

PETHÓ GÁBOR, VASS PÉTER,

GEOFIZIKA ALAPJAI

1



A Műszaki Földtudományi Alapszak tananyagainak kifejlesztése a
TÁMOP 4.1.2-08/1/A-2009-0033 pályázat keretében valósult meg.

1. A GRAVITÁCIÓ MÓDSZERÉNEK RÖVID TÖRTÉNETI ÁTTEKINTÉSE



Pierre Bouguer
(1698-1758)

A gravitációs kutatás vonatkozásában az első, módszert megalapozó vizsgálatok a XVI. és XVII. század közötti időszakban voltak, melyek Galilei, Kepler és Newton nevéhez fűződnek. **Galilei** (1589) különböző tömegű testek szabadesése során azt tapasztalta, hogy azok gyorsulása tömegüktől függetlenül hasonló. A bolygók mozgástörvényeinek kidolgozása **Kepler** érdeme (1609 és 1619). **Newton** fedezte fel az általános tömegvonzási törvényt (1685-1687). A XVIII. század első felében **Bouguer** munkásságát kell kiemelni: a nehézségi erő földrajzi szélesség és tengerszint feletti magasságtól való függését vizsgálta 1735 és 1745 között, és a Föld sűrűségének meghatározásával is foglalkozott.



Eötvös Lóránd
(1848-1919)

A gravitációs módszert használták elsőként a geofizikai eljárások közül a szénhidrogén kutatásban. A XX. század első harmadában az Eötvös inga a gravitációs kutatás állandó eszköze volt. Az **Eötvös** (1848-1919) által kifejlesztett **torziós inga** az első volt a kezdeti időszak geofizikai műszerei között, melynek használata sódombok és antiklinális szerkezetek kutatásában hatékonyan bizonyult. Műszerét horizontális variométernek nevezte, mivel azzal nemcsak a nehézségi erőtér szintfelületeinek görbületi eltéréseit (a mérési állomás helyén a nehézségi erőtér szintfelületének a gömbtől való eltérését), hanem a nehézségi erőtér horizontális gradiensét (a nehézségi erő legnagyobb növekedési mértékét és ennek irányát a vízszintes síkban) is lehetett mérni. Az első kísérleti méréseket – Ság hegy (1891), Balaton jegén (1901-1903) – követően az Egbell-i ismert CH előfordulást igazoló mérésre került sor 1916-ban.

Az I. világháború után a műszert több kontinensen alkalmazták. Európa, Ázsia (Irak, Irán), Észak (Egyesült Államok)- és Dél-Amerika (Venezuela) kutatási területein csaknem két évtizeden át az olajkutatás versenytárs nélküli eszközévé vált. 1922-ben a Shell és az Amerada olajvállalatok szereztek be ingákat, 1924-ben az Amerada felfedezte a Nash Dome (Egyesült Államok) szerkezetet. Amerikaiak állapították meg, hogy az Egyesült Államokban ez az eredmény fémjelzi a gyakorlati geofizika megszületését. Egyedül a Mexikói öbölben az 1930-as évek közepéig 35-40 Eötvös-ingás mérőcsoport dolgozott és legalább 80 produktív mezőt fedezett fel, összesen több mint 1 milliárd hordó készlettel.

A könnyebben kezelhető, gyorsabb és egyszerűbb korrekciókat igénylő **graviméterek** a harmincas évek vége felé kezdték felváltani az Eötvös-ingákat. Kezdetben (1932-től) stabil gravimétereket használtak, a zéróhosszúságú rúgót alkalmazó graviméter elvét **LaCoste** fejlesztette ki (1934), mely gravimétert 1939-től használnak. Az 50-es évektől hajón, légi eszközökön végeznek gravitációs méréseket. A 80 évektől a rugós graviméterekben alkalmazást kapott az elektrosztatikus nullázás, amellyel jelentősen lecsökkent a műszerjárás és javult a műszer pontossága is. Az utóbbi évtizedekben nagyon pontos abszolút és relatív (köztük szupravezető) gravimétereket fejlesztettek ki. Az új műszerek kifejlesztése és a pontosság növelése új feladatok (pl. tengerfenéki graviméterekkel elvégzett monitoring révén CO₂ besajtolás megfigyelés) megoldását teszi lehetővé. A század elején több sikeres műholdas gravitációs mérés is megvalósult, az eredmények biztatóak.

2. MATEMATIKAI ÉS FIZIKAI ALAPOK

Ha a Föld homogén összetételű, gömb alakú, forgást nem mutató égitest lenne, akkor a nehézségi erőtér a felszínén mindenütt ugyanolyan értéket mutatna. Ha a Föld tömegét (M) annak középpontjába koncentrálna képzeljük el, akkor a felszínen lévő m_1 tömegű testre ható tömegvonzási erő \vec{F}_v - Newton általános tömegvonzási törvénye alapján adható meg:

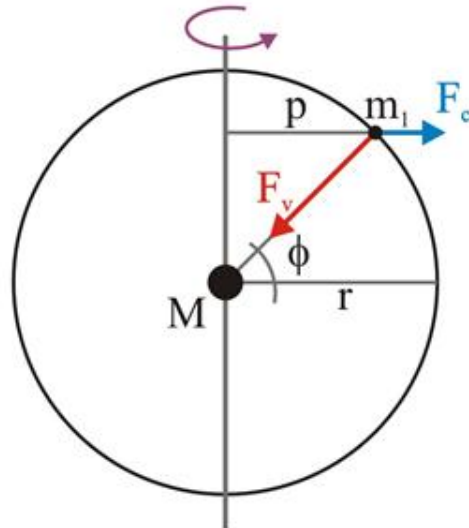
$$F_v = f \frac{m_1 M}{r^2}$$

Itt f az általános tömegvonzási állandót, melynek értéke $f = 6.67 \cdot 10^{-11} \text{ Nm}^2 / \text{kg}$, r pedig az átlagos sugarat jelöli. Egy ilyen leegyszerűsített esetben az ekvipotenciális felületek gömbök lennének. A homogénnek tekintett gömb alakú égitest forgása miatt a felszínén az **1.1. ábra** szerinti tömegvonzási erő \vec{F}_v - és a centrifugális erő \vec{F}_c - vektoriális eredője mérhető, mely erőt \vec{F}_g nehézségi erőnek nevezünk:

$$\vec{F}_g = m_1 \vec{g} = \vec{F}_v + \vec{F}_c = f \frac{m_1 M}{r^2} \frac{\vec{r}}{r} + m_1 \omega^2 r \cos \phi \frac{\vec{P}}{P}$$

Ha az **1.1. ábrán** méretarányosan tüntetnénk fel a két vektort, akkor \vec{F}_v -nek kb. 300-szor nagyobbak kellene lenni, mint \vec{F}_c hosszának (ezért mutat a két erő eredője kb. a Föld középpontja felé). Az ábrán az árapálykeltő erőket sem

tüntették fel.



1.1 ábra: A nehézségi erőt létrehozó tömegvonzási és centrifugális erő

A fenti összefüggésben Φ a geocentrikus szélességet jelöli, p a felszíni pont forgástengelytől számított távolságával egyezik meg, a szögsebesség értéke $\omega = 2\pi / \text{csillagászati nap}$. A centrifugális erő merőleges a forgástengelyre, értéke az Egyenlítő mentén a legnagyobb. Mivel kifelé mutat, a tömegvonzási erő ellenében hat, kivéve a pólusokat, ahol értéke zérus. A gömb alakú test forgása - azaz a centrifugális erő- indokolja az összetételében homogén gömb alakú test lapultságának kialakulását (ebből adódik, hogy az egyenlítői sugár nagyobb, mint a pólusokhoz tartozó). A geofizikai gyakorlatban erők helyett gyorsulást használunk. A nehézségi gyorsulás \vec{g} - irányát és nagyságát a tömegvonzási erő gyorsulásának és a centrifugális gyorsulásnak az eredője alakítja ki. A gyorsulás cgs egységét Galilei tiszteletére 1 Gal-nak nevezik.

A két konzervatív erőtér potenciálja integrálás révén meghatározható, és ezen potenciálok ismeretében a nehézségi erőtér potenciálja (U_g) a tömegvonzási (U_v) és a centrifugális erő potenciáljának (U_c) összegeként adható meg:

$$U_v = -f \frac{m_1 M}{r}$$

$$U_c = -\frac{1}{2} m_1 \omega^2 r^2 \cos^2 \phi$$

$$U_g = -f \frac{m_1 M}{r} - \frac{1}{2} m_1 \omega^2 r^2 \cos^2 \phi$$

Az így definiálható szintfelület (mely r értékekre a nehézségi erőtér potenciálja állandó) sferoid. Mind geodéziai, mind geofizikai szempontból a gömb középpontjával megegyező középpontú forgási ellipszoid referencia szintként való használata lényegesen praktikusabb, ugyanis a forgási ellipszoid matematikai leírásában kevesebb állandó szerepel, másrészt egy ilyen "referencia" felületen a nehézségi gyorsulás értéke is megadható. **A Föld normál alakját a geocentrikus forgási ellipszoiddal** lehet megadni, melynek r_{fe} egyenlete a következő alakú:

$$r_{fe} = r_e (1 - l \sin^2 \phi)$$

ahol az l lapultság a poláris és egyenlítői sugár (r_e) ismeretében meghatározható. A forgási ellipszoid felszínén a nehézségi erőtér potenciálja sorfejtéssel adható meg, melyből a forgási ellipszoid felszínére a nehézségi gyorsulás eloszlása a potenciál gradienseként vezethető le. A nyugalmi tengerszintet legjobban megközelítő geocentrikus forgási ellipszoid felszínére megadott nehézségi gyorsulást nevezzük a **nehézségi gyorsulás normál értékének**, melynek levezetése **C. Somigliana** nevéhez fűződik. A Somigliana-féle összefüggésből származó, a nehézségi gyorsulás normál értékének (g_{norm}) meghatározására alkalmazott formula

$$g_{norm} = g_e (1 + \beta \sin^2 \phi + \beta_1 \sin^2 2\phi)$$



Carlo Somigliana
(1860-1955)

alakú, ahol g_e az egyenlítői normál nehézségi gyorsulás, míg β és β_1 a forgási ellipszoid gravitációs lapultságától, a geometriai lapultságától továbbá a forgási ellipszoid felszínén az egyenlítő mentén meghatározott centrifugális és tömegvonzási erő hányadosától függő állandók. Itt Φ , a geodetikus (földrajzi) koordináta-rendszerben jelöli a földrajzi szélességet, amit az ellipszoid egyenlítői síkja és a forgási ellipszoid érintő síkjához tartozó merőleges egyenes által közre zárt szögként értelmezzük. A különbség a geocentrikus és a geodetikus földrajzi szélesség között zérus az Egyenlítőnél és a pólusoknál, a legnagyobb az eltérés a 45° -nál, ahol $0.19''$ ez az érték. 1930-ban fogadták el az első normál formulát a nehézségi gyorsulásra, először 1967-ben pontosították benne a g_e , β és β_1 értékeket.

Az 1980-as **Geodéziai Rendszer** (*Geodetic Reference System, GRS80*) levezetett állandói mind a mai napig használatosak, ugyanis a jelenleg érvényes, a Földet globálisan közelítő geocentrikus ellipszoid-modell a **WGS84 modell** (*World Geodetic System 1984*) konstansaiiban alig tér el a GRS80-étól, gyakorlatilag nincs köztük különbség. Mivel a globális helymeghatározás referencia szintje (ezt használja az USA által kifejlesztett GPS-rendszer) jelenleg is a WGS84 referencia ellipszoid, ezért ennek fontosabb paramétereit megadjuk: egyenlítői sugár 6378137m, a pólusoknál a sugár 6356752m, míg a lapultság mértéke $1/298,25223563$. Összefoglalva a **normál Föld az a geocentrikus forgási ellipszoid, amely a legjobban megközelíti a saját tengelye körül forgó "folyadékszerű" bolygónk nyugalmi tengerszintjét.**

Ha eltekintünk a tenger hullámzásától, az ár-apály keltő erők nehézségi erőre gyakorolt módosító hatásától, még akkor is jelentős, egyes helyeken 80-100m-t is elérő magasság különbséget kapnánk a nyugalmi tengerszint és a globális ellipszoid között. Ennek az az oka, hogy a Föld sűrűségét illetően oldalirányú változásokat mutat, kisebb vagy nagyobb tértartományban környezetéhez képest tömeg-többlet vagy tömeg-hiány jelentkezik. A **nyugalmi óceánok szintjével egybeeső nehézségi erőter nivófelülete a geoid**, amely a Föld tényleges alakját jellemzi. Ez a felület nemcsak a geocentrikus szélesség (Φ), hanem kisebb mértékben ugyan, de a hosszúság (λ) függvénye is:

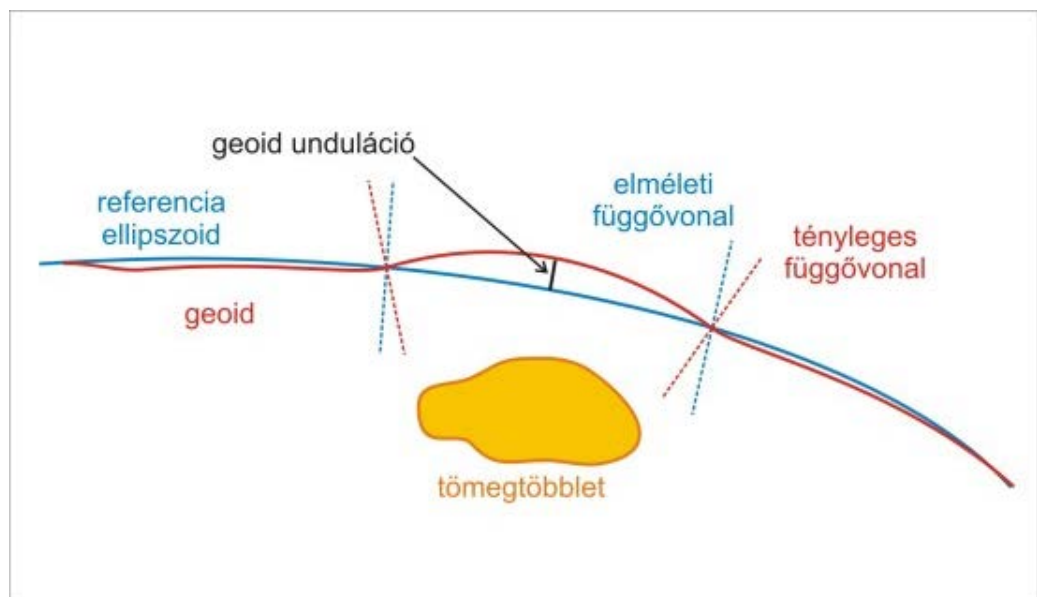
$$r_{\text{geoid}} = r_{\text{geoid}}(\phi, \lambda)$$

Ezen szintfelület érintője definiálja a vízszintes helyzetet, és mivel a nehézségi erő nivófelülete, ezért a rá merőleges nehézségi erő iránya adja meg a függőleges irányt. A geoidon a nehézségi gyorsulás értéke:

$$g_{\text{geoid}} = g_{\text{geoid}}(\phi, \lambda)$$

Ha a Föld alakját kívánjuk jellemezni, akkor a geoid és a forgási ellipszoid felületek magasságkülönbségét kell megadni. Ezt a magasság különbséget nevezzük **geoid undulációnak** (N), mely a földrajzi szélesség és hosszúság függvénye:

$$N(\phi, \lambda) = r_{\text{geoid}}(\phi, \lambda) - r_{fe}(\phi)$$



A valóságos függővonal a geoidra, az elméleti függővonal a forgási ellipszoidra merőleges. A kettő ott tér el egymástól, ahol nagy a geoid unduláció. Ezek a helyek nagyobb kiterjedésű laterális sűrűségváltozásokhoz kapcsolódnak pl. geodinamikailag aktív zónák, lemeztektonikai vonalak, izosztikus egyensúly hiányát mutató nagyobb területrészek lehetnek (Steiner, 1969). Az ábrán látható függővonal-elhajlás a forgási ellipszoid szintje alatt lévő nagyobb sűrűségű tömeg felé következik be. A tömegtöbblet miatt a geoid mintegy "kidudorodik" (ui. a tömegvonzási kölcsönhatásban a nagyobb tömeg miatt nagyobb távolságban alakul ki az állandó nehézségi potenciállal jellemezhető hely), a geoid unduláció pozitív lesz. Pozitív geoid undulációt kapunk a referencia ellipszoid felett lévő tömegtöbblet hatása miatt is.

