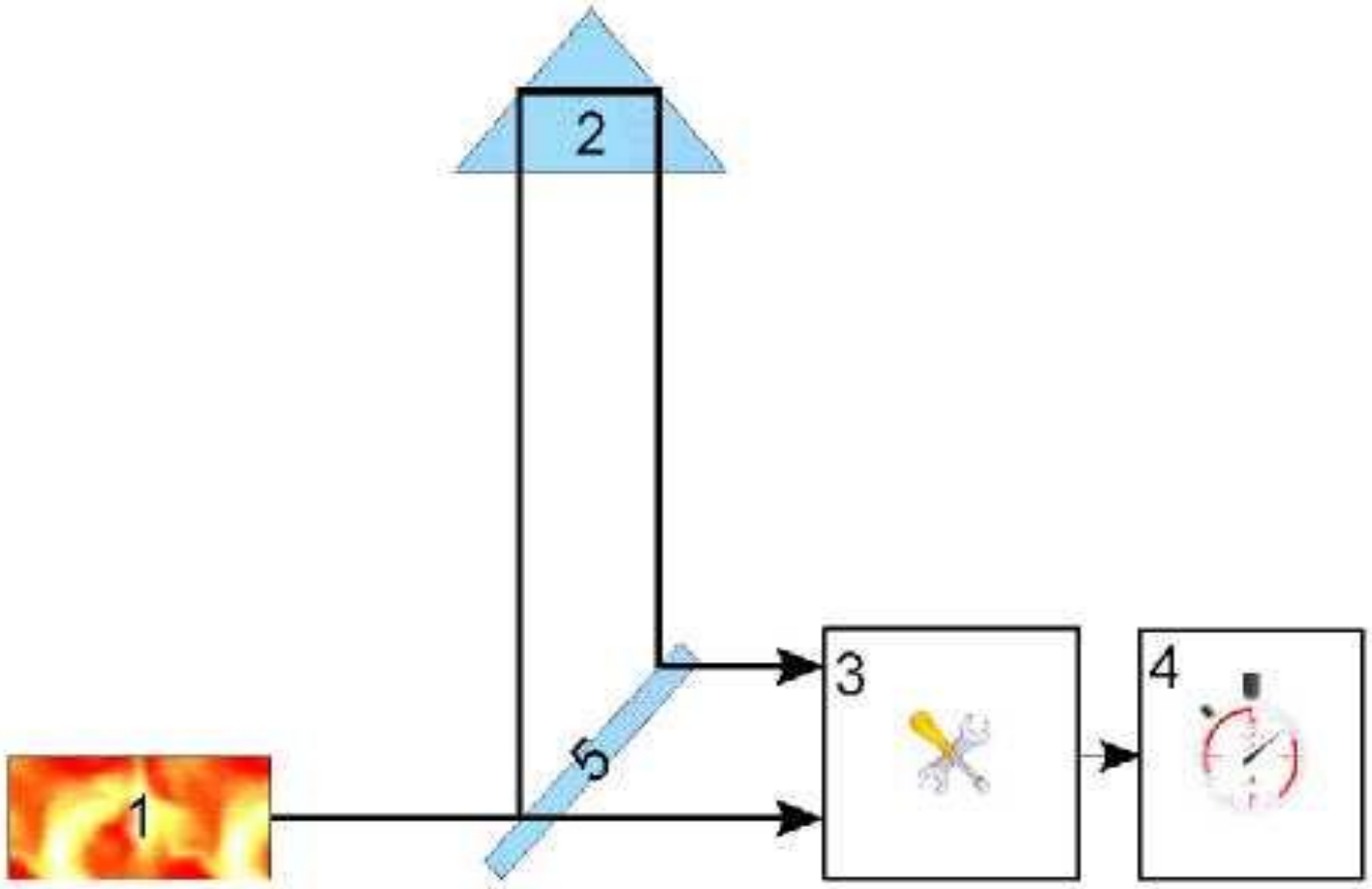
$$g_2 = g_1 \frac{T_1^2}{T_2^2}$$

- Маятникові дозволяють визначити період коливань з точністю $2 \cdot 10^{-8}$с, що забезпечує точність вимірювання сили тяжіння до 0.1 мГал. При цьому час спостереження на одному пункті складає близько 15 хвилин.

