

Gravitációs gradiometria: Eötvös Lorándtól a modern űrkorszakig^{1, 3}

RUMMEL, REINER²

Eötvös Loránd torziós ingája a Föld nehézségi erőterének helyi szerkezetét jelzi olyan nagy pontossággal, amely még a mai követelményeknek is megfelel. A nemrég indított GRACE NASA műholdak és a már jóváhagyott GOCE ESA műhold, amelyet 2005-ben indítanak, azonos elvet alkalmaznak az űrben végzett méréseknél. Ez ellensúlyozza a gravitációs vonzásnak a Föld felszínétől számított növekvő távolsággal bekövetkező természetes csillapódását. Így a globális nehézségi erőter még az űrből is példátlan felbontással és pontossággal térképezhető. Azt várják, hogy még a légkör, az óceánok, a sarki jégtakarók, illetve a talajvíz tömegátrendeződései miatt bekövetkező időleges változások is észlelhetők lesznek. A geodézia, a szilárd Föld fizikája, az oceanográfia és a tengerszint-kutatás komoly előnyét fogja látni annak, ha a Föld nehézségi erőterét ilyen részletesen megismerjük.

R. RUMMEL: From Loránd Eötvös to modern space age

Loránd Eötvös' torsion balance yields the local structure of the earth's gravity field with very high precision, still comparable to present days standards. The recently launched NASA satellite mission GRACE and the approved ESA mission GOCE (launch in 2005) apply the same measurement principle in space. It counteracts the natural attenuation with growing distance from the earth's surface of the gravitational attraction. Consequently, even from space the global gravity field will be mapped with unprecedented resolution and accuracy. In addition, temporal variations due to mass changes in the atmosphere, oceans, ice covers, groundwater tables and inside the earth are expected to be discernible. Geodesy, solid earth physics, oceanography and sea level research will greatly benefit from the detailed knowledge of the earth's gravity field.

Bevezetés

„Mi is a gravitáció valójában?” Amikor BIRÓ professzor feltette ezt a kérdést az IAG 1989-ben Edinburgh-ban tartott tudományos közgyűlésén, az volt a célja, hogy tisztázza a geodéta körökben gyakran használt kusza terminológiát [BIRÓ 1989]. Ha ezt a kérdést a gravitáció fizikai természetével kapcsolatban tette volna fel, a mai napig sem tudna rá senki sem helyesen válaszolni. Még NEWTON és később EINSTEIN is csak arra volt képes, hogy matematikai formába öntse azokat a fizikai törvényeket, amelyeknek a gravitáció engedelmeskedik. Másrészt a gravitáció olyan nyilvánvalóan van jelen mindennapos életünkben, hogy könnyen magától értetődőnek tekintjük. Atomi szinten jelentkező kicsisége ellenére (a gravitációs vonzás és az elektromos taszítás aránya $1 : 4,17 \times 10^{42}$) a nehézségi erő makroszkopikus szinten nagy és a tömeghez hasonlóan (vagyis a „töltése”) mindig pozitív, így a tömegrészecskék együttes hatása jelentős erővé adódik össze [FEYNMAN et al. 1983, 7-7 fejezet].

A gravitáció határozza meg a természet néhány legalapvetőbb folyamatát, olyanokat, mint a világmindenség tágulása, a csillagok születése, a bolygók mozgása, a Hold és a mesterséges holdak vagy egy lövedék pályája, illetve egy alma egyszerű lehullása. Modern korunk egyik legnagyobb szellemi teljesítménye egész bizonyosan Isaac NEWTONnak az a felismerése, hogy mindezen jelenségek mögött ugyan-

az az ok áll, és az, hogy olyan tökéletesen le tudta írni a gravitáció hatását az egyszerű „inverz távolságnégyzet” törvényével.