A mindennapi életünkben a geoidnak és a geoid undulációnak a kérdéses pont magassági adata értelmezésében van gyakorlati jelentősége. A magasság adatokat a nyugalmi tenger szintjéhez (azaz a geoidhoz) képest adjuk meg. Ugyanakkor a műholdas helymeghatározási rendszerek – így a GPS is – a WGS84 referencia ellipszoidhoz viszonyítva adja meg a kérdéses pont magasságát. Ahhoz, hogy a GPS vevő a szokásos tengerszint feletti magasság adatot szolgáltatassa, a GPS vevőnek korrigálnia kell a mért magasság adatot a geoid unduláció mértékével. Minél pontosabban ismert a geoid unduláció, annál jobb a magasság adat pontossága.

3. GRAVITÁCIÓS KUTATÁSOK MŰSZEREI ÉS A MÉRT PARAMÉTEREK

Gravitációs méréseket a szárazföldi területek felszínén, tengeren (hajón és tengerfenéken), fúrólukban, repülőgépen és műholdakon végeznek. A mérések során a nehézségi gyorsulás gradiensét, magát a nehézségi gyorsulást vagy annak relatív megváltozását vizsgálják elsősorban a hely, de gyakran a hely és idő függvényében. Abszolút és relatív gravitációs méréseket különböztetünk meg.

Az abszolút g mérések során egy adott pontban a nehézségi gyorsulás értékét határozzák meg nagy pontossággal. A nyersanyag kutatási célú gravitációs mérés relatív, ui. elegendő a nehézségi gyorsulás megváltozását mérni a területen elhelyezkedő bázisállomáshoz képest.

A nehézségi gyorsulás abszolút meghatározása az ingák lengésidejének (a nehézségi gyorsulás a lengésidő négyzetével fordítottan arányos) vagy szabadon eső test hely-idő függvényének mérése alapján lehetséges. A szabadon eső test pontos helymeghatározását *Michelson interferométer* segítségével végzik. A ma használatos abszolút graviméterek működése általában a szabadesés idejének mérésén alapszik. A terepi műszerek pontossága eléri a 10 mGal-t, a nem terepi abszolút gravimétereké pedig az 1 mGal pontosságot is.



INTERNETES KITEKINTÉS

Modern abszolút graviméterek az FG-5 (<http://www.lacostromberg.com/fg5Principle.htm>), FGL és az A-10.

Abszolút graviméteres méréseken alapszanak a nemzetközi gravitációs alaphálózatok. A jelenlegi Egységes Európai Gravimetriai Hálózat – *Unified European Gravity Reference Network* (UEGN) – magyarországi része (MGH-2000) 45 állomásból áll, melyből 16 pont abszolút állomás (a többi állomás első és másodrendű bázispont, melyeken relatív mérések voltak). Az abszolút mérések révén összeköthetők a területileg egymástól független kutatások. További fontos alkalmazásuk, hogy nagy pontosságuk révén a nehézségi gyorsulás időben kis változásai is kimutathatók segítségükkel.

A nehézségi gyorsulás (vagy annak gradiensének) relatív változását korábban ingák, torziós ingák segítségével vizsgálták, ma graviméterek és gyorsulásmérők használatosak. A nehézségi gyorsulás relatív mérésének általános elve, hogy a konstans mérőtömegű testre ható nehézségi erő egy más mérhető erővel (pl. rugalmas erővel) hasonlítják össze. A legtöbb graviméternél nullmódszert alkalmaznak, a műszer mozgó részét ugyanabba a kezdőhelyzetbe állítják vissza. Az első graviméterek sztatikusak voltak, melyeket az asztatizáló segéderőt alkalmazó, labilis egyensúlyi helyzet közelében dolgozó, lényegesen érzékenyebb asztatikus graviméterek követték. Ezek közül kiemeljük a *La-Coste–Romberg gravimétert*, melyben elsőként alkalmazták a nulla-hosszúságú rügöt, továbbá a *Worden-féle gravimétereket*, melyek kis tömegű kvarc graviméterek.

Eötvös-inga

Eötvös kétféle ingát fejlesztett ki, a fejlesztésekre **Süss Nándor** finommechanikai műhelyében került sor. Az első a *Coulomb* és a *Cavendish ingákra* emlékeztető, általa görbületi variométernek nevezett eszköz volt, melyben a torziós dróton függő vízszintes rúd mindkét végén ugyanolyan tömegű platinasúly helyezkedik el. A második abban tért el az előzótól, hogy a vízszintes rúd egyik végén vékony szátra erősített platinahenger lóg, melynek tömege ugyanaz, mint a vízszintes rúd másik végén lévőé. Ő ezt az ingát horizontális variométernek nevezte. Így az alapvető eltérés a két inga vonatkozásában az, hogy míg a görbületi variométernél a két tömeg vízszintes síkban van, addig a horizontális variométernél a két tömeg közötti magasságkülönbség 20cm.



INTERNETES KITEKINTÉS

Eötvös munkásságának megismerése céljából is érdemes ellátogatni a <http://www.elgi.hu/museum/> honlapra.

A torziós inga működési elve

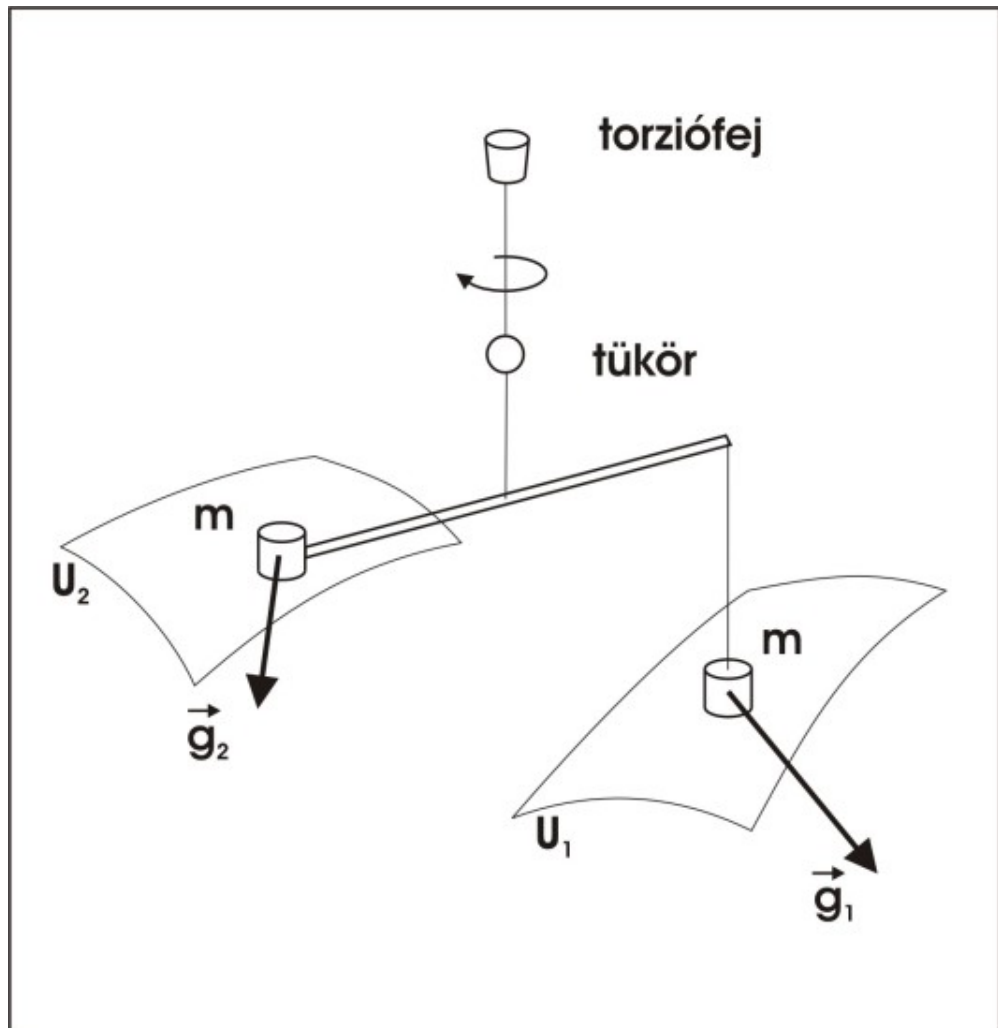
A **torziós inga** működésének az az alapja, hogy a két tömegre nagyon kis mértékben ugyan, de eltérő nagyságú és irányú nehézségi erő hat. Emiatt a vízszintes rúd a vízszintes síkban elfordul, a felfüggesztő platina szál megcsavarodik (**1.3. ábra**). Az inga akkor kerül nyugalmi helyzetbe, ha a nehézségi erő forgatónyomatéka megegyezik a felfüggesztő szál csavarási nyomatékával. A levezetés során fontos feltételezés, hogy a műszer terében a nehézségi erő tér második deriváltjai állandók. Az egyensúlyi helyzet kialakulására nincs hatással az U_{zz} második derivált, ezért ez nem határozható meg Eötvös-inga méréssel. A görbületi variométerrel csak a görbületi eltérésre jellemző adatok, míg az Eötvös-ingával ezeken kívül a nehézségi erő tér nivófelületének horizontális gradiense is meghatározható. Ennek érdekében egy pontban több (összesen öt) azimutállásban kell mérni. Az **1.3. ábra** szemlélteti az Eötvös-inga működését. A torziós szárra szerelt tükör segítségével lehet következtetni az inga elfordulására, több azimutállásban mért leolvasásokból pedig a nehézségi erő tér második deriváltjai határozhatók meg.

Eötvös vezette le, hogy a differenciális görbületi mennyiség $-R-$ (amit ő vízszintes irányítóképességnek nevezett) a nehézségi gyorsulás (g), a minimális (r_{min}) és maximális görbületi sugár (r_{max}) függvénye, továbbá ez a mennyiség a nehézségi erő tér potenciáljának (U) x és y szerinti másodrendű deriváltjainak ismeretében is kifejezhető:

$$R = g \left(\frac{1}{r_{min}} - \frac{1}{r_{max}} \right) = \left[(U_{yy} - U_{xx})^2 + (2U_{xy})^2 \right]^{1/2} = \left[U_{\Delta}^2 + (2U_{xy})^2 \right]^{1/2}$$

Ezen görbületi mennyiségnek a földrajzi É-kal (x) bezárt szöge (λ):

$$\operatorname{tg} 2\lambda = -\frac{2U_{xy}}{U_{\Delta}}$$



1.3. ábra: Az Eötvös-féle torziós inga szemléltetése

A görbületi mennyiség a mérési pontban az ekvipotenciális felület gömbtől való eltérését tükrözi. Elnyúlt szerkezeteknél tájékoztatást kapunk a fő szerkezeti irányokról.

A nehézségi erőter horizontális gradiensek abszolút értéke:

$$|\vec{G}| = (U_{xz}^2 + U_{yz}^2)^{1/2}$$

ahol U_{xz} és U_{yz} a nehézségi erőter horizontális gradiensek az É-D-i és K-Ny-i komponensei. A horizontális gradiens (vektormennyiség) a nehézségi gyorsulás legnagyobb növekedési irányát mutatja meg (a földrajzi É-hoz viszonyítjuk), nagysága pedig azt, hogy ebben az irányban hosszegységre vonatkoztatva milyen mértékű a nehézségi gyorsulás növekedése. Ez a vektor merőleges az egyenlő gravitációs anomáliájú helyeket összekötő izogal vonalakra. A horizontális gradiensek ismeretében lehetőségünk van a Δg térkép megszerkesztésére is. Eötvös tiszteletére a nehézségi gyorsulás gradiensek egységét róla nevezték el. A nehézségi gyorsulás gradiensek értéke 1Eötvös, ha 1 cm távolságon a nehézségi gyorsulás változása 10^{-6} mGal (ez ekvivalens azzal, hogy 1km-es szakaszon a változás 0.1 mGal). Az SI mértékrendszerbeli egység függvényében $1E = 10^{-9} \text{ s}^{-2}$.

Kísérleti mérések

Az első kísérleti méréseket 1891-ben a Ság hegyen (1.4. ábra, a távcső mögött **Eötvös Lóránd**) majd 1901-1903 között a Balaton jegén (1.5. ábra, vízszintes gradiens eloszlás) követően 1916-ban az Egbell-i ismert CH előfordulást igazoló mérésre került sor (1.6. ábra, a gradiens vektorok természetesen nem a szénhidrogén jelenlétére, hanem a szerkezeti kiemelkedésre utalnak).

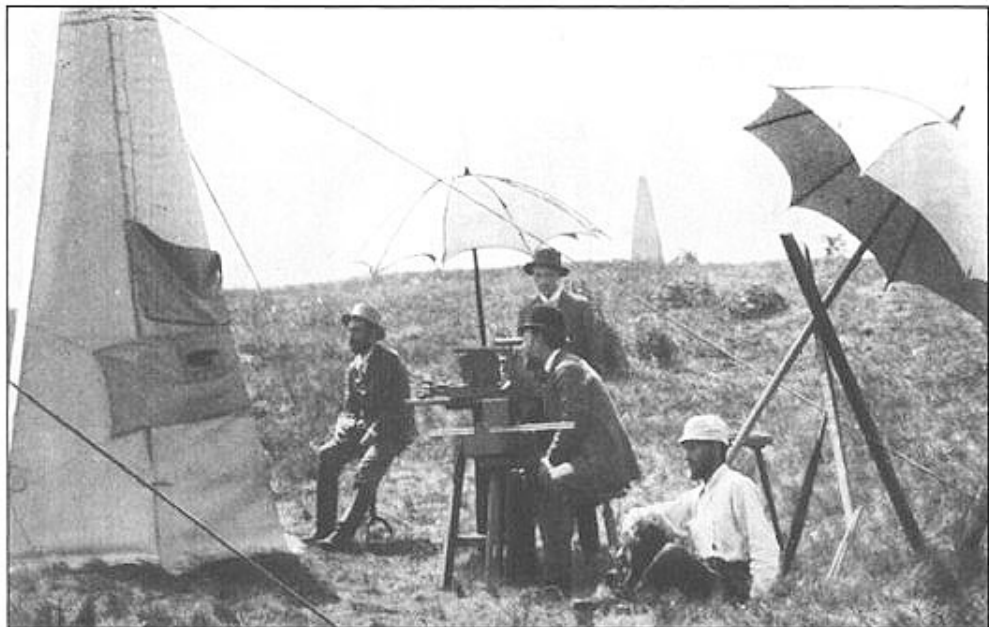
Egy állomáson a mérések gyorsabb elvégzése érdekében Eötvös társaival **kettős ingát** fejlesztett ki (1902), melyben a két inga egymáshoz képest 180° -al elfordított helyzetű. Így egy állomáson elégséges volt 5 helyett 3 irányban mérni. Ilyen kettős inga fotóját mutatja az 1.7. ábra. Eötvös és munkatársai kettős ingát használták híres kísérletükben is, mely a súlyos és a tehetetlen tömeg azonosságának vizsgálatára irányult.