Балістичний метод

- В даний час вимірювання малих інтервалів і часу падіння тіл досяг дуже високій точності, тому з'явилася можливість високоточних абсолютних вимірювань сили тяжіння способом падаючого вантажу, або балістичним способом.

- У вертикальній вакуумній камері заввишки приблизно 50 см як падаючий вантаж використовується скляна призма. Шлях падіння призми вимірюють за допомогою лазерного інтерферометра, а час падіння - за допомогою атомного годинника.



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

Рисунок 9:

- Час і шлях вільно падаючого тіла зв'язані спів-відношенням $$t=\sqrt{2\frac{S}{g}}$$
- Проте на практиці користуються складнішою форму-лою $$S=v_0+\frac{gt^2}{2}$$
- Це пов'язано з тим, що на початку шляху призма може дістати невелике додаткове прискорення. Щоб позба-витися від апріорі невідомої початкової швидкості V_0, вимірювання проводять двічі. Тоді з системи двох рівнянь отримуємо: $$g=\frac{2(s_2t_1-s_1t_2)}{t_1t_2(t_2-t_1)}$$

- Точність абсолютних вимірювань балістичним методом на сьогоднішній день надзвичайно висока — порядку одного мікрогала (0.001 мГал) при часі одного вимірювання близько 10 с. Для підвищення точності виконуються багатократні вимірювання, які потім статично обробляються.

- Останнім часом з'явилися мобільні абсолютні прилади порівняно невеликих розмірів, розраховані на транспортування на легкових автомобілях.

Вимірювання сили тяжіння гравіметрами

- У гравіметрах урівноваження вимірюваної сили тяжіння проводиться деякій іншою зовнішньою силою: пружної сили пружини, пружними силами газу або рідини, електромагнітними силами і т.п. По конструкції гравіметри надзвичайно різноманітні і розрізняються за типом врівноважуючої сили (пружинні гравіметри, газові і т.п.), способом переміщення маси (обертальне, поступальне), матеріалом, з якого виготовлена пружна система (кварц, метал і т.д.) і деяким іншим особливостям.

- У гравірозвідці в основному застосовують гравіметри з пружинними чутливими системами.

- По характеру діючих пружних сил гравіметри з такими системами підрозділяють на прилади з поступальною ходою вантажу, прикріпленого до пружини (гравіметри першого роду) і прилади з обертальним рухом важеля маятника (гравіметри другого роду).

- У гравиметрах другого роду використаний принцип вертикального сейсмоприймача Голіцина.

- Найбільш широке застосування отримали гравіметри другого роду, пружна система яких виготовлена з кварцу (кварцові гравіметри).

- Розглянемо принцип пристрою кварцового астазірованого гравіметра (ГАК)
- Принципова схема чутливої системи гравіметра зображена на рис . 11. На тонкій нитці 1, віссю обертання, що є, укріплений важіль (маятник) 2. Маятник утримується в початковому положенні силою натягнення головної (астазіруючої) пружини 3, нижній кінець якої через важіль прикріплений до маятника, і силою закручування нитки підвісу маятника. Вся ця чутлива система гравіметра виготовлена з кварцу.