1. A nehézségi erőter és a földtudományok

Miért érdekli annyira a földtudományokat a nehézségi erő? A válasz kétszintű. Első szintje, hogy a földtudományok a Föld belsejének fizikájával és összetételével kapcsolatban alapvető információhiányban szenvednek. Erre vonatkozó minden tudásunk közvetett jellegű. Három olyan információforrásunk van azonban, amely mélyebb betekintést enged bolygónk belsejébe. Először is itt van a szeizmikus hullámok terjedésének analízise, amely meglehetősen részletes háromdimenziós tomografikus képeket szolgáltat. Aztán itt van ráadásul a Föld mágneses és nehézségi erőtere. Minden további információ is fontos, persze, de ezek vagy még inkább közvetettek, vagy nem globálisan jellemzők; ilyenek például a Föld forgásának szabálytalanságai, a felszín topográfiájának szerkezete, a tektonikus mozgások és az eljegesedések okozta izosztatikus mozgások, vagy a földkéreg- és köpenyanyagok összetételének laboratóriumi vizsgálata. A fenti kérdésre adott válasz második szintje a nehézségi erőter sajátos értéke, különleges jellegzetessége. A nehézségi erőter ugyanis a tömegeloszlás minden heterogenitását tükrözi, függetlenül attól, hogy hegy és völgy, szubdukciós zóna vagy óceáni hátság, köpenyáramlások vagy a mag-köpeny határ egyenlenségei okozzák-e, de okozhatják ezeket ugyanúgy a jégtakarók, az óceánok, illetve az atmoszféra sűrűségváltozásai is. Sajnos, mint ez jól ismert, a mért nehézségi erőter egyes anomáliáiból nem lehet közvetlenül, egy az egyben következtetéseket levonni. Az anomáliák értelmezése inverz probléma. Ennek ellenére, az elmúlt harminc-egyven évben a fent felsorolt majd-

¹ Beérkezett: 2002. május 13-án (A szerző akadémiai székfoglalójaként hangzott el angol nyelven a Magyar Tudományos Akadémián 2002. március 25-én)

² Institut für Astronomische und Physikalische Geodäsie, Technische Universität München, D-80290 München rummel@bv.tum.de

³ Magyarra fordította: Bodoky Tamás

nem összes említett adatforrás figyelembevételével, komplikált módon, meglehetősen kifinomult földmodelleket fejlesztettek ki.

A tudomány mai állása szerint három terület jelölhető meg, ahol még nagyon sokat lehetne nyerni a nehézségi erőter részletesebb és pontosabb ismeretéből. Ezeket [NRC 1997; ESA 1999; RUMMEL et al. 2002] tárgyalja.

1.1. Az anomális nehézségi erőter mint a Föld belsejének tükré

Az anomália fogalmát úgy definiáljuk, mint a ténylegesen mért nehézségi erőter, illetve egy modellből számított szintetikus (normál) nehézségi erőter értékei közötti különbséget. Számptalan geofizikai jelenség, mint például a hegységképződés, a riftesedés, a köpeny diapir, az üledék-képződés vagy egy lemez lesüllyedése válik láthatóvá egy anomális térben. Ha a jövőben egymással kombináljuk a topográfiai adatokat, a szeizmikus tomográfiát, a mágneses térre vonatkozó információkat, a posztglaciális tömegváltozásokat, a tengerszint-változások és a felszíni deformációk megfigyelését, valamint a kéreg- és köpenyanyagok laboratóriumi vizsgálatait, akkor a földmodell sokkal finomabbá tehető és ezzel az anomáliák egyre kisebbé válnak. A fő hiányosság manapság, úgy tűnik, a reológiai paraméterek bizonytalanságából és ismeretlen változataiból adódik.