INTERNETES KITEKINTÉS

Ezzel kapcsolatban részletesebben:

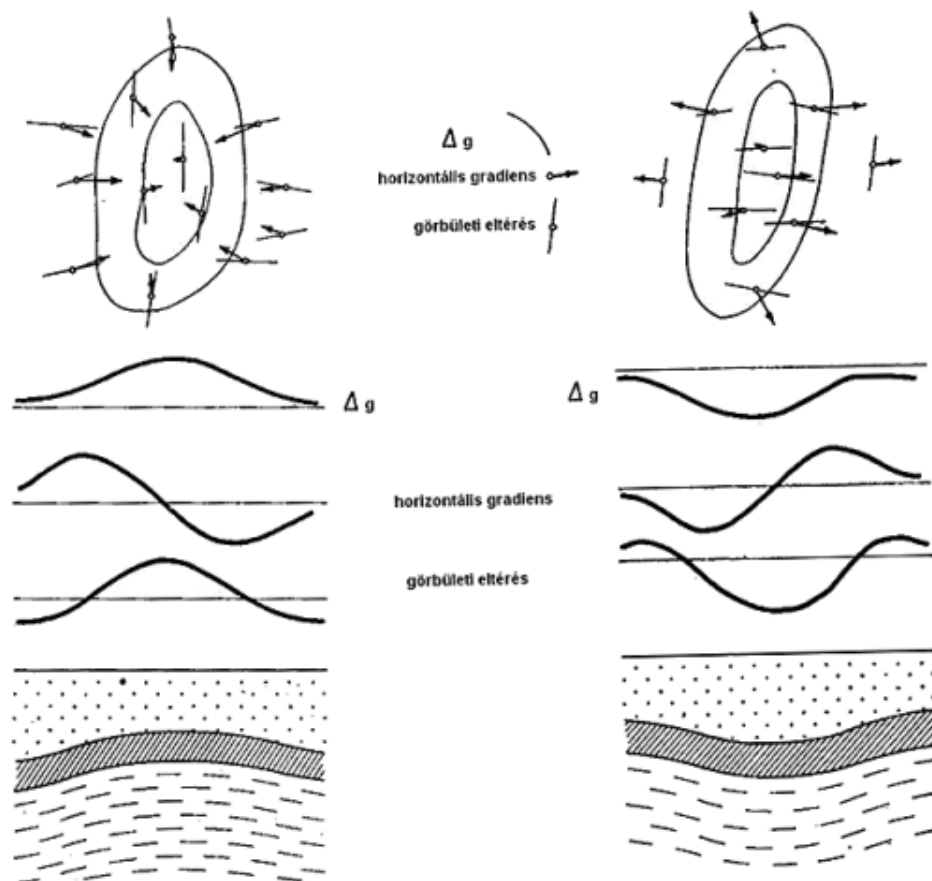
<http://www.hipo.gov.hu/feltalalok/eotvos.html> 



1.4. ábra: Az első Eötvös-inga mérés a Ság hegyen 1891-ben [1]

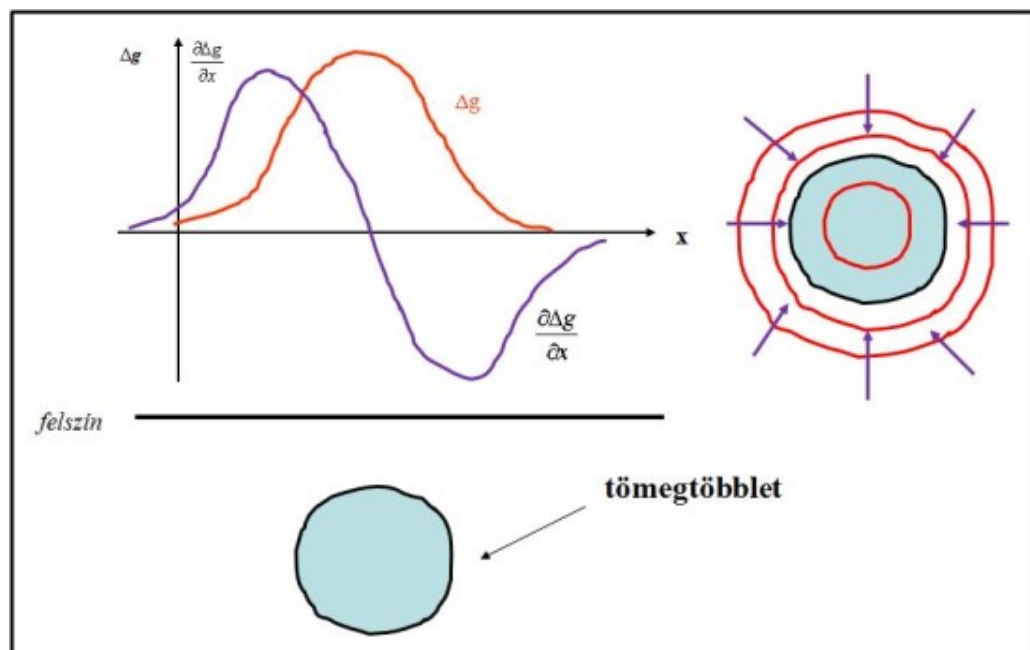


1.7. ábra: Eötvös-féle kettős inga



1.8. ábra: Antiklinális (balra) és szinklinális (jobbra) gravitációs hatása [iv]

Az **1.8. ábra** a baloldalon egy alaphegységi kiemelkedés, a jobb oldalon pedig egy szinklinális felett az Eötvös-inga mérésekből meghatározható mennyiségek eloszlását dőlés irányú (a szerkezet középpontja felett áthaladó) szelvény mentén és térképen is mutatja. A nehézségi gyorsulás változás (Δg), differenciális görbületi eltérés, horizontális gradiens változásait tükröző térképek alapján megállapítható, hogy a két szerkezet kis mértékben megnyúlt. Mivel az alaphegységnek nagyobb a sűrűsége mint a felette lévő képződményeké, ezért a Δg szelvény és térkép jellegzetességeit a baloldali részen a tömegtöbblet, a jobb oldalon a tömeghiány határozza meg. Emiatt a nehézségi anomáliának az antiklinális felett maximuma, a szinklinális felett minimuma van. Az egyenlő nehézségi anomáliájú helyeket összekötő **izoGal vonalak**ra a nehézségi erő horizontális gradiens vektorai merőlegesek és a Δg értékek legnagyobb emelkedési irányát jelölik ki. Ennek megfelelően a gradiens vektorok a bal oldalon az antiklinális szárnyai felett a legnagyobbak és az antiklinális teteje felé mutatnak, míg a jobb oldalon ez épp fordítva jelentkezik a tömeghiány és a gradiens definíciójából adódóan. A vízszintes gradiens szelvény menti viselkedése Δg hely szerinti deriváltjából szemléletesen adódik. Ez a mennyiség mindkét esetben – a bemutatott, idealizált esetben – a szerkezet tengelye felett vált előjelet, egymásnak tükörképei. Elnyúlt antiklinális felett a görbületi eltérés iránya az antiklinális tengelyével egyezik meg, elnyúlt szinklinális felett a szinklinális tengelyére merőleges. Gömbbel közelíthető hatók esetén az izogal vonalak koncentrikus körök, a horizontális gradiens vektorok irányából a ható súlypontjának felszíni vetületére lehet következtetni. Az **1.9. ábra** gömbbel közelíthető, tömegtöbbletként jelentkező ható gravitációs hatását szemlélteti.

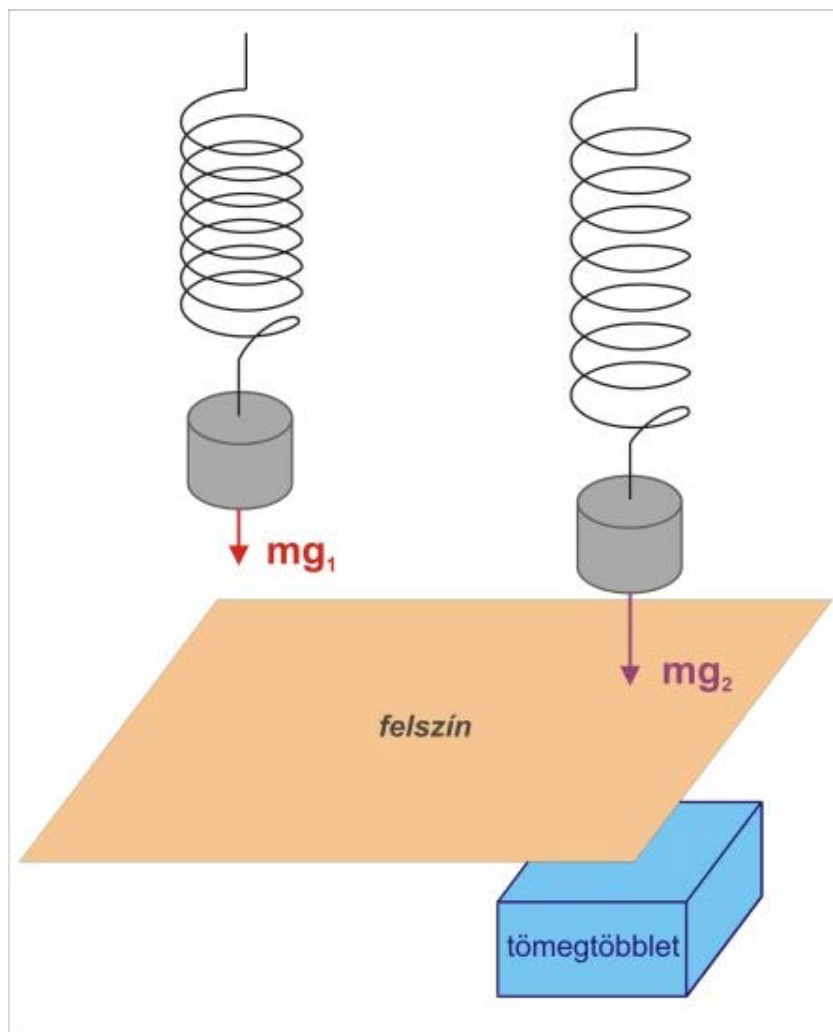


1.9. ábra: Gömbszerű ható felett a nehézségi gyorsulás változás - Δg - és a horizontális gradiens szelvény menti (bal oldalon) és területi eloszlása (jobb oldalon)

Graviméterek

A graviméter működési elve

A **graviméter** működését legkönnyebben egy olyan rugó hosszváltozásával lehet szemléltetni, melyre egy kisebb - m - tömeget függesztenek, mely tömeg g értékétől függően jobban vagy kevésbé nyújtja meg a rugót (1.10. ábra)



1.10. ábra: A graviméter mérési elvének egyszerűsített szemléltetése [v]

Az ábra szerint a két állomáson a nehézségi erő és a rugalmas erő egyensúlya írható fel:

$mg_1 = el_1$ a baloldali és $mg_2 = el_2$ a jobboldali állomásra, ahol e a rugó állandója, l pedig a mérőállomáson a rugó hossza.

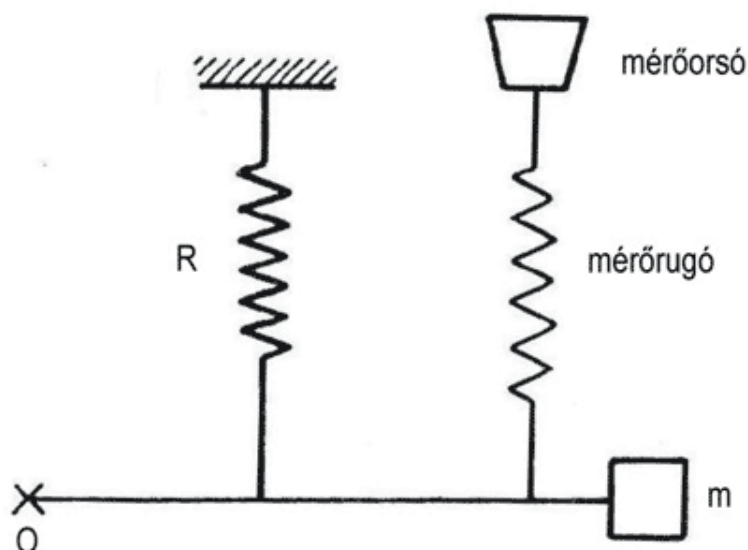
A jobboldali állomáson a felszín alatt lévő tömegetöbblet miatt nagyobb lesz a rugó hosszváltozása a baloldali állomáson tapasztalt értékhez képest, és a hosszváltozás nagysága arányos a nehézségi gyorsulás növekedésének mértékével:

$$\Delta g = g_2 - g_1 = e(l_2 - l_1) / m = c \Delta l.$$

Graviméterek típusai

A fenti példa a legegyszerűbb **sztatikus (vagy stabil) graviméter** esetét mutatja be. Az ilyen, *Hooke-törvényén* alapuló rendszerek – stabil graviméterek – érzékenysége olyan kicsi, hogy a gyakorlatban nem használják őket. Emiatt a nehézségi gyorsulás változásának mérésére kezdettől fogva érzékenyebb elrendezéseket alkalmaztak.

Az ilyen gravimétereket **instabil (vagy asztatikus) gravimétereknek** nevezzük. Ezeknél olyan további, a nehézségi erő irányában ható asztatizáló erőt alkalmaznak, mely hatására instabil egyensúly közeli helyzet alakul ki. Ekkor g viszonylag kis mértékű megváltozása is a műszernek a nehézségi gyorsulás megváltozására érzékeny mozgó részében nagyobb elmozdulást eredményez. Az ilyen graviméterekben leggyakrabban egy vízszintes tengely körül forgó emelőkar végére illesztik a mérőtömeget. Ilyen rendszert szemléltet a 1.11. ábra egyszerűsített formában, a mérőtömeget tartó kar az O pont körül fordulhat el, az ábrán R jelöli a főrugót.



1.11. ábra: Graviméter egyszerűsített működésének szemléltetése [vi]

A műszer érzékenysége annál nagyobb, minél nagyobb szögelfordulást mutat a mérőtömeggel terhelte emelőkar adott Δg hatására. A mérés során a nehézségi erő forgatómomentékának nagy részével egyensúlyt tartó főrugó mellett alkalmazott további rugók teszik lehetővé, hogy az emelőkar vízszintes helyzetbe kerüljön. A mért nehézségi gyorsulás megváltozása tehát arányos az emelőkar null-helyzetbe hozása során alkalmazott visszatérítő erővel.

A graviméterek fontos része a nulla-hosszúságú főrugó, amit elsőként a *LaCoste-Romberg (LCR)* graviméterben használtak. Ennek jellemzője, hogy a rugóban ébredő feszültség a rugó hosszával arányos. Elnevezését onnan kapta, hogy elméletileg egy ilyen rugó zérus hosszúságúra csökkentené hosszát, amennyiben külső erő nem hat rá. A nulla-hosszúságú rugót használó graviméterek pontossága eléri a 0.01 mgal-t . Egy ponton a műszer szintézését is beleértve a mérés ideje néhány perc. A *Worden graviméterek* használata különösen egyszerű, a mérés is gyorsan elvégezhető, a műszer könnyen szállítható. Mind a két graviméternél a Δg mérés az emelőkar vízszintes helyzetbe hozásával történik. A *Worden-graviméter* belső része kvarcból készül, és automatikusan kompenzálja a hőmérsékletváltozásból eredő hatást.

Az alkalmazott kutatásokban egyre inkább tért hódítanak az **automata graviméterek**. Ilyen pl. a *Scintrex CG-5* relatív műszere, melyek leolvasási érzékenysége kb. $1 \mu\text{Gal}$, terapi pontossága $5 \mu\text{Gal}$.



INTERNETES KITEKINTÉS

Automata graviméterekről bővebben: <http://www.scintrexltd.com/gravity.html>

Az automata graviméterek a nagy pontosságú mérések mellett a korrekciók jelentős részét is automatikusan végzik el. Működésüket a következők jellemzik. A kistömegű, elektrosztatikusan töltött mérőtömeg egy kondenzátor fegyverzetei között egyensúlyi helyzetben a középpontban van. A megváltozott nehézségi erő hatására a mérő tömeg helyzete módosul. A mérés során a kondenzátor fegyverzeteire olyan visszacsatoló egyenfeszültség jut, mely révén a mérőtömeg visszakérül a null pozícióba. Így a nehézségi gyorsulás relatív megváltozása a visszacsatoló feszültséggel lesz arányos. Az automata gravimétereknél a mérést az észlelő távolról indíthatja és fejezheti be rádiófrekvenciás vezérléssel, kiküszöbölve az operátor közelségéből adódó hatást. -40°C és $+45^\circ\text{C}$ hőmérsékleti tartományban lehet vele dolgozni. A mérési adatok értelmezéséhez a mért adatokat több, később ismertetendő hatásra korrigálni kell. Ezen korrekciók közül több (ár-apály, közel topográfiai, Faye-, Bouguer-, hőmérsékleti, műszerjárásból adódó) korrekciót a műszer automatikusan elvégző.

A relatív graviméterek közül nagy pontosságú a korábbi ár-apály graviméter utódja, a **gPhone graviméter** (nulla hosszúságú főrugót, elektronikus visszacsatolást alkalmazó a korábbiakhoz képest kis *drift*-tel jellemezhető műszer), melynek leolvasási pontossága $0,1 \text{ mGal}$. A nehézségi gyorsulás időbeli változásainak (vulkáni tevékenység és földrengés megfigyelés, ár-apály vizsgálat) megfigyelésére alkalmas, másrészt alacsony frekvenciás szeizmométerként is használható.