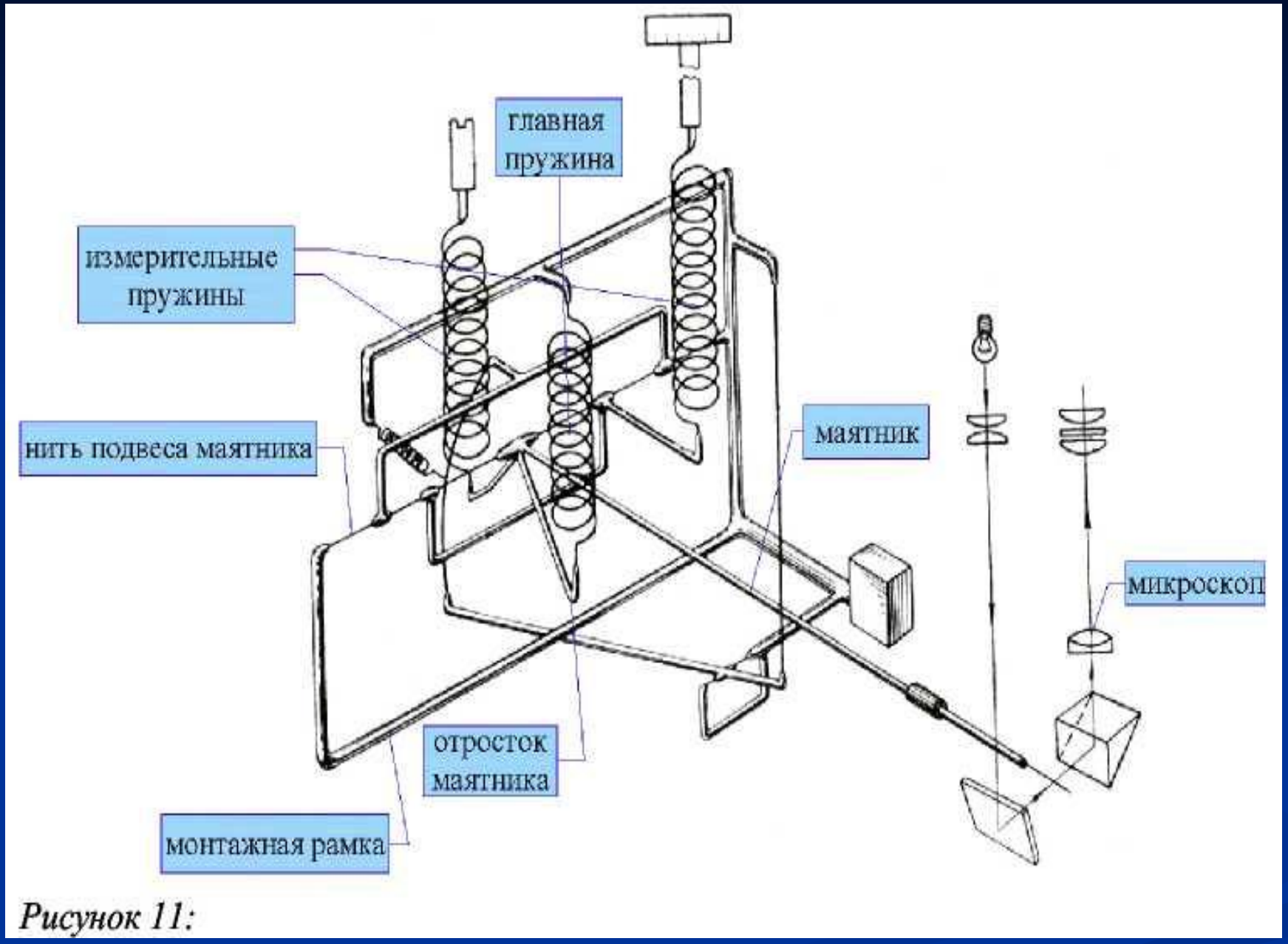

главная пружина
измерительные пружины
нить подвеса маятника
маятник
микроскоп
отросток маятника
монтажная рамка

Рисунок 11:

- При зміні сили тяжіння маятник повертають в початкове положення, вводячи в систему додатковий момент, компенсуючий зміну сили тяжіння в даному пункті щодо початкового пункту. Компенсуючий момент створюється в результаті додаткового закручування нитки підвісу маятника за допомогою вимірювальних пружин 5. Для фіксації початкового положення маятника на нім є індекс. Реєстрація проводиться оптичним способом, при якому за відхиленням маятника спостерігають в мікроскоп з великим збільшенням. Закручуючи нитку підвісу, суміщають індекс маятника з нулем шкали мікроскопа і беруть по мікрометру вимірювальної пружини відлік в діленнях шкали мікрометра.