1.2. A geoid mint a topográfiai folyamatok referenciefeljárta

Definíciója szerint a geoid a nehézségi erőter ekvipotenciális szintje a tengerszinten. Ez minden topográfia-nak, a szárazföldre, a jég és az óceánok topográfiájának referenciaszintje. Még az atmoszférára is definiálható egy, a topográfiával analóg mennyiség. A szárazföldön, a síksá-

gon fekvő országok kivételével, megfelel a legtöbb alkalmazásnak az a pontosság, amellyel a geoidot ismerjük. Ámbár az óceánok dinamikus topográfiája olyan kicsiny — tipikusan 0,3–1 m közötti —, hogy a pontos meghatározása nagyon függ attól a pontosságtól, amellyel a geoidot ismerjük. A tényleges átlagos óceánfelszín geometriai alakjából, amelyet satellit altimetriával mértek, és a geoid alakjából, amelyet a mért nehézségi erőterből számítottak, a dinamikus óceán-topográfia meghatározható. A geosztrofikus egyensúly feltételezésével az utóbbi közvetlenül az óceánfelszín-cirkulációra fordítható. Az érdeklődésre számot tartó térbeli méretek több ezer kilométertől a 30–70 kilométer közötti méretekig terjednek. A dinamikus óceán-topográfia kulcsmennyisége az olyan óceánkutatásoknak, amelyek kiterjednek az óceánokban zajló tömeg- és a hőtranszportra.

1.3. A nehézségi erő időbeli változásainak mérése

A nehézségi erő változásai a bolygónk légkörében, óceánjaiban, jégburkában, illetve szilárd részében történő tömegváltozásoknak az eredménye. Ezek egy része a globális változásokkal függ össze és lényeges a tömegegyensúly, valamint a Föld összetevői között végbemenő tömegcserék számszerűsítése szempontjából. De mérése az árapály erőkre adott válasz és a Föld belsejében a köpeny-mag határon lejátszódó tömegcserék megértését is segíti. Az időbeli változások kicsinyek, és időbeliségük igen széles skálát fog át a hirtelentől az egy napnál rövidebb, a szezonális és hosszú periódusú át az évszázadosig; mérések nehéz és az egyedi összetevők szétválasztása a mért jelben komoly problémát jelent. Tudományos alkalmazásait az 1. ábra összegzi.

Szilárd Föld	Geodézia	Óceán/Klíma	Jég	Tengerszint	Hidrológia
Folyamatok a litoszférában és a felső-köpenyben	Ortométeres magasságok	Óceánok cirkulációja	Jégtakaró vastagsága	Posztglaciális visszawaalakulás	Kontinentális üledés és talajvíz egyensúly
Posztglaciális visszawaalakulás	Egységes magassági rendszerek	Tömeg- és hőtranszport	Jégtömeg egyensúlya	Óceánok cirkulációja	Párolgás
	Inerciális navigációs rendszerek	Fenéknyomás variációk		Jégtömeg egyensúlya	Talaj nedvességtartalom és elszivárgás
	Műholdpályák	Térbeli változások		Műholdpályák Egységes magassági rendszerek Térbeli változások	

1. ábra. A pontos nehézségi erőternek és a geoid ismeretének tudományos alkalmazása a szilárd Föld fizikájában, a geodéziában, az oceanológiai és klimatológiai tanulmányokban, a glaciológiában, a tengerszint-kutatásban és a hidrológiában

Fig. 1. Scientific application of precise gravity field and geoid knowledge in solid earth physics, geodesy, ocean/climate studies, glaciology, sea level research and hydrology

2. Gravitációs gradiometria és EÖTVÖS Loránd

Az alkalmazás ezen három területén a haladás egyrészt attól a részletességtől, másrészt attól a pontosságtól függ, amellyel a nehézségi erőteret meg tudjuk adni. A kívánatos pontosság a gravitáció esetén 0,1 mGal (1 mGal=10⁻⁵ ms⁻²) vagy ennél jobb, illetve a geoid esetén jobb, mint 1 cm. Ez a

gravitációs mérések esetében azt jelenti, hogy pontosabban kell mérnünk, mint 10⁻⁷ g, vagyis a gravitációs mérőeszköz dinamikus tartományának több mint hét nagyságrendet kell átfognia. Ez ma is komoly technikai kihívás és az volt, egy más szinten, már báró EÖTVÖS Loránd idejében is.