INTERNETES KITEKINTÉS

További információ található az alábbi honlapon:

A legnagyobb leolvasási pontossággal -1 nanoGal- és a legkisebb (műszer és más nem gravitációs eredetű) *drift*-tel a **szupravezető graviméter** jellemezhető. A nagy stabilitást és pontosságot az indokolja, hogy bennük több szupravezető (a mérőtömeg felületén indukált áramot létrehozó; a rendszer stabil mágneses terét eredményező és a rendszer külső mágneses tértől való elszigetelését biztosító) egységet alkalmaznak. A mérőtömeg helyzetét a mérőtömeg geometriájához illeszkedő hídkapcsolású kondenzátor rendszer érzékeli. A felső és az alsó kondenzátor lemez egy-egy félgömb, a középső pedig a vízszintes szimmetria síkban lévő körgyűrű. Mivel az alsó és a felső kondenzátor lemezre egymáshoz képest 180°-os váltóáramú feszültség jut, ezért ha a mérőtömeg épp a középpontban van, annak kapacitív csatolása révén a középső fegyverzeten nem mérhető feszültség. Ellenben ha a mérőtömeg ebből a helyzetből elmozdul, az egyensúly megszűnik, és kis kitérések esetén a középső fegyverzeten mért jel lineáris lesz a mérőtömeg elmozdulásával. A középső fegyverzeten mért felerősített, demodulált és szűrt jelet egyenfeszültséggé alakítják át, mely a mérőtömeg elmozdulásával, azaz a nehézségi gyorsulás időbeni változásával arányos. A kis méretű, szupravezető tekercsben folyó visszacsatoló áram is ezen egyenfeszültség függvénye. A rugós graviméterrel ellentétben itt tehát (leegyszerűsítve) a rendkívül érzékenyen változtatható mágneses tér egyensúlyozza ki a nehézségi gyorsulás változásait. A *szupravezető graviméterek* terepi verziója is van, azonban általában laboratóriumban használják többek között a hűtés laboratóriumi körülmények közötti könnyebb biztosítása miatt.



INTERNETES KITEKINTÉS

A szupravezető graviméter geodinamikai, hidrogeológiai, szeizmológiai, meteorológiai alkalmazásairól, ill. vonatkozásairól itt olvashat:
<http://www.doria.fi/bitstream/handle/10024/2590/studieso.pdf?sequence=1>

A megfigyelések és feldolgozások közül érdekességként megemlíthjük, hogy a metsahovi szupravezető graviméter állomás épületének tetejéről a 4 órás hó eltakarítás során 2 mGal nehézségi gyorsulás növekedést (Δg) mértek, azonban ennél fontosabb eredmény, hogy Virtanen és társai a Föld szabad oszcillációinak különböző módusait az 1994-es kuril-szigeteki, a 2001-es perui továbbá a 2004-es szumátrai földrengés után hosszabb időn át nyomon követték. A műszer segítségével megoldható feladatok közül meg kell említeni a repedezett kőzetben, az 5-7m mélységben változó talajvízszint mélységváltozásának megfigyelését, ami nagyon jó korrelációt mutatott a megfigyelő kutakban mért vízszint mérési adatokkal.

A graviméteres kutatásoknál előfordul, hogy a nehézségi gyorsulásnak 10^{-7} -szeres, sőt pl. mikrogravitációs méréseknél gyakran 10^{-9} -szeres megváltozásait kell kimutatni. Mindig a konkrét feladat határozza meg a műszertől elvárt pontosságot. Pl. a lyukgraviméteres mérések során – elvét **Lowrie** (2007) adja meg – az amplitúdó szerinti elvárt felbontás 0,002-0,005 mGal, a mikrogravitációs mérések során 0,001-0,01 mGal, a hullámhossz szerinti felbontás általában 1-10m, az idő és hely szerinti megfigyeléseknél (*monitoring*) az amplitúdó szerinti felbontás 0,01-0,1mGal (**Sheriff**, 2006). Általános szabályként fogadható el, hogy az állomásköznök kisebbnek kell lenni a kimutatni kívánt ható mélységénél.



INTERNETES KITEKINTÉS

Lyukgravimétréről további információt itt olvashat:
<http://www.scintrexltd.com/gravity.html>

Mérések tengeren és a Föld felett

A tengeri és légi gravitációs mérésekre a korábban jellemzett műszerek jelentős módosítások nélkül nem alkalmasak, ilyen célú mérésekre speciális rendszereket fejlesztettek ki.

A különböző járműveken ill. tengerfenéken elvégzett mérések eltérő amplitúdó felbontással jellemezhetők:

- tengerfenék kutatásoknál 0.08-0.15 mGal,
- hajón végzett méréseknél 0,2-0,3 mGal,
- légi méréseknél 1-2 mGal,
- műholdas mérések esetében 3-7 mGal

az általában elvárt kimutathatósági határ (Sheriff, 2006).

Tengeri és légi mérések

A **tengeri méréseknél** különbséget tesznek *self területeken* és *nyílt tengereken* elvégzett mérések között. Legtöbbször a méréseket hajón végzik. Ilyenkor a műszert tartó platformot giroszkópok segítségével stabilizálják. Az eredmények pontosságát nagyban befolyásolja a műszer érzékenysége mellett a helymeghatározás és a szállító jármű sebességének meghatározási pontossága.

A **légi mérések** során a műszereket helikopter vagy a repülőgép fedélzetén helyezik el. A szállítóeszköz magasság-,

sebesség- és irány változásaiból származó hatások miatt korrekciókat kell alkalmazni. A mozgó járművön végzett gravitációs méréseknél figyelembe kell venni a mozgásból származó centrifugális gyorsulást, mely attól függően, hogy Ny-ról K-re vagy ezzel ellentétes irányban haladó járművön végzik a megfigyelést, csökkenti, ill. növeli a nehézségi gyorsulás értékét a nem mozgó graviméterrel végzett értékhez képest (**Eötvös-effektus**). Megemlítjük, hogy ezen hatás kimutatására Eötvös 1915-ben speciális eszközt is szerkesztett.



INTERNETES KITEKINTÉS

Részletesebben az alábbi helyen ismerkedhetünk meg Eötvös kísérletével:
<http://www.hipo.gov.hu/feltalalok/eotvos.html>

A mozgásból származó Δg hatás jellemzésére Eötvös vezette le az összefüggéseket, tiszteletére **Eötvös korrekciónak** nevezték el. A korrekció függ a földrajzi szélességtől, a mozgó jármű haladási sebességétől és az É-i irányhoz viszonyított haladási irányától.



INTERNETES KITEKINTÉS

Az alábbi helyen nemcsak ennek mértékéről, hanem tudománytörténeti szempontból is érdekes, az Eötvös és Hecker professzorok közötti vitáról is olvashatunk:
<http://www.cleonis.nl/physics/phys256/eotvos.php>

Megjegyezzük, hogy minden -gravitációval is foglalkozó- tankönyvben az Eötvös-effektus említést kap (pl. Sheriff 2006, Lowrie 2007).

Speciális feladatokra pl. self terület CH mezőjének termelés során bekövetkező idő- és hely szerinti változásainak, vagy besajtott CO₂ elnyelő rétegbeli elhelyezkedésének tér- és időbeli megfigyelésére tengerfenéki gravimetriai eszközöket fejlesztettek ki.

A ROVdog mérőrendszer



INTERNETES KITEKINTÉS

A ROVdog mérőrendszer jellemzését a következő helyen találjuk meg:
<http://gravity.ucsd.edu/research/sea/rovdog/poster.pdf>

A műszer ugyanazon helyre történő eljuttatása az egyik legnehezebb feladat. A ROVdog rendszer mérési pontossága eléri a 3 μGal -t, így lehetővé vált a Troll Nyugat és Kelet mezőkön a termelés során változó fázishatárok megfigyelése. Az olajtermelés során a gáz-olaj fázishatár (GOC) süllyedése, míg a szomszédos mezőn a gáz kitermelése során a gáz-víz határ (GWC) emelkedése hét év alatt több tíz μGal , a két mezőn ellentétes irányú változást eredményezett.



INTERNETES KITEKINTÉS

Ezen a helyen nézhetjük meg a mérési eredményeket, és ebben a diasorozatban találunk példát a CO₂ besajtolásának ellenőrzését célzó monitoringra is:
<http://www.slideshare.net/Statoil/alnes-et-al-gravit-y-and-subsidence-monitoring>

A ROVdog rendszer a porózus rétegekbe besajtott CO₂ térbeli elhelyezkedésének időbeli változásának megfigyelésére is alkalmas: a tengerfenéki gravitációs monitoring mérés alapján megállapítható, hogy a Sleipner Kelet Utsira formációjába besajtott CO₂ hét év alatt több mint 50 mGal változást okozott.

Űrgravimetria

A másik terület, ahol az utóbbi évtizedekben a Föld gravitációs erőterének megismerése fokozódott, az az űrgravimetria, mely szervesen kapcsolódik az űrgeodéziához. A műholdas geodézia első fontos eredménye a Szputnyik-2 és az Explorer-1 műholdhoz köthető, amikor azok pályadataiból 1958-ban a Föld lapultságát határozták meg (1/298,3). Már a 90-es évek közepén a Topex-Poseidon, GPS, SLR, DORIS és aTDRSS műholdak révén nagyon pontos földmodell állítottak elő. Az űrgeodéziai és űrgeofizikai kutatásokban is új korszakot nyitott meg a műhold teljes pályájának folyamatos követését is lehetővé tevő GPS rendszer megjelenése. A műhold mozgásában bekövetkező kis változásokból lehet következtetni a műhold tartózkodási helye -folyamatos követés révén a teljes pálya- mentén a nehézségi gyorsulás megváltozására. Ezen értékekből lefelé folytatással lehet meghatározni a geoidot. Az utóbbi évtized három legfontosabb űrgravimetriai projektje a CHAMP, GRACE és a GOCE volt.

A CHAMP program

2000. júliusában indult a magas-alacsony műhold követéssel jellemezhető CHAMP (*CHALLENGING Mini-satellite-Payload*) program.



INTERNETES KITEKINTÉS

A valamivel több mint 10 évig tartó programról (pályaadatok, elért eredmények) ismertetést találunk a következő helyen:
<http://www-app2.gfz-potsdam.de/pb1/op/champ/>

Az egyszerre 12 GPS (magas műhold) jelét venni tudó CHAMP (alacsony műhold) pályaadatainak a meghatározási pontossága 1cm. A műhold "lelke" a tömegközéppontjában lévő 3 tengelyű gyorsulásmérő, mely a műholdra ható egyéb, nem gravitációs eredetű erők mérésére szolgál. Ezek közül a legfontosabbak a próbatestre nem, de a műholdra ható atmoszférikus sűrűdés és a Nap sugárnyomása. Ezen pályamódosító, nem konzervatív erők a próbatest műholdhoz képesti elmozdulásaiból határozhatók meg. A műholdpálya ismeretéből, a próbatest műholdhoz képesti elmozdulásaiból, a Hold és a Nap tömegvonzási hatásának korrekcióba vételét követően a pálya mentén a nehézségi gyorsulás változása meghatározható. A CHAMP indítási pályamagassága 450km volt, 5 év után ez 250km-re csökkent. Egy fordulat megtételéhez szükséges idő 94 perc volt, a pályahajlás értéke 87.27° , azaz közel poláris kör alakú pályán haladt.



INTERNETES KITEKINTÉS

A CHAMP 33 hónap mérési anyagát feldolgozva találjuk meg az alábbi helyen, ahol a nehézségi gyorsulás eloszlást a felső, a geoid undulációt az alsó ábra mutatja:
http://www-app2.gfz-potsdam.de/pb1/op/champ/results/index_RESULTS.html

A GRACE program

A GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*) műhold párt 2002 márciusában indították, amerikai-német projekt keretében.



INTERNETES KITEKINTÉS

Részletes információkat a következő helyeken találunk:
<http://earthobservatory.nasa.gov/Features/GRACE/page3.php>
<http://www.csr.utexas.edu/grace/>

Mindkét iker műhold fedélzetén GPS vevőket szereltek a pontos és folyamatos helymeghatározás céljából. Pályájuk az Egyenlítővel 89.5° -ot zár be. A két műhold közti követési távolság kb. 220km. A GRACE A&B egy alacsony-alacsony pályaelrendezésű rendszer. Kezdeti magasságuk közel 500km volt, 5 év alatt 300km-re csökkent. A műholdak pályája a tandem-mód miatt közel azonos. A pálya menti nehézségi gyorsulás változás értékekre a két műhold közötti távolság változásából következtetnek. A köztük lévő távolság mérési pontossága 1 mm. Technikailag ez a pontosság 1cm hullámhosszúságú (mikrohullám) adás-vétellel valósul meg. A két műhold közti távolság megnő pl. akkor, ha az elől haladó műhold nagyobb tömegvonzású helyre érkezik. Ekkor az első műhold magassága csökken, mozgása gyorsul, így eltávolodik az őt követő műholdhoz képest.



INTERNETES KITEKINTÉS

A feldolgozott eredmények és a nagy szerkezeti vonalak kapcsolatát az alábbi helyen találjuk meg:
http://www.csr.utexas.edu/grace/gravity/solid_earth.html

Nagyon szemléletes a geoid undulációval feltüntetett forgó Föld animációja is, amely itt érhető el:
http://www.csr.utexas.edu/grace/gallery/animations/world_gravity/world_gravity_qt.html

A két műhold (GRACE A és B) pályáját úgy tervezték, hogy pontosan ugyanazon földrajzi hely fölél nem jutnak vissza a tervezett 5 év alatt. 30 nap alatt elvégzik a teljes Földre a nehézségi gyorsulás változás mérését, így folyamatos működés mellett különböző periódusidejű tömegátrendeződési változásokat lehetséges kimutatni a GRACE-szel.



INTERNETES KITEKINTÉS

Erre látunk egy olyan példát, amely az Amazonas vízgyűjtő területén átfolyó vízmennyiség havi változását szemlélteti:
http://www.csr.utexas.edu/grace/publications/water_litho.pdf

A 2004-re vonatkozó eredmények alapján megállapítható, hogy az Amazonas vízgyűjtő területén belül milyen a száraz és az esős időszakok területi megoszlása. Szembetűnő, hogy az Amazonastól É-ra lévő Orinoco-medence egy teljesen más évszak szerinti viselkedést mutat.

A CHAMP és a GRACE műholdak esetében a nehézségi gyorsulás pályamenti adatainak mérése tehát nem közvetlenül valósul meg, hanem számítással határozzák meg. Ezen adatok felhasználásával határozzák meg a nehézségi erő (valódi) földi potenciálját gömbfüggvény soros közelítéssel. A feladat a gömbfüggvény (zonális, tesszerális, szektorális, akár 360 fokú és rendű) együtthatók meghatározása a gravitációs modell pontos megadásához. Az együtthatók felsorolása helyett a modell a geoid undulációval szemléletesebb, amit a WGS84 vonatkoztatási rendszerben adnak meg

a valódi és a normál nehézségi erőter potenciálja különbségének ismeretében.

A GOCE program

2009. márciusában indították a GOCE (*Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer*) műholdat, melynek működését 2012-ig tervezik.



INTERNETES KITEKINTÉS

Részletes információ a GOCE honlapján: <http://earth.esa.int/GOCE/>

A CHAMP műholdhoz hasonlóan folyamatos magas-alacsony műhold követéssel jellemezhető. Tervezett működési időtartama 20 hónap. 5m hosszú, 1m átmérőjű, tömege 1050kg. Pályamagassága 250 km. Inklináció 96.7°. Ez az első olyan űrgavitációs rendszer, mely a nehézségi gyorsulás gradiensét határozza meg a mesterséges hold pályája mentén. A Föld tömegvonzási potenciáljának második deriváltjait méri három pár, egymásra merőleges, nagy érzékenyséű gradiométer segítségével. Mindegyik gradiométernél 0,5 m a gyorsulásmérők közti távolság. A gradiens komponenseinek ismeretében maga a pálya menti gradiens vektor meghatározható, mely érzékenyen reagál a nehézségi erőter pályamenti, apró változásaira. A nem gravitációs hatás (pl. az atmoszférikus sűrűlódást) mértékére az egy tengelyen lévő gyorsulásmérők átlagából következtetnek. A rendszert úgy fejlesztették ki, hogy a földi nehézségi gyorsulás anomália 1mGal, míg a geoid 1-2cm pontosságú meghatározása lehetséges, 100km-nél jobb vízszintes felbontással. A korábban mért eredményeket a GOCE nemcsak megerősítette, hanem pontosította is.



INTERNETES KITEKINTÉS

GOCE-vel kapcsolatos, szemléletes animációk:
http://www.esa.int/SPECIALS/GOCE/SEMYOFOZVAG_1.html#subhead2

A legfontosabb űrgravimetriai Föld modelleket ezen a honlapon gyűjtötték össze:
<http://icgem.gfz-potsdam.de/ICGEM/ICGEM.html>

Tömegátrendeződések vizsgálata

A műholdas gravimetria új lehetőségeket jelent a Föld fizikai folyamatainak megismerésében. Valamennyi jelentős tömegátrendeződést eredményező folyamatra érzékeny az eljárás. A kimutathatóság a vizsgált tömegátrendeződés okozta nehézségi gyorsulásváltozás műholdpályán jelentkező mértékének, a műholdas gravimetriai mérési módszer pontosságának és nem utolsósorban a feldolgozási eljárásnak is a függvénye. A feladat tehát azért is nehéz, mert a vizsgált hatást le kell tudni választani a többbitől. A fontosabb alkalmazási területek közül kiemelhetők az óceáni víztömeg transzport, légköri tömegátrendeződés, köpeny-kéreg kölcsönhatás, jelentősebb felszíni (pl. jégolvadás, nagyobb területű vízszintváltozás), vagy egyéb felszín közeli tömegátrendezési folyamat. További fontos jellemzője a műholdas gravimetriának, hogy olyan helyekről is információt ad, ahol rendkívül nehéz lenne ilyen mennyiségű adatot gyűjteni. A CHAMP és a GRACE műholdak eredményeikkel nagyon jól szemléltették a geoid időbeli változásait, mely több hatás szuperpozíciójával indokolható meg.