- Прирости сили тяжіння спочатку вимірюють в діленнях шкали мікрометра приладу. Потім відліки переводять в прирости сили тяжіння в мілігалах. Для цього використовують перевідний коефіцієнт, званий ціною ділення гравіметра. Приріст сили тяжіння в двох пунктах спостереженні обчислюють за формулою

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

- де Δg - приріст сили тяжіння між двома пунктами;
  n_1 і n_2 - підрахунки на цих пунктах, поділ. шкали;
  с - ціна ділення гравіметра, мГал.

- Операція визначення ціни ділення гравіметра називається такою, що еталонує гравіметр.

- Ціна ділення гравіметра (ціна ділення шкали лічильника вимірювального пристрою приладу) може бути знайдена різними способами. Найбільше застосування отримали визначення за спостереженнями з гравіметром на двох (або більшому числі) пунктах, в яких відомі значення сили тяжіння, і способом нахилу гравіметра.

- Суть визначення ціни ділення першим способом полягає в наступному. Беруть відліки n_1 і n_2 по лічильнику вимірювального пристрою гравіметра в двох пунктах, для яких відома зміна (приріст) сили тяжіння $\Delta g = g_2 - g_1$.

- Ціна ділення шкали (у мгал) гравіметра шкали (мгал/поділ), як випливає з, рівна:

$$c = \frac{\Delta g}{n_2 - n_1}$$

- Ціну поділки способом нахилу гравіметра визначають за наслідками вимірювань на одному пункті при різних нахилах вимірювальної системи гравіметра. Якщо прилад знаходиться в горизонтальному положенні *(a* = 0), то маятник відхиляє сила *mg,* і відлік по лічильнику буде ***n0*** . При нахилі приладу на кут α маятник відхиляє сила *mg* cos ***α,*** і відлік буде ***n***$_{\alpha}$. Для малих кутів нахилу

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

- При визначеннях ціни поділки гравіметра способом нахилу використовують спеціальну еталонну нахиляючу плиту («екзаменатор») або нахиляють прилад за допомогою настановних підйомних гвинтів.

- Якщо на одному і тому ж пункті спостережень провести вимірювання сили тяжіння протягом тривалого часу (години більш), то відліки, узяті по мікрометру гравіметра, будуть різні. Розкид значень відліків, перерахований в мілігали, може досягати декількох десятків мілігал, тобто значно перевершувати аномалії сили тяжіння, що цікавлять.

- Зміна в часі показів гравіметра в одному і тому ж пункті спостережень називається зсувом нуль - пункта гравіметра.

- Зсув нуль-пункта гравіметра викликаний неідеальною пружністю вимірювальної системи: під навантаженням пружні властивості матеріалу, з якого виготовлений чутливий елемент гравіметра, змінюється по часу.

- Графік зміни відліків по гравіметру в часі, званий графіком зсуву нуль-пункта приладу, в загальному випадку представляє криву лінію, характер якої залежить від конструкції приладу і його індивідуальних особливостей. В процесі польових робіт зсув нуль-пункта гравіметра ретельно вивчають для подальшого введення поправок в результати польових спостережень. Графіки зсуві нуль-пункта зазвичай будують за результатами повторних спостережень в одних і тих же пунктах в різні моменти часу протягом робочого дня.

Класифікація гравіметричних зйомок

- Залежно від характеру геологорозвідувальних завдань гравіметричні зйомки підрозділяють на регіональні, пошукові і детальні.
- *Регіональні зйомки* виконують для вивчення загального характеру гравітаційного поля на великих територіях. За цими матеріалами встановлюють загаль-ні закономірності гравітаційного поля в межах круп-них регіонів, виконують тектонічне районування.
- *Пошукові зйомки* проводять на окремих перспективних площах, встановлених по регіональних роботах. Мета пошукових зйомок — виділення локальних структур, які можуть містити корисні копалини (нафта, газ, і т.д.)
- *Детальні зйомки* виконують з метою вивчення окремих локальних структур. Дані детальної зйомки можуть використовуватися для розрахунку глибини залягання і геометрії локальних структур.

- Гравіметричні зйомки також підрозділяють на площадкові і профільні.
- Площадковою називається зйомка, в якій пункти спостережень досить рівномірно заповнюють територію, що вивчається. Для площадкової зйомки будують гравіметричні карти.
- Профільна зйомка виконується по окремих маршрутах (профілям). Результат такої зйомки - графіки аномалій сили тяжіння.

- Всі гравіметричні зйомки спираються на загально-державну мережу гравіметричних пунктів. Ці пункти прив'язані до основних маятникових пунктів нашої країни, а вони пов'язані з міжнародним пунктом в Потсдаме (Німеччина).
- Гравірозвідувальні роботи виконують на опорних рядових пунктах. Польову мережу опорних пунктів створюють на початку польових робіт. Польову мережу ОП прив'язують до ОП вищого класу (першого або другого). Точність визначення сили тяжіння на ОП повинна бути в 1.5-2 рази вище за точність на пунктах рядової мережі. Підвищена точність досягається застосуванням точнішого гравіметра або багатократ-ними спостереженнями на одному і тому ж пункті одним або декількома гравіметрами.

- ОП розташовують в умовах найбільш рівного рельєфу. Спостереження на ОП ведуть по замкнутих полігонах, тобто кожен рейс починається і закінчується в одному і тому ж пункті.
- Після створення опорної мережі проводять спостереження на рядових пунктах. Спостереження для рядових рейсів завжди починаються і закінчуються на ОП. Методики спостережень в рядових рейсах буває різні. Спостереження можуть бути одноразові, або з повторенням.
- При виконанні польових робіт необхідно знати географічні координати кожного пункту, а також його перевищення щодо рівня моря. Ці визначення складають топографо-геодезичні роботи. Точність цих робіт повинна бути узгоджена з точністю вимірювань аномалій сили тяжіння.

- Як початкові матеріали для інтерпретації беруть аномалії в редукції Буге. Інтерпретацію даних гравірозвідки підрозділяють на якісну і кількісну.

- Якісна інтерпретація полягає в аналізі особливостей аномального поля. Основа методу якісної інтерпретації — метод аналогій. Дані гравірозвідки порівнюють з даними інших геофізичних методів, бурінням, а також з даними гравірозвідки на вже вивчених територіях.

- За результатами інтерпретації складають схему розподілу аномалій для тектонічного районування території.

- Аномалії сили тяжіння прийнято підрозділяти на регіональні і локальні. До регіональних аномалій відносяться такі, розміри яких перевищують 1000 кв. км. Локальні аномалії мають розміри від довше кв. км. до декількох сотень.

- Регіональні аномалії зв'язані, як правило, з крупними прогинаннями і підняттями земної кори, а також з петрографічними неоднорідностями в блоках кристалічного фундаменту.