INTERNETES KITEKINTÉS

Az időbeli változás matematikai leírásával **Völgyesi** (2009) részletesen foglalkozik, mely tanulmány pdf file-ként letölthető:
http://www.agt.bme.hu/volgyesi/gravity/gm_geoid.pdf

A műholdas gravitációs mérési eredmények a felszíniekkel (tengeri, légi és szárazföldi) összevethetők és egymást kiegészítik. Ugyanakkor az ismertett műholdakkal nyert információk is jól kiegészíthetők egymást. Pl. míg a GRACE műholddal a nehézségi erőternek hosszú hullámhosszúságú változásait lehet kimutatni, addig a GOCE révén (elrendezése miatt) a közepes és rövid hullámhosszúságú részleteket lehet jobban érzékelni. Jelenlegi műholdas gravitációs rendszerekkel legfeljebb 20-30 km közötti hullámhosszúságú változások kimutatása lehetséges.

4. GRAVITÁCIÓS ANOMÁLIÁK

A **gravitációs anomáliák** a szükséges korrekciókkal ellátott mért gravitációs adatok és az ugyanazon területre vonatkozó elméleti (normál) értékek közötti különbségként definiálhatók.

Az elméleti érték a geoidot legjobban megközelítő geocentrikus forgási ellipszoid felületére meghatározott nehézségi gyorsulás eloszlás. A kisebb területeket lefedő alkalmazott geofizikai kutatásoknál a nyugalomban lévő tengerszint, azaz a geoid a referencia szint. A gravitációs anomáliák izovonalas térképen adhatók meg, melyen az izogal vonalak az egyenlő nehézségi gyorsulás változást mutató helyeket összekötő görbék. Galilei tiszteletére a gyorsulás cgs egységét 1 Gal-nak nevezik. A nehézségi gyorsulás anomália térképeinél a Gal-nál lényegesen kisebb egységet szokás használni, általában mGal-t vagy μ Gal-t a műszer pontosságától és a feladat jellegétől függően.

A kutatás céljától függően

- szabadlevegő-anomália,
- Bouguer-anomália vagy
- izosztatikus gravitációs anomália adható meg.

Ezek az anomália térképek a mért adatok megfelelő korrekciói után adhatók meg. A korrekciókat a közvetkező alfejezetben ismertetjük.

A **szabadlevegő-anomália** (v. *Faye-anomália*) meghatározása során a szélességi, tiszta magassági és árapály korrekciót végzik el a mért adatokon. Van olyan módosulata is amikor a fentiek mellett a topografikus korrekciót is végre hajtják.

A **Bouguer-anomália** megszerkesztése során a szélességi (vagy *normál*), tiszta magassági, Bouguer-, topografikus és árapály korrekciót végzik el a mért adatokon. Ha a méréseket mozgó járművön (helikopter, repülő, hajó) végzik el, akkor a fentiek kiegészülnek az Eötvös korrekcióval.

Az **izosztatikus gravitációs anomáliát** az izosztatikus korrekcióval ellátott Bouguer anomáliaként definiálhatjuk. A nagy területet lefedő Bouguer-anomália térképen általában a nagyobb tengerszint feletti magasságú helyeknél negatív, míg az óceáni területek felett pozitív értékek jelentkeznek. **Airy** (1855) szerint izosztatikus egyensúly a kisebb sűrűségű kéreg blokkok és a nagyobb sűrűségű köpeny között úgy alakul ki, hogy a magasabb hegységeknek gyökerük, az óceáni részeknek "ellengyökerük" van. Az izosztatikus korrekció az úszási egyensúly feltételezésével adható meg a szárazföldi területek magasság és a tengerfenék mélység adatai alapján állandó sűrűségű kéreg és köpeny feltételezésével. Az izosztatikus gravitációs anomália előjeléből lehet következtetni az egyensúly meglétére (zérus vagy zérushoz közeli anomália), vagy annak hiányára. Negatív izosztatikus anomália esetén az anomália helyén a kéregrész emelkedése, ellenkező esetben annak süllyedése valószínűsíthető. Az Airy-féle felfogás a kéreg tényleges fizikai viszonyainak leegyszerűsítését tételezi fel.

A gravitációs mérések feldolgozásakor alkalmazott korrekciók

Tiszta magassági korrekció

A **tiszta magassági korrekció** (C_F) (vagy *Faye korrekció*, ill. *szabadlég-korrekció*) célja a mért adatok átszámítása a referencia szintre. A Föld tömegétől való eltávolodást veszi figyelembe, tekintet nélkül a geoid feletti tömegeloszlásra. A mértéke a tömegvonzási erő r irányú változásából határozható meg, mely irányban a tengerszint feletti magasságot mérjük. A Newton-féle általános tömegvonzási törvényt alkalmazva azt kell meghatározni, hogy mennyit változik a nehézségi gyorsulás a homogén gömbnek tekintett Föld (M) felszínétől hosszegységnyi sugárirányú eltávolodás esetén.

Egységnyi mérőtömegre ható erő a nehézségi gyorsulás, mely a tiszta magassági korrekció vizsgálatakor közelíthető $g = fM/r^2$ -el. Ennek r szerinti deriváltja a homogén gömb alakú Föld felszínén $r = R$ mellett:

$$\frac{\partial g}{\partial r} = \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{fM}{r^2} \right) = \frac{-2fM}{r^3} \Rightarrow \left(\frac{\partial g}{\partial r} \right)_{r=R} = \frac{-2fM}{R^3} = -0.3086 \frac{mGal}{m}$$

Tehát a tengerszintjétől 1m-t sugárirányban eltávolodva a nehézségi gyorsulás mintegy 0.3mGal értékkel csökken. Ennek alapján a tiszta magassági korrekció h tengerszintfeletti m -ben kifejezett állomásmagasság esetén mGal-ban:

$$C_F = h \cdot 0,3086$$

Bouguer-korrekció

A **Bouguer-korrekcióval** (C_B) a tenger és az állomás szintje közötti tömegtöbblet hatását vesszük figyelembe. Valójában egy h állomásmagassággal megegyező vastagságú lemezt tételezünk fel minden egyes állomásnál, melynek gravitációs hatása a lemez sűrűségének (ρ) ismeretében a tömegvonzási törvény felhasználásával számítható. A lemez vízszintes síkokkal határolt és oldalirányban végtelen kiterjedésű. Ez a tömegtöbblet a mért Δg értéket növeli, tehát tengerszint feletti állomások esetén ezt a hatást le kell vonni:

$$C_B = 0,0419 \cdot \rho h$$

Ha a szárazföldi mérőállomás a tenger szintje alatt van, akkor a mérőállomás és a tenger szint közötti hiányzó közetlemez miatti korrekció előjelében az előzővel ellentétes.

A fentiek szerint a szabadlégkorrekció és a Bouguer-korrekció ellentétes előjelű. Szokás a két korrekciót egy formulával megadni, ugyanis mind a két formulában szerepel az állomás tengerszinthez képesti magassága.

Topografikus korrekció

A domborzati egyenetlenségek gravitációs hatását a **topografikus korrekcióval** (C_T) vesszük figyelembe. A Bouguer-korrekcióval vízszintes lemezzel közelítettük a valóságos terepi topográfiát. Topografikus korrekciót csak akkor nem kell végezni, ha nincsenek terepegyenetlenségek. A mérési állomás 100 m sugarú környezetében a topografikus hatást *terrén*, míg ezen kívül *kartografikus* korrekcióként vesszük figyelembe. A terrén korrekció számításához olyan testnek a gravitációs hatását kell ismernünk, melyekből többet felhasználva az állomás körüli tényleges domborzati viszonyok nagyon jól közelíthetők: pl. olyan ék alakú test, melyet alul vízszintes, két oldalt függőleges sík, míg felül mérési állomáson átmenő a vízszintes síkkal különböző szöget bezáró sík határol, végül a mérési állomással ellentétes oldalon függőleges hengerpalástcikk határolja. A mérési állomás 100 m sugarú környezetén kívül a terepszintet hengergyűrű cikkenként állandónak tekintjük. A topografikus korrekció – ellentétben a Bouguer-korrekcióval – mindig pozitív, ui. a mérési állomás környezetében lévő kiemelkedés tömegvonzásának függőleges komponense a nehézségi gyorsulással ellentétes irányú. A völgyeket pedig a Bouguer-lemez használatával "betemettük", több tömeghatást vontunk le, mint amit kellett volna, ezért a terepszint-süllyedés vagy völgyek esetében alkalmazott korrekció előjele is ellentétes a Bouguer-korrekció előjelével.

Normál (vagy szélességi) korrekció

A nehézségi gyorsulás normál értékét megadó formula tükrözi azt a tényt, hogy az Egyenlítő felől a pólusok felé haladva a normál g érték növekszik. Annak érdekében, hogy a mérési eredmények a földrajzi szélességtől ne függjenek, **normál (vagy szélességi) korrekciót** kell alkalmazni. A nehézségi gyorsulás normál értékét korábban a referencia ellipszoidon adtuk meg. Az alkalmazott geofizikai kutatásoknál a vonatkoztatási szint a tengerszint, melyen az elméleti érték geocentrikus szélesség függését azonosnak tételezzük fel, mint amilyen a normál érték geodetikus szélességtől való függése. Ekkor az elméleti gyorsulás értékre és annak geocentrikus szélesség szerinti deriváltjára írható, hogy:

$$g_{norm} = g_e (1 + \beta \sin^2 \phi + \beta_1 \sin^2 2\phi)$$

$$\frac{\partial g_{norm}}{\partial \phi} = g_e (\beta \sin 2\phi + 2\beta_1 \sin 4\phi)$$

Mivel távolságban praktikusabb számolni mint földrajzi szélességben, továbbá kis szögeknél $\Delta \phi = \Delta x / R$, ahol Δx a mérésiállomás (ϕ_m) és a bázisállomás (ϕ_b) távolságának ÉD-i irányba eső vetülete, (R pedig a Föld sugara) a mérési és a bázisállomás közti nehézségi gyorsulás normál értékének változását az alábbi módon is megadhatjuk:

$$\Delta g_{norm} = \left(\frac{\partial g_{norm}}{\partial \phi} \right)_{\phi=\phi_m} \Delta \phi = g_e (\beta \sin 2\phi_m + 2\beta_1 \sin 4\phi_m) \Delta x / R \approx \frac{g_e \beta \Delta x \sin 2\phi_m}{R} = 0.8122 * \Delta x * \sin 2\phi_m$$

A végső összefüggés β_1 elhanyagolhatóan kis értéke miatt egyszerűsödött le. A jobb oldali formula mGal-ban adja meg a nehézségi gyorsulás normál értékének változását akkor, ha a Δx távolságot m-ben adjuk meg. Az a következtetés adódik, hogy rögzített mérő és bázisállomás közti távolság mellett a nehézségi gyorsulás normál értékének változása legnagyobb a 45 fokos földrajzi szélesség mentén, míg a pólus és az Egyenlítő felé haladva ez az érték csökken. Ha $\phi_m = 45^\circ$ akkor 12.3 méter állomástávolság É-D-i irányban 0.01mGal nehézségi gyorsulásváltozást eredményez.

Árapály korrekció

Árapály korrekció. Bár kismértékben más égitestek tömegvonzási hatása is jelentkezik, azonban a meghatározó a Hold és a Nap tömegvonzó hatása, továbbá a Föld-Hold, a Föld-Nap rendszerek közös tömegközéppontjai körüli forgása. Emiatt a Föld felszínén maximum 0.11mGal (a Holdtól) és 0.05mGal (a Naptól származó) összege a nehézségi gyorsulás változás. A két hatás erősíti egymást újholdkor és holdtöltekor (szökőár), míg egymást gyengíti az első és utolsó negyedkor (vakár).

Bouguer-anomália térkép

A mért gravitációs adatrendszeren elvégzett fenti korrekciókat követően **Bouguer-anomália térkép** adható meg.

Az **1.12. ábrán** Magyarország Bouguer-anomália térképe látható, mely **Kiss** (2010) munkája. Az anomália térkép az országos gravitációs és mágneses adatbázis alapján a *Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Kutató Intézetben* készült.



INTERNETES KITEKINTÉS

Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Kutató Intézet: <http://www.elgi.hu/>

A Bouguer korrekciónál alkalmazott sűrűségérték 2000kg/m^3 , a vonatkoztatási szint az adriai tengerszint. A Bouguer-anomália térképen ilyen sűrűség értékkel elvégzett Bouguer korrekció mellett a hegységek területén pozitív anomáliák

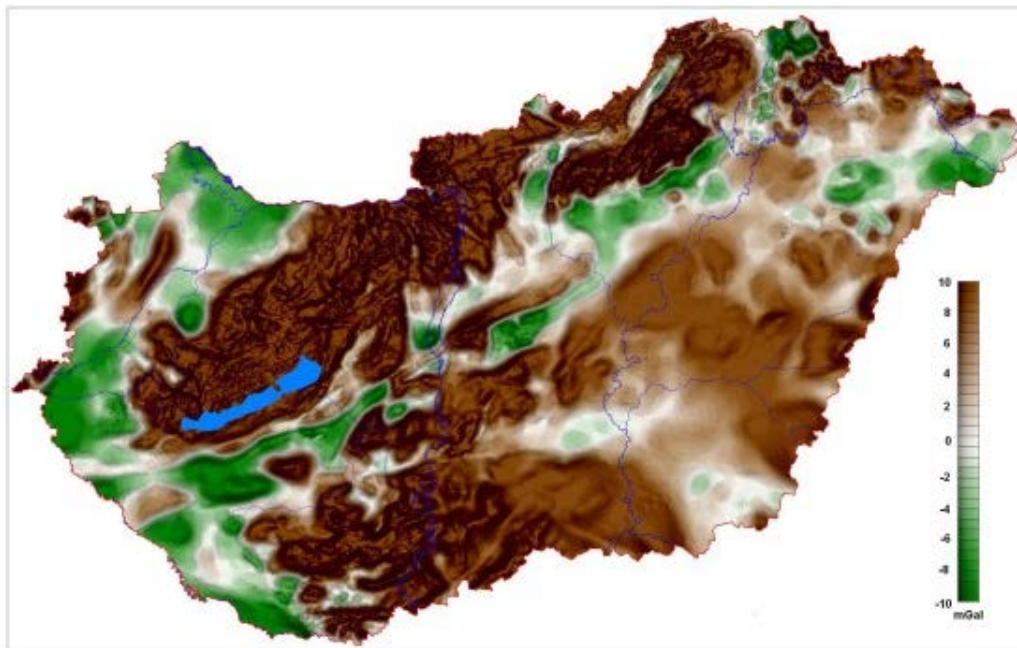
jelentkeznek. A medence területeknél viszont a nagyobb hullámhosszúságú változások utalhatnak az alaphegység topográfiájának megváltozására (a kiemelkedések pozitív, a lesüllyedt területek negatív anomáliát eredményezhetnek) vagy az alaphegység kőzetösszetételében (ennél fogva általában sűrűségében is) bekövetkező változásokra, nagyon gyakran pedig a két hatás együttes megjelenésére is.

Megjegyezzük, hogy a 1.12. ábra Bouguer-anomália térképén a színskála csak a középső, kb. 1/3 résznyi tartományt mutatja a később bemutatásra kerülő szűrt gravitációs térképekkel való könnyebb összehasonlíthatóság miatt.



INTERNETES KITEKINTÉS

A térképek értelmezésével kapcsolatban részletes információ található a következő helyen: http://real.mtak.hu/923/1/43100_ZJ1.pdf, illetve Kiss (2006) tanulmányában.



1.12. ábra: Magyarország Bouguer-anomália térképe [vii]

A kőzetek sűrűségéről

A gravitációs módszer a laterális sűrűségváltozásra érzékeny. Épp ezért fontos tudnunk, hogy a vizsgált területen milyen kőzetek fordulnak elő. Az alábbiakban a leggyakrabban előforduló kőzetekre jellemző sűrűség tartományt és jellemző sűrűség értékeket adunk meg. Ugyanazon nevű kőzet sűrűsége az előfordulási helytől függően változhat, ugyanis értéke függ az ásványi összetételtől, az esetleges kőzetmállás mértékétől, a porozitástól, a pórusokat és repedéseket kitöltő anyag sűrűségétől. Az **1.1. táblázat** a fontosabb magmás, üledékes és metamorf kőzetekre jellemző sűrűség tartományt és a jellemző sűrűségértéket adja meg **Telford et al.** (1993) szerint.