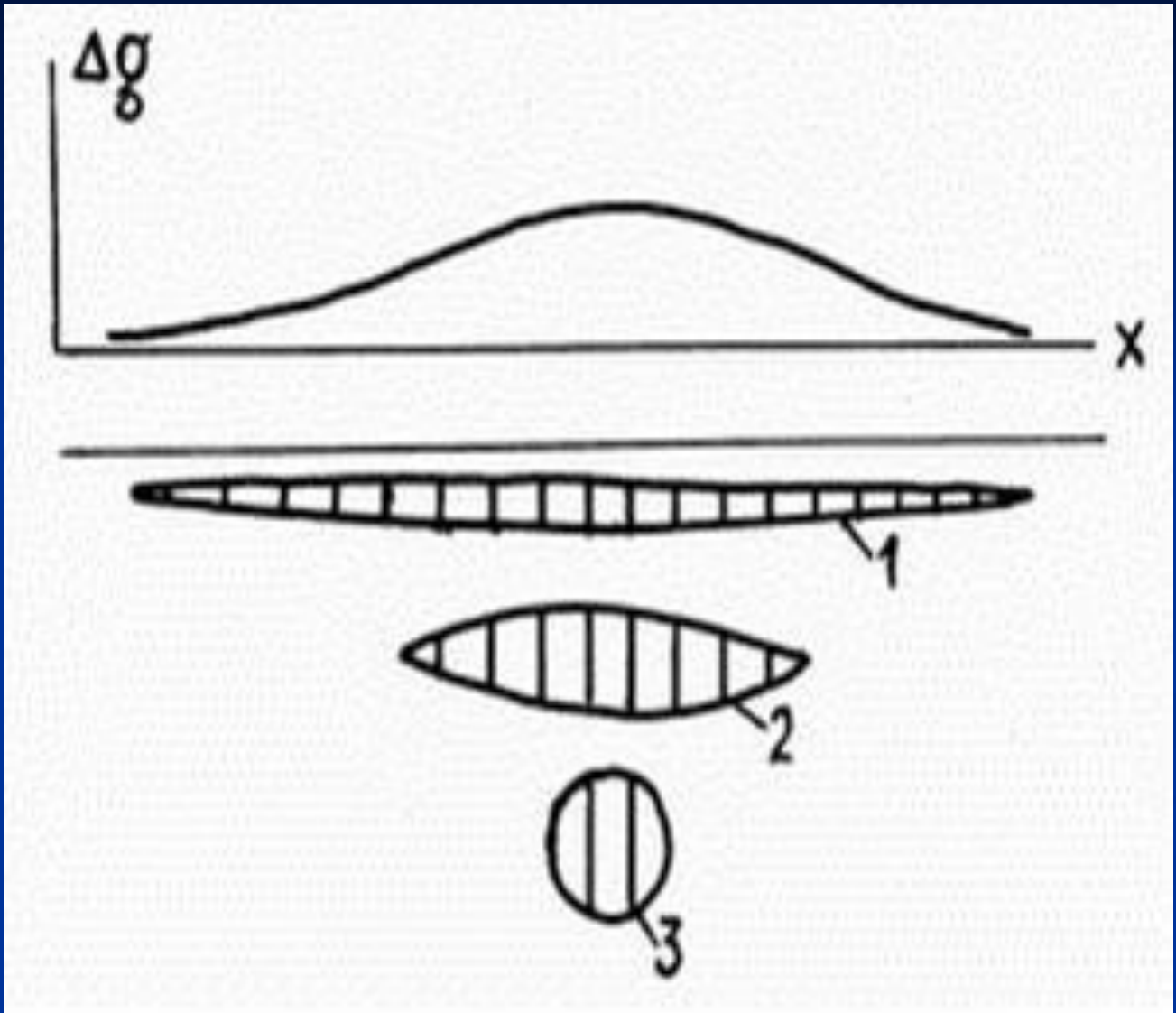
- Локальні аномалії часто пов'язані із з локальними структурами в осадовому чохлі і зонами тектонічних порушень.

- Гравітаційні ступені - це витягнуті зони великих градієнтів гравітаційного поля. Вони зв'язані, як правило, з ділянками швидкого занурення порід з великою надмірною щільністю, або контактів порід з різною щільністю.