A **magmás kőzetek** sűrűsége az összetételtől, ill. a szövettani jellemzőktől függ. Az összetétel miatt a bázikus **magmás kőzetek** sűrűsége nagyobb mint a savanyúaké, és a semleges kőzetek sűrűsége átmenetet képez. A nagykristályos intruzív kőzetek sűrűsége hasonló kémiai összetétel mellett nagyobb értékű mint az effuzív kőzeteké.

Az **üledékes kőzetek** sűrűsége a kémiai összetételtől, a porozitástól, a pórusokat kitöltő anyag halmazállapotától, annak sűrűségétől (pl. a kitöltő folyadék típusától) függ. Minél kompaktabb a kőzet, annál nagyobb a sűrűsége.

A **metamorf kőzetek** – mivel a nagy nyomás és hőmérséklet alatt a kiindulási kőzet átkristályosodásával jönnek létre – általában megnövekedett sűrűséggel jellemezhetők a kiindulási értékhez képest.

Magmás kőzet	Sűrűség tartomány (t/m^3)	Jellemző sűrűség (t/m^3)
Riolit	2.35-2.7	2.52
Andezit	2.4-2.8	2.61
Gránit	2.5-2.81	2.64
Granodiorit	2.67-2.79	2.73

Porfirit	2.60-2.89	2.74
Kvarcdiorit	2.62-2.96	2.79
Diorit	2.72-2.99	2.85
Diabáz	2.50-3.20	2.91
Bazalt	2.70-3.30	2.99
Gabbro	2.70-3.50	3.03
Peridotit	2.78-3.37	3.15

Üledékes kőzet	Sűrűség tartomány (t/m ³)	Jellemző sűrűség (t/m ³)
Talaj	1.2-2.4	1.92
Agyag	1.63-2.60	2.21
Kavics	1.7-2.4	2.0
Homok	1.7-2.3	2.0
Homokkő	1.61-2.76	2.35
Agyagpala	1.77-3.2	2.4
Mészkö	1.93-2.90	2.55
Dolomit	2.28-2.90	2.7

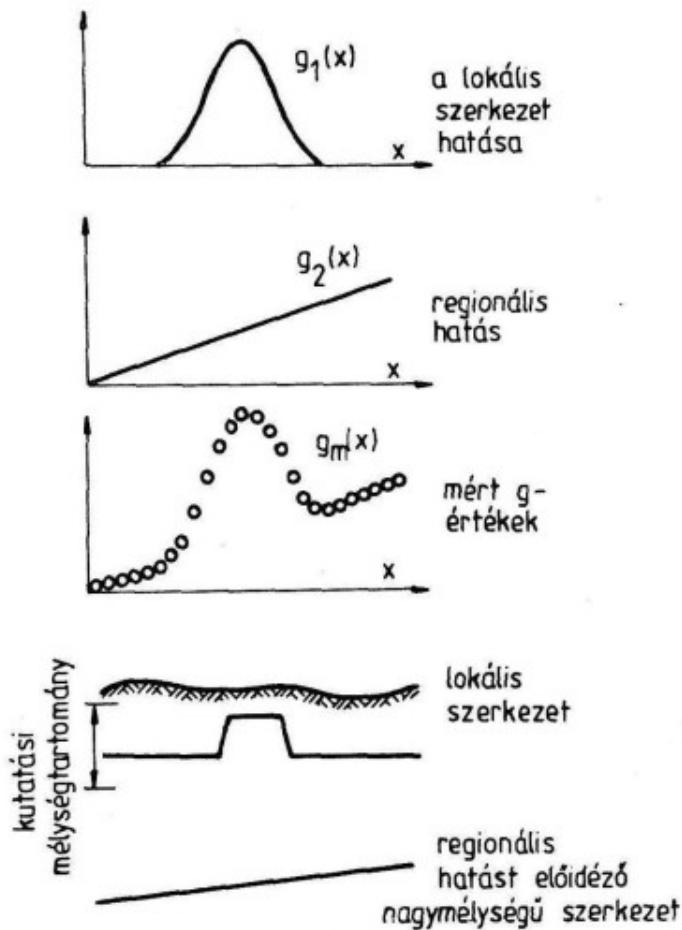
Metamorf kőzet	Sűrűség tartomány (t/m ³)	Jellemző sűrűség (t/m ³)
Kvarcit	2.50-2.70	2.60
Csillámpala	2.39-2.9	2.64
Márvány	2.7-2.9	2.75
Szerpentin	2.4-3.1	2.78
Pala	2.7-2.9	2.79
Gneisz	2.59-3.0	2.80
Amfibolit	2.9-3.04	2.96

1.1. táblázat: Magmás, üledékes és metamorf kőzetekre jellemző sűrűség értékek [viii]

5. TRANSZFORMÁLT BOUGUER-ANOMÁLIA TÉRKÉPEK

A Bouguer-anomália térképeken – így az **1.12. ábrán** is – a regionális hatások elkenet, nagy hullámhosszúságú változásként jelennek meg, ellentétben a lokális hatókkal, melyek kis hullámhosszúságú változásokat eredményeznek.

A legegyszerűbb szemléltetés a két hatás elkülönítésére a Bouguer-anomália térkép - $g_m(x)$ - simításával (átlagolással végzett korrekcióval) lehetséges, amit az **1.13. ábrán** mutatunk be : a megfelelően simított térkép - $g_2(x)$ - a regionális, míg a Bouguer- és a simított térkép különbsége, azaz a maradék vagy reziduál térkép - $g_1(x)$ - a lokális hatókat tükrözi. Az **1.13. ábrán** az állandó sűrűségértékűnek tekintett, nagy mélységben lévő alaphegység balról jobbra emelkedik és egyetlen, felszín közeli inhomogenitás van.



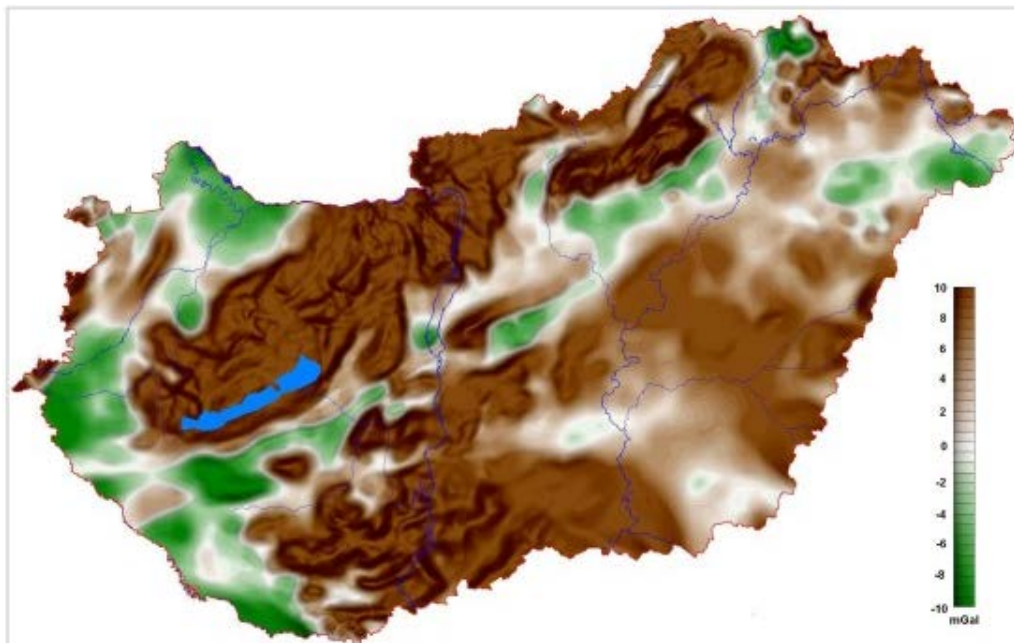
1.13. ábra: A regionális és lokális hatás elkülönítésének szemléltetése [ix]

A térbeli frekvenciatartományban lehetőség van arra, hogy a nagy hullámhosszúságú, azaz kis térbeli frekvenciájú hatásokat kiemeljünk a nagy térbeli frekvenciájú, azaz kis hullámhosszú nehézségi gyorsulás változásokkal szemben, vagy éppen ennek ellenkezőjére is.

Ennek érdekében

- A Bouguer- anomália térképet a térbeli frekvencia tartományba kell transzformálni, így kapjuk meg a Fourier-transzformált térképet (1. lépés).
- A megfelelő szűrőfüggvénnyel a térbeli frekvenciatartományban megszorozzuk a Fourier transzformált Bouguer-anomália térképet (2. lépés). Ez utóbbi művelet jelenti magát a szűrést.
- A térbeli frekvenciatartományban kapott szűrt térképet visszaállítjuk az (x,y) tartományba (3. lépés).

Ezen lépések matematikai formalizmusát mellőzzük, azonban hatásuk szemléltetésére az **1.12. ábrán** látható Bouguer-anomália térkép két transzformált változatát Kiss J. (2010) nyomán bemutatjuk.



1.14. ábra: Magyarország Bouguer-anomália térképének (1.12. ábra) analitikus felfelé folytatása, a folytatási szint 1000m-rel a tengerszint felett van [x]

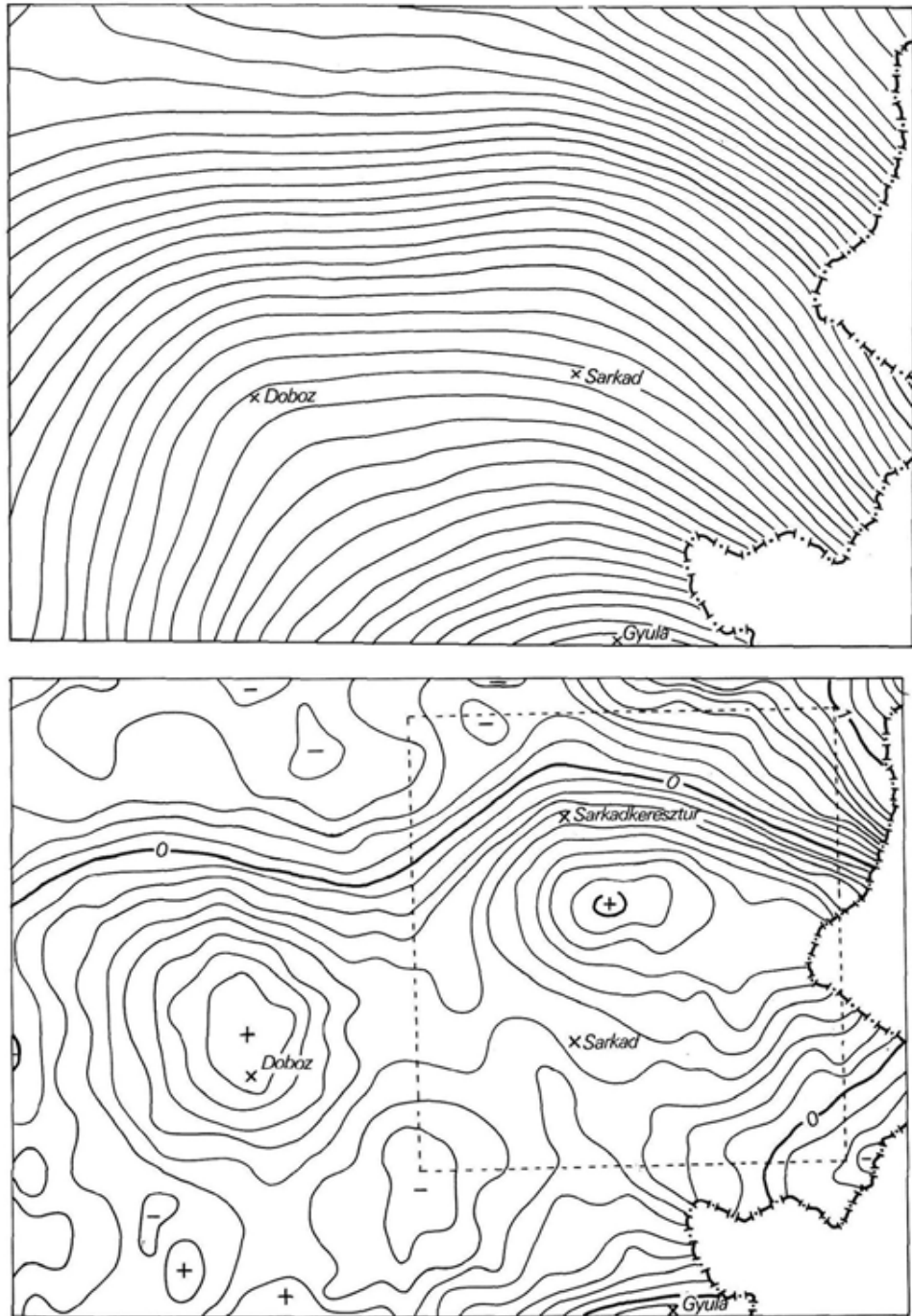
Az **1.14. ábrán** az analitikus felfelé folytatás térképe látható. Ha a nehézségi erő eloszlása ismert egy szinten, akkor a nehézségi erő potenciálja vagy annak deriváltjai meghatározhatók ettől eltérő szinteken, feltéve, ha az átszámítás szintje a hatók felett marad (az analitikus felfelé folytatásnál, mivel a felfelé folytatás szintje a felszín felett van, ez mindig teljesül). Ha az analitikus folytatást felfelé végezzük, akkor a felszín közeli hatók gravitációs hatását jobban elnyomjuk, mint a mélybeliekét. Ennek megfelelően az **1.14. ábrán** látható nehézségi gyorsulás változások kisebb amplitúdókkal jellemezhetők, másrészt ezek az anomáliák "elkentebben", azaz nagyobb hullámhosszúságú változásokként jelentkeznek mint az eredeti Bouguer-anomália térképen. A felfelé folytatás hatásában hasonló a felülvágó szűrőjéhez. A lefelé folytatással ezzel ellentétes hatást érünk el: a lokális hatók hatását emeljük ki, amely alulvágó szűrésnek feleltethető meg. A következő maradék anomália térkép a Bouguer-térképből a belőle analitikus felfelé folytatással kapott térkép kivonásával készült el. A különbség térkép (1.15. ábra) színskálája megegyezik az előző két ábra térképének a színskálájával. Az így kapott reziduál térképet a nagy térbeli frekvenciájú (azaz kis hullámhosszúságú) változások jellemzik, ily módon sikerült kiemelni a felszín közeli szerkezetek gravitációs hatását.



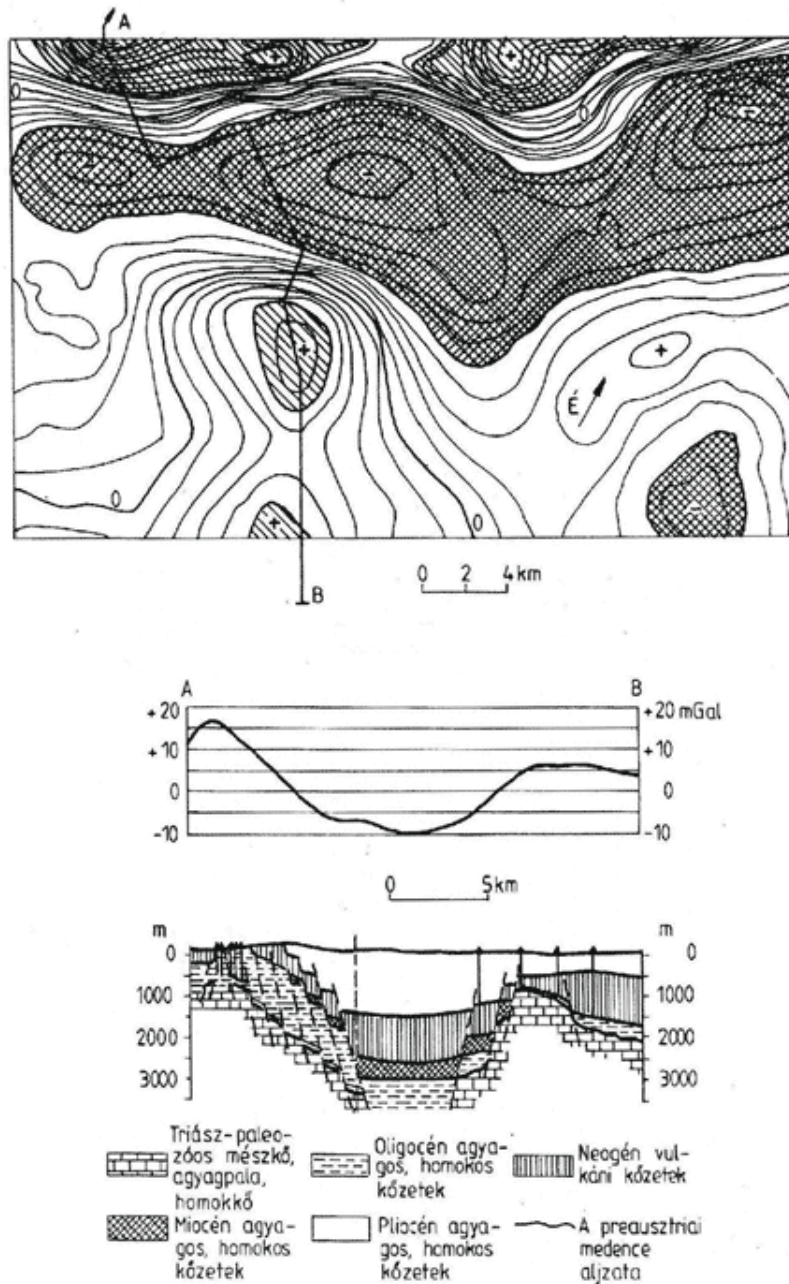
1.15. ábra: Magyarország Bouguer-anomália térképének (1.12. ábra) és az analitikus felfelé folytatás térképének (1.14. ábra) különbségként kapott maradék anomália térkép [xi]

A gyakorlatban egy-egy vizsgált kisebb terület esetén kell megfelelően megválasztani a Bouguer korrekció elvégzéséhez

a sűrűség értéket és a kutatás céljának megfelelően kell a szűrést elvégezni. A szűrés hasznosságát érzékelendő az **1.16.-1.17. ábrán** egy példát mutatunk be. A Bouguer-térképen 1mGal, míg a reziduál anomáliatérképen 0.1mGal az izovonalak távolsága. Előbbin nem vehető észre az alaphegység Sarkadtól É-ra lévő kiemelkedése, ellentétben a reziduál anomália térképpel, amit később szeizmikus mérésekkel is igazoltak.



1.16.- 1.17. ábra: Ugyanazon területen a Bouguer-anomáliatérkép (fent) és a reziduál anomáliatérkép (lent) [xii]



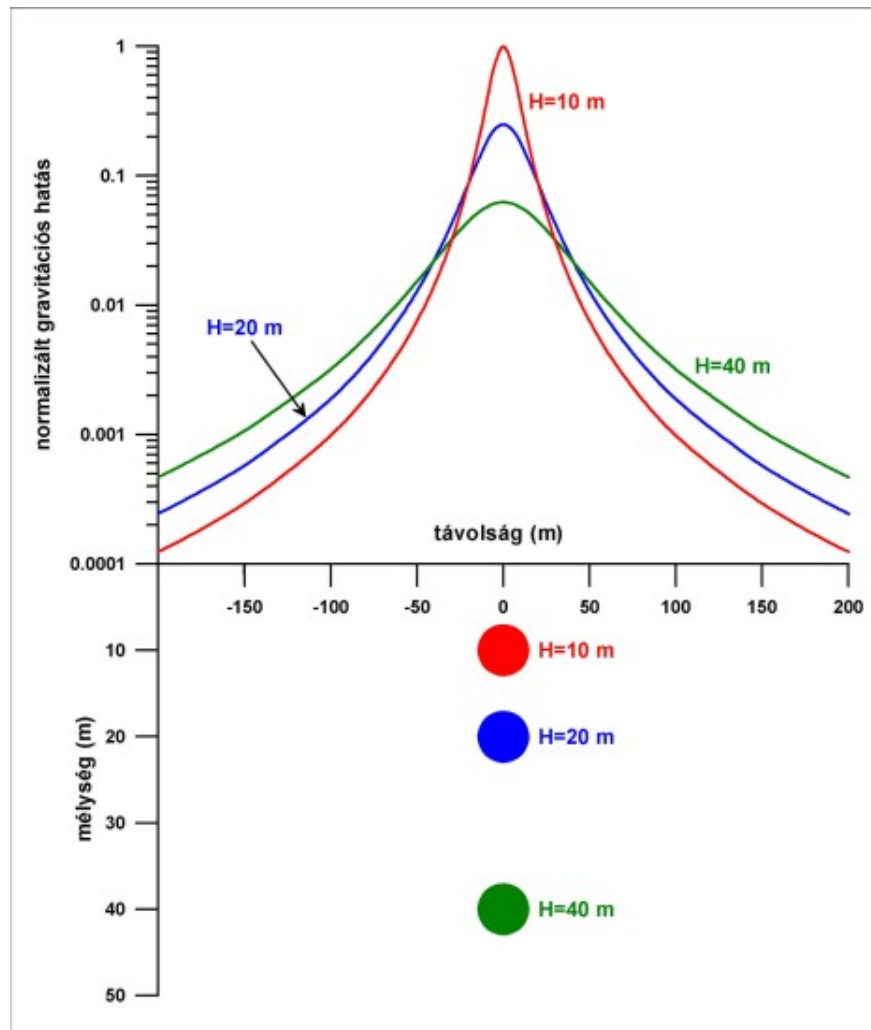
1.18. ábra: Bouguer-anomália térkép (felül), Bouguer-anomália szelvény (középen), a szelvény alatti geológiai árokszerkezet (alul) [xiii]

A Bouguer-anomália térkép fontos jellemzője, hogy jó felbontás nélkül integrált hatást mutat. Épp ezért pl. szénhidrogén kutatásban a kutatás első fázisaiban alkalmazzák, mert olcsó, ugyanakkor a későbbi kutatások vonatkozásában a területek perspektivitási besorolásában segítséget adhat. Ugyanakkor kisebb sűrűségű összlettel fedett jelentős sűrűségváltozást nem mutató alaphegység modell esetén a Bouguer-anomália térkép korrelációt mutat az alaphegység reliefjével. Erre látunk példát az 1.18. ábrán, melynek felső részén a Vatta-Maklári ároknak megfelelő gravitációs minimum zóna látható. Az ábra alsó részén az AB szelvény alatti geológiai metszet van feltüntetve, melynek legfontosabb jellemzője a (nagyobb sűrűségű) triász-paleozóos aljzat és a felette lévő kisebb sűrűségű kőzetek. A részletesebb geológiai metszet megadásához csupán a gravitációs mérés nem elégséges, ahhoz további, a gravitációs módszerhez képest nagyobb felbontást nyújtó, geofizikai mérések szükségesek. Ugyanakkor már a gravitációs mérési eredmények is sejtetni engedik azt a törérendszer, mely mentén nagyobb mélységekből nagyobb hőkapacitású víz emelkedhet fel. Ez a szerkezet szolgáltatja a Zsóry-fürdő gyógyvizét.

Egyszerűbb hatók nehézségi erőtere és néhány alkalmazási terület

A valóságban előforduló földtani szerkezetek gyakran közelíthetők olyan térbeli alakzatokkal, melyek gravitációs hatása könnyen kiszámítható. Gondoljunk pl. egy vetődés eredményeként létrejött lépcsős szerkezetre, vagy egy sódomra, egy érc-tömszre. Utóbbiak gyakran egy vertikális helyzetű hengerrel, vagy néha gömbbel közelíthetők. Ilyenkor a (szűrt) Bouguer-anomália térképen közel koncentrikus, kör alakú izovonalak jelentkeznek. Az anomália nagysága függ az ágyzó kőzet és a gömb alakú ható sűrűség kontrasztjától, a ható mélységétől és sugarától. Az anomália pl. barlang és sódom esetén negatív, érc-tömsz felett pozitív. Az 1.19. ábra ugyanazon, három különböző mélységben elképzelt gömb

alakú ható felszíni gravitációs terét mutatja. A normálás a legnagyobb gravitációs anomália értékre történt, mely érték a legkisebb mélységű ható tömegközéppontjának felszíni vetületi pontjában jelentkezik. Az **1.19. ábrán** is érzékelhető, hogy a ható mélységével az anomália amplitúdója (négyzetesen) csökken, a hullámhossza pedig nő.



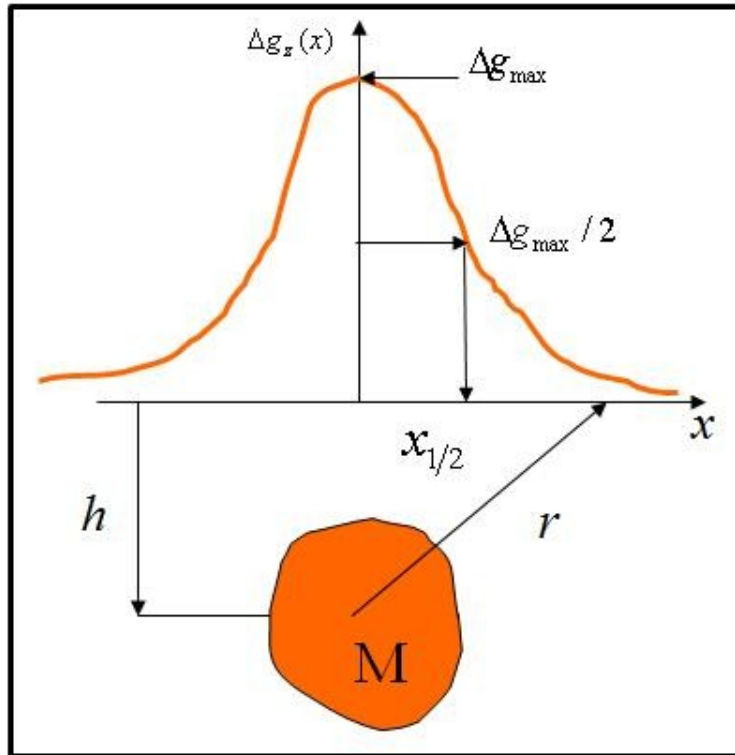
1.19. ábra: Különböző mélységben lévő, azonos tömegű gömb alakú ható normált gravitációs tere

Ezen összefüggés szemléltetésére két animációt is bemutatunk. Az első az **1.19. ábra** interaktív megfelelője, míg a másodikban egyszerre vizsgálható két ugyanolyan gömb alakú ható által létrehozott gravitációs hatás. Az elsőnél a ható mélysége és a sűrűségkontraszt változtatható, a második animációban pedig a sűrűségkontraszt mellett a hatók mélysége (külön-külön) adható meg.

GÖMBALAKÚ HATÓ GRAVITÁCIÓS HATÁSA A FELSZÍNEEN



A fentiek alapján érzékelhettük, hogy minél mélyebben van a ható, annál nagyobb az anomália hullámhossza. A következőkben a gömb alakú ható mélysége (h) és a félérték szélesség ($x_{1/2}$) között adunk meg összefüggést (**1.20. ábra**)



1.20. ábra: Jelölések a gömb alakját megközelítő ható mélysége (h) és a félérték szélesség ($x_{1/2}$) közötti összefüggéshez

A legnagyobb anomália közvetlenül a gömb súlypontja felett mérhető, melynek értéke (ha a graviméter mérőtömegét egységnyiinek tekintjük, a ható tömeg-többletet vagy tömeg-hiányát M -mel jelöljük):

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

A tömegvonzási törvény értelmében a felszín egy tetszőleges pontjában:

$$\Delta g(x) = f \frac{M}{r^2} = f \frac{M}{h^2 + x^2}$$

Mivel a graviméter ezen mennyiség vertikális komponensét méri, ezért

$$\Delta g_z(x) = f \frac{M}{r^2} \frac{h}{r} = f \frac{M}{h^2 + x^2} \frac{h}{(h^2 + x^2)^{1/2}}$$

A **félérték szélességű hely** az a pont, melyben a maximális anomália fele mérhető, tehát:

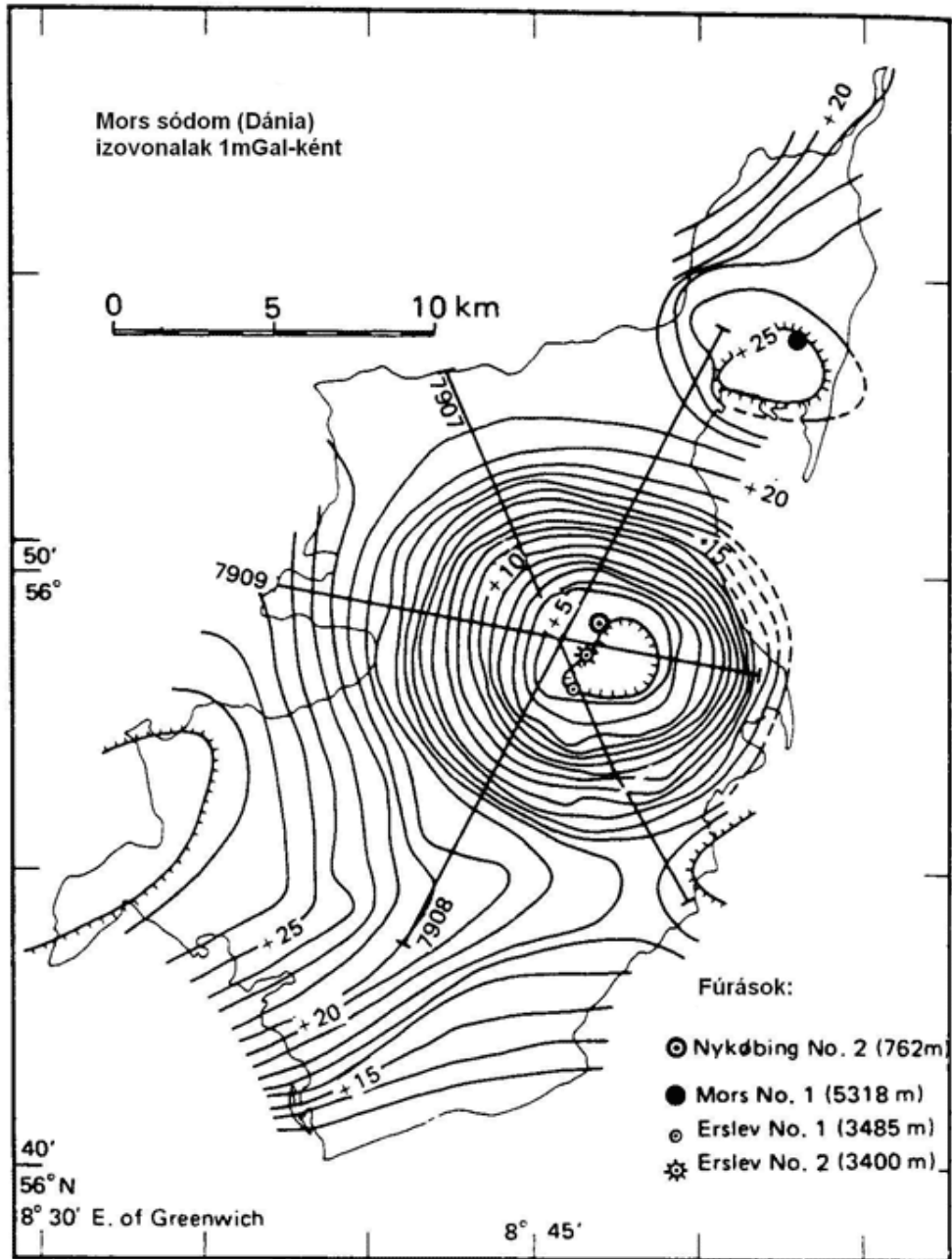
$$2f \frac{Mh}{(h^2 + x_{1/2}^2)^{3/2}} = f \frac{M}{h^2} \Rightarrow 2h^3 = (h^2 + x_{1/2}^2)^{3/2} \Rightarrow h \approx 1.3x_{1/2}$$

A levezetés alapján állítható, hogy gömb alakú ható esetén a ható mélysége és a félérték szélesség között lineáris összefüggés van, az arányossági tényező kb. 1,3. A maximális anomália értékéből a gömb alakú ható tömeg-többlete – vagy hiánya – (M), térfogata (V), és sugara (s) is meghatározható a sűrűségkontraszt ($\Delta\rho$) ismeretében:

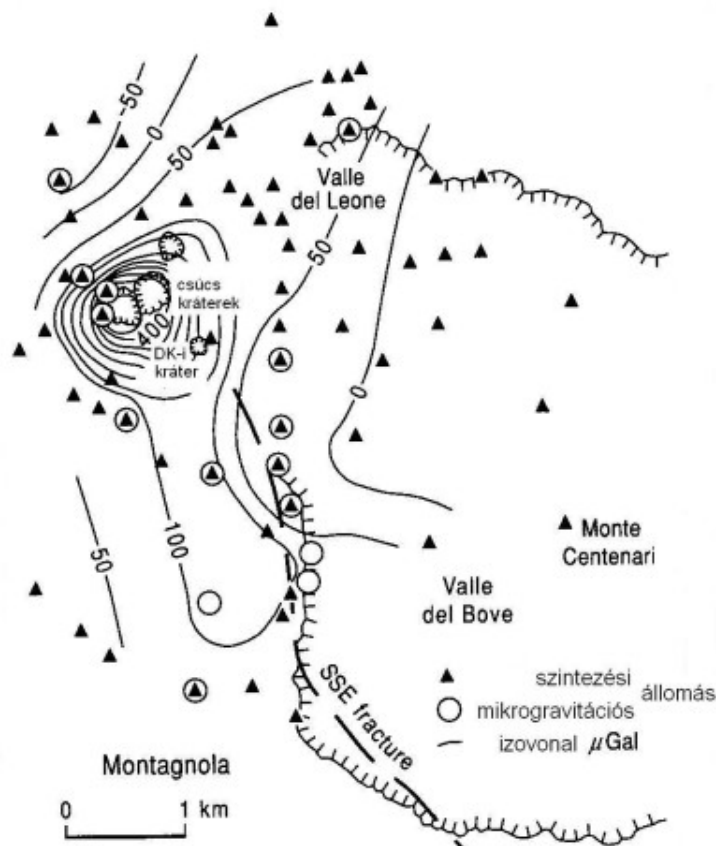
$$M = \frac{h^2 \Delta g_{\max}}{f} = \Delta\rho V = \Delta\rho \frac{4\pi}{3} s^3$$

Gyakorlati alkalmazások

A kutatás első fázisában gömb alakú közelítve adtak becslést pl. az észak-dániai *Mors sódóm* mélységére és sugarára, melyben kis és közepes aktivitású radioaktív hulladék elhelyezését tervezték. A sódóm a Bouguer-anomália térképen minimummal jelentkezik (1.21. ábra) és 0,250 t/m³ sűrűségkontrasztal számítva a ható középpontjára $h=4800$ m, sugarára $s=3800$ m adódott. Később a reflexiós szeizmika és a mélyfúrás geofizika alkalmazásával az ismeretek bővültek.