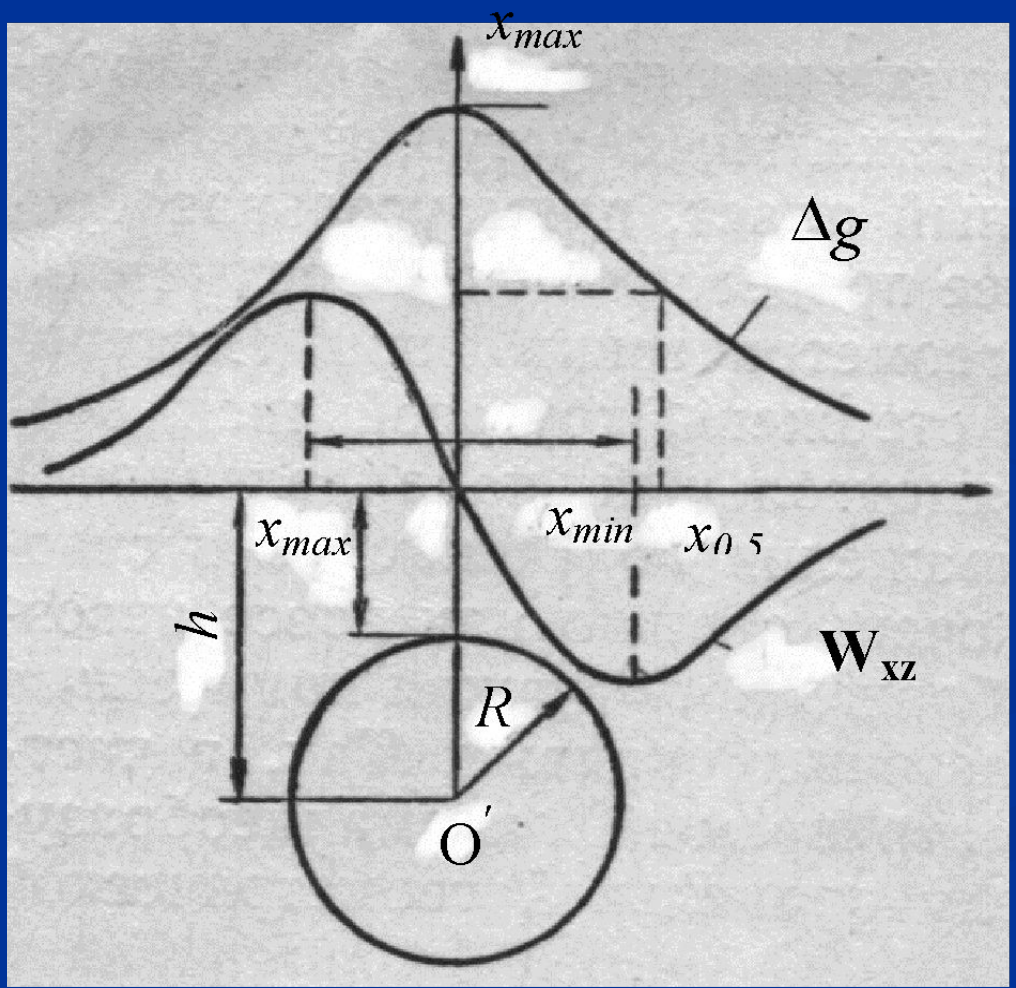
- В процесі якісної інтерпретації аналізують загальний характер аномального поля, його індивідуальні особливості: знак і ступінь диференційованої, наявність регіональних і локальних аномалій, їх розміри, форму, простягання, інтенсивність і т.д.

- Кількісна інтерпретація полягає в рішенні прямої і зворотної задачі. Пряма задача зводиться до обчислення гравітаційного ефекту тіл, складових модель. Для цього повинні бути задані форма, розміри, глибина залягання, щільність тіл. Зворотна задача зводиться до визначення параметрів аномаліетвірних тіл — форми, глибини залягання, щільність по гравітаційних аномаліях.

- • Пряма і зворотна задача взаємозв'язані, але їх рішення мають принципову відмінність. У гравірозвідці пряма задача завжди має стійке і єдине рішення. Зворотні задачі, за винятком особливих випадків, не мають єдиного рішення, і, як правило, нестійкі. У математичній термінології зворотна задача гравірозвідки відносяться до класу некоректно поставлених завдань; методам їх рішення присвячено багато наукових робіт.