1.21. ábra: Bouguer-anomália térkép a dániai Mors sódom felett [xiv]



1.22. ábra: Az Etnán elvégzett mikrogravitációs mérésekkel kimutatott változás 1990. júniusa és 1991. júniusa között [xv]

Függőleges henger alakú ható gravitációs hatásának számításával határozták meg az Etna 1991-92 közötti kitérése során felszínre jutott olvadék tömegét. Az elmúlt 100 év kitérései között ez volt a legnagyobb, kb. 10-szer nagyobb tömegű olvadék jutott a felszínre mint 1989-ben a DK-i kráterből. A 91-92-es kitérés sem a csúcs kráterekből történt, hanem a 100 mGal-al jellemezhető izovonal DDK-i elnyúltsága irányában, közel 6km-re a központi kúrtótól a DDK-i törésvonal mentén (1.22. ábra). Ezt a nagy kitérést nem előzte meg sem szokatlan szeizmológiai esemény, sőt jelentősebb felszínváltozás (emelkedés) sem. Viszont a mikrogravitációs mérések az időbeli változások nyomon követésére jelen esetben jól használhatók voltak. Megállapították, hogy a csúcskráterek alatti kúrtón keresztül 10 Mt olvadék nyomult fel. A kúrtó átmérőjére adott közelítő érték 50m. **Musset** és **Khan** (2000) könyvének Etnával foglalkozó esettanulmányi részében további időbeli mérések és azok interpretációja található (pl. az 1992-1993 júniusa közötti mikrogravitációs mérésekből az olvadék 500m mélységű visszahúzódására következtek). A mikrogravitációs Δg mérések a többi méréssel együtt folytatódhatnak. Azóta (1990 júniusa) sem volt ilyen mértékű változás. Az is megállapítható, hogy a DDK-i törésvonal továbbra is fontos tényező, másrészt a Δg változásokból kikövetkeztethető tömegátrendeződések értelmezése nem egyértelmű.



INTERNETES KITEKINTÉS

A téma után érdeklődnek erről bővebben:

<http://articles.adsabs.harvard.edu/full/1999GeoJI.138...77B/0000086.000.html>

<http://www.agu.org/pubs/crossref/2010/2009JB006835.shtml>

A Vezúvval kapcsolatban hasonló témájú tanulmány olvasható ezen a helyen:

<http://www.sciencedirect.com/>

A gravitációs módszer alkalmazására további példákat (esettanulmányokat) találunk **Sharma** (1997) könyvében. Nagyobb létesítmények – pl. radioaktív hulladék földalatti tárolásának (ősmasszívumok területén a kőzet homogenitása, jöveszthetősége fontos szempont), vagy részecske gyorsító projekt (minimális talajsüllyedésű hely kiválasztása volt a feladat) – tervezésére, bányabeli kőzetomlások megfigyelésére, üregek (barlangok és pincék) kimutatására, fedett kommunális hulladéklerakók laterális lehatárolására mutatja be a szerző a gravitációs módszer eredményes alkalmazásait. A közelmúltban a mikrogravitációt egyre gyakrabban használják vízbázisok és geotermikus rezervoárok

megfigyelésére, és az archeogeofizika egyik fontos kutatási eszközévé vált.

6. HIVATKOZÁSOK, IRODALOMJEGYZÉK

Ádám, Steiner, Takács (1988): *Bevezetés az alkalmazott geofizikába I.* Szerk. Takács, J 14-1642, Budapest, Tankönyvkiadó

Kis (2007): *Általános Geofizikai Alapismertek*, ELTE, Eötvös Kiadó

Kiss (2006): *Magyarország gravitációs lineamentstérképe – első eredmények*, Magyar Geofizika, 47. évfolyam, 2. szám, 1001–1010 oldal

Lowrie (2007): *Fundamentals of Geophysics*, Second Edition

Meskó (1989): *Bevezetés a geofizikába*, Tankönyvkiadó, Budapest

Sharma (1986): *Geophysical Methods in Geology*, 2nd Edition

Sharma (1997): *Environmental and Engineering Geophysics*

Sheriff (2006): *Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics*, SEG, Tulsa

Steiner (1994): *A gravitációs kutatómódszer*, Gyakorlati Geofizika, Miskolc

Steiner (1969): *A Föld fizikája*, Tankönyvkiadó, Budapest

Szabó (1998): *Three Fundamentals Papers of Loránd Eötvös (Eötvös the Man, the Scientist, the Organizer)*

Renner, Salát, Stegena, Szabadváry, Szemerédy (1969): *Geofizikai Kutatási módszerek III.*, Felszíni Geofizika

Telford, Geldart, Sheriff (1993): *Applied Geophysics*, Second Edition

Völgyesi (2009): *A geoid időbeli változása*, Geomatikai Közlemények XII.

7. ELLENŐRZŐ KÉRDÉSEK

1. LECKE: GRAVITÁCIÓS KUTATÓMÓDSZEREK - FELADATOK

Többször megoldható feladat, **elvégzése kötelező**.
A feladat végső eredményének a mindenkor **legutolsó megoldás** számít.

Válassza ki a helyes választ a következő kérdésekre!

1. Mikor élt Eötvös Loránd?

1848-1919	1902-1957
1877-1934	1845-1934

2. Melyik erő nem vesz részt a nehézségi erőter kialakításában?

- Felhajtó erő
- Centrifugális erő
- Árapálykeltő erők
- A Föld tömegéből származó tömegvonzási erő

3. Melyik egység nem gyorsulás egység?

mGal	cm/s ²
m/s ²	mm/s

4. Mitől függ a nehézségi gyorsulás normálértéke?

Az egyenlítői normál nehézségi gyorsulástól, földrajzi szélességtől, a forgási ellipszoid gravitációs és geometriai lapultságától és a forgási ellipszoid felszínén az egyenlítő mentén meghatározott centrifugális és tömegvonzási erő hányadosától.

Az időben változó geoidtól

A geocentrikus forgási ellipszoid alakjától

5. Milyen felülettel közelítik a Föld normál alakját?

Geocentrikus forgási ellipszoiddal Gömbbel

Szintfelülettel

6. Mit értünk geoid unduláció alatt?

A geoid és a forgási ellipszoid felületek magasságkülönbségét

A geoid időbeli változásait

7. Melyik az a fizikai mennyiség, melyet az Eötvös-inga méréssel meg lehet határozni, míg a Coulomb ingával nem?

Nehézségi erőtér differenciális görbületi eltérését

Nehézségi erőtér nivófelületének horizontális gradiensét

8. Mit értünk gravitációs anomália alatt?

A szükséges korrekciókkal ellátott mért gravitációs adatok és az ugyanazon területre vonatkozó elméleti (normál) értékek közötti különbséget

Referencia értéktől való eltérést

9. A gyakorlati geofizikában elsősorban melyik gravitációs anomália térképet használnak fel?

Faye Izosztatikus

Bouguer

10. Mit vesznek figyelembe a tiszta magassági korrekció alkalmazásakor?

Az állomás tengerszinthez képesti magasságát, a Föld tömegétől való eltávolodást veszik figyelembe, tekintet nélkül a geoid feletti tömegeloszlásra.

A normál érték magasság szerinti változását.

A levegő nyomásváltozását a magasság függvényében

11. Mi a Bouguer-korrekción lényege?

A tenger és az állomás szintje magasságkülönbségével megegyező vastagságú, vízszintes síkokkal határolt és oldalirányban végtelen kiterjedésű lemez tömegtöbblet hatását veszik korrekcióba, mely a lemez vastagsága mellett annak sűrűségétől is függ.

A Bouguer-lemez gravitációs hatásának kétszeresével korrigálják a mért értékeket.

A kőzetek sűrűség változásaiból származó gravitációs hatást veszik figyelembe.

12. Mit vesznek figyelembe a topografikus korrekció alkalmazásakor?

A hegyek (és dombok) gravitációs hatását.

A domborzati egyenetlenségek gravitációs hatását.

A völgyek gravitációs hatását.

13. Hogyan osztályozhatók a topografikus korrekciók?

Közeli és távoli topografikus hatások korrekciói.

Légi és tengerfenéki mérésekhez tartozó topografikus korrekció.

Terrén és kartografikus korrekció.

14. Mi a normál korrekción lényege?

A gravitációs mérési eredmények földrajzi hosszúságtól való függésének eliminációja.

Azért kell elvégezni, hogy a mérési eredmények a földrajzi szélességtől ne függjenek.

15. Melyik érték közelíti meg legjobban az árapály korrekción maximális értékét?

0,1mGal

0,15mGal

0,01 mGal

16. Mitől függ a magmás kőzetek sűrűsége?

A kőzet képződés mélységtől.

A nyomás és hőmérséklet viszonyoktól.

Az összetételtől és a szövettani jellemzőktől.

17. Mitől függ az üledékes kőzetek sűrűsége?

A kémiai összetételtől, a porozitástól, a pórusokat kitöltő anyag sűrűségétől.

Kompakción mértékétől.

Az üledékképződés sebességétől.

18. Hogyan változik általában a metamorf kőzetek sűrűsége a kiindulási kőzet sűrűségéhez képest?

Nem változik Nő

Csökken

19. A Bouguer-anomália térképen milyen hullámhosszúságú változás származik nagyobb mélységből?

Nagy Közepes

Kis

20. Hogyan fogalmazná meg a Bouguer-anomália térképek szűrésének a lényegét?

A nagy és kis frekvenciás változásokat el lehet segítségével szeparálni.

A térbeli frekvenciatartományban lehetőség van arra, hogy a nagy hullámhosszúságú, azaz kis térbeli frekvenciájú hatásokat kiemeljünk a Bouguer-anomália térképen a nagy térbeli frekvenciájú, azaz kis hullámhosszúságú nehézségi gyorsulás változásokkal szemben, vagy éppen ennek ellenkezőjére is.

A számunkra érdekes amplitúdójú változásokat kiemeljük.

21. Tükrözheti-e a Bouguer-anomália térkép az alaphegység reliefjét?

Ritkán.

Igen, különösen homogén sűrűségű fedőképződmények esetén.

Nem.

22. Milyen összefüggés van gömb alakú ható gravitációs tere fél-érték szélessége és a ható mélysége között?

Lineáris Kvadratikus

Reciprok

23. Hol nem végeztek Eötvös-inga mérést a megadott időszakban?

Az I. világháborút követően Európában, Ázsiaában (Irak, Irán), Észak (Egyesült Államok)- és Dél-Amerikában (Venezuela)

Ság hegyen (1891)

Balaton jegén (1901-1903)

Bükk fennsíkon (2010)

24. A Bouguer-anomália térképen melyik képződmény jelentkezik maximummal?

25. A Bouguer-anomália térképen a felsoroltak közül melyek felett alakulhat ki minimum?

Makói árok

Sódom

Alaphegységi kiemelkedés

26. A felsoroltak közül milyen vizsgálatokra használna mikrogravitációs méréseket?

Vulkáni tevékenység nyomon követése.

Kommunális hulladéklerakó.

Kéreg-köpeny kölcsönhatás vizsgálata.

27. Földtani szempontból ismeretlen területen CH kutatási céllal használna-e gravitációs módszert?

Nem, mert a nagy mélységben lévő CH-t gravitációs módszerrel nem lehet kimutatni.

Igen, még a kutatás kezdeti fázisában.

Talán, a 4D-s szeizmikus kutatás eredményeitől tenném függővé.

28. A felsorolt Bouguer-anomália térkép transzformációs eljárások közül melyek alkalmasak a felszín közeli szerkezetek gravitációs hatásának a kiemelésére?

analitikus lefelé folytatás

felülvágó szűrő

alulvágó szűrő

(simítással vagy szűréssel kapott) reziduál térkép

29. A felsorolt Bouguer-anomália térkép transzformációs eljárások közül melyek alkalmasak a nagyobb mélységben található szerkezetek gravitációs hatásának a kiemelésére?

analitikus felfelé folytatás

felülvágó szűrő

alulvágó szűrő

simított térkép

30. Mire nem lehetett következtetni az Etnán 1990-1993 között végzett mikrogravitációs mérésekből?

a kürtő kitöltöttségi fokára

A vulkáni kürtőben a magma megjelenésére

a vulkán kitörésének pontos időpontjára

a kürtőben az olvadék visszahúzódására

31. Állítsa sűrűség alapján növekvő sorrendbe a diorit, gránit, peridotit kőzeteket!

gránit- diorit - peridotit

diorit - peridotit - gránit

diorit - gránit - peridotit

32. Állítsa sűrűség alapján növekvő sorrendbe az andezit, bazalt, riolit kőzeteket!

riolit - bazalt - andezit

riolit - andezit - bazalt

bazalt - riolit - andezit

33. Egy állomáson mérve tapasztalunk-e időbeli változást a mért nehézségi gyorsulás értékben ?

Nem.

Tapasztalhatunk, de ez mérési hiba.

Igen, elsősorban az árapály jelenség miatt.

34. Mi a közös a CHAMP, GRACE, GOCE projektekből?

Műholdas gravimetriai projektek.

A XX. század végén megvalósított projektek.

Komplex űrfizikai méréseket végeztek mindhárom esetben.

35. Van-e valamiféle hasonlóság az Eötvös-ingás mérés és a GOCE űrgravimetriai mérés között és ha igen az mi ?

Igen, mert a GOCE műhold mérőrendszerével és az Eötvös-ingával is a nehézségi gyorsulás gradiensét lehet vizsgálni.

Nincs, hisz Eötvös ingát nem használtak űrgeofizikai mérésben.

Igen, mert a GOCE műhold és az Eötvös-inga is nehézségi gyorsulás megváltozást mér, csak különböző helyen.

BIBLIOGRÁFIA:

- [i] Szabó (1998) alapján
- [ii] Szabó (1998) alapján
- [iii] Szabó (1998) alapján
- [iv] Renner et al. (1969) alapján
- [v] Ádám, Steiner, Takács (1988)
- [vi] Ádám, Steiner, Takács (1988) alapján
- [vii] Kiss (2010) alapján

- [viii] Telford et al. (1993) szerint
- [ix] Ádám, Steiner, Takács (1988) alapján
- [x] Kiss (2010) alapján
- [xi] Kiss (2010) alapján
- [xii] Meskó (1989) alapján.
- [xiii] Steiner (1994) nyomán
- [xiv] Sharma (1997) alapján
- [xv] Musset és Khan (2000) alapján