Δg
x
1
2
3

- Хай однорідна куля радіусом R, об'ємом V, і щільністю σ розташований на глибині h. Вирішимо пряму задачу, тобто визначимо гравітаційний ефект уздовж наземного профілю OX, кулі, що проходить через проекцію центру, з початком координат над ним.



- Оскільки за законом усесвітнього тяжіння куля притягується з такою ж силою, як і точкова маса, зосеред-жена в його центрі, аномалію над кулею ***Δgк*** можна отримати, вважаючи, що аномалія сили тяжіння над кулею і аномалія точкової маси, поміщеної в його центрі, співпадають:

$$\Delta g_ш = G\sigma V \frac{h}{r^3} = \frac{GMh}{(x^2+h^2)^{3/2}}$$

- де - $M=\sigma V$ надмірна маса кулі. Графік $\Delta g_ш$ матиме максимум над центром кулі

$$\Delta g_{max} = f\frac{M}{h^2}$$

(при x=0) і асимптотично прагнути до нуля при $x \to \pm\infty$

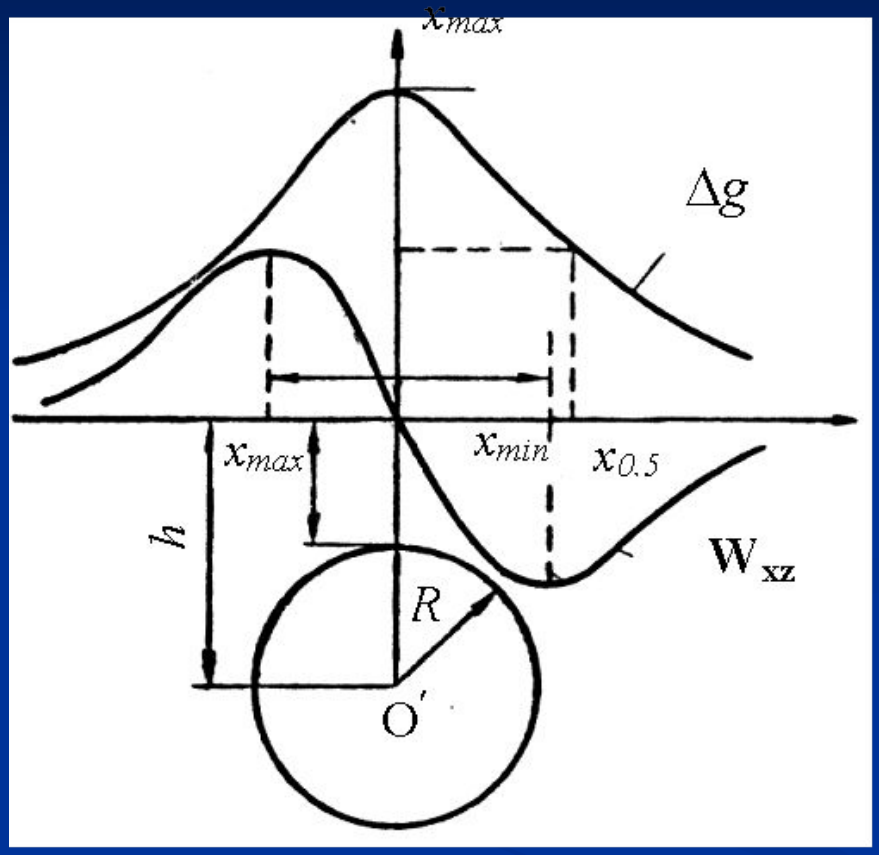
Знак $\Delta g_ш$ визначається знаком σ.

- З аналізу рівняння можна вирішити зворотне завдання. Знайдемо абсцису $x_{1/2}$, в якій $\Delta g_ш$ досягає половини максимуму:

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

звідки

$$h\approx 1.31\, x_{1/2}$$



- Підставивши набутого значення глибини залягання кулі в рівняння, можна визначити його надмірну масу.