Ennek a problémának a gyakorlati megoldása olyan kvantitású tudóst követelt, mint ő. EÖTVÖS — CAVENDISH és

COULOMB munkáinak tanulmányozása után — arra a következtetésre jutott, hogy a problémára a helyes válasz a torziós inga alkalmazása. A torziós inga vízszintes rúdjának felfüggesztő szála kiküszöböli a g hatását. Úgy mérjük a nehézségi erőternek a rúd felfüggesztési helyéhez viszonyított helyi változását, hogy az torziós erőként jelenik meg. A nehézségi erő helyi változása megfelel a gravitációs vektor három komponense gradiensegének, vagy a gravitációs potenciál $V_{ij} = \partial^2 V / \partial x^i \partial x^j$ második deriváltjának. Az N forgatónyomaték és az úgynevezett Eötvös-tenzor kilenc V_{ij} eleme közötti lineáris összefüggés a következő:

$$N = \tau \cdot (\vartheta - \vartheta_0) = 2m \cdot l \begin{pmatrix} -\sin\alpha \\ \cos\alpha \\ 0 \end{pmatrix}^T \begin{pmatrix} V_{xx} & V_{xy} & V_{xz} \\ V_{yx} & V_{yy} & V_{yz} \\ V_{zx} & V_{zy} & V_{zz} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \ell \cos\alpha \\ \ell \sin\alpha \\ -\frac{h}{2} \end{pmatrix}$$

A torziós szög $(\vartheta - \vartheta_0)$ több azimutban (α) történő mérése lehetővé teszi a tenzor kilenc eleme közül hatnak a meghatározását [JUNG 1961, 3. fejezet]. Ezzel az ötletes megoldással a megkövetelt dinamikartomány egyikét nagyságrendnyire szűkíthető. A megfigyelhető V_{xx} - V_{yy} és V_{xy} jelek maximuma ugyanis 10 és 20 E közé esik (1 E = 1 eötvös egység, 10^{-9} s^{-2}) és a komponensek körülbelül 1-2 E pontossággal mérhetők. EÖTVÖS kitűnő műszereket épített, amelyekkel nemzetközi hírnévre tett szert. Nagy sikerrel hajtott végre torziósinga-méréseket Magyarországszerte geodéziai és geofizikai céllal [SELÉNYI 1953]. A mérések fő problémája egyrészt lassúságukból adódott, másrészt abból, hogy a helyileg jellemző gravitációs gradiensek értelmezéséhez minden lokális tömegváltozást modellezni kellett. A torziósinga-mérések majdnem túl érzékenyek a helyi hatások mérésére. Magyarországon nagyon nagyszámú torziósinga-mérésre került sor és nagyon érdekes és fontos, hogy ezeket jelenleg geoid-meghatározás céljából újra feldolgozzák [TÓTH et al. 2002]. Báró EÖTVÖS Loránd mind a terepi, mind a laboratóriumi méréseket a legnagyobb gondossággal végezte. Fizikai alaputatások terén végzett laboratóriumi kísérleteit még a közelmúltban is ismételtelen megvizsgálták [FISCHBACH et al. 1986]. Ezek a gravitációs állandó meghatározásának javítására, az ötödik erő kutatására és az ekvivalencia elvének vizsgálatára irányulnak.

3. Gravitációs gradiometria az űrben

De térjünk vissza napjaink követelményeire! Ahogy azt már mondtuk, a legnagyobb pontosságon túl globális fedettségre és nagy térbeli felbontásra is szükség van. Gyakorlati okokból ezeket a követelményeket földi gravitációs mérésekkel nem lehet kielégíteni. Egyedül műholdakkal valósítható meg Földünk homogén és globális felmérése elfogadható időn belül. Természetesen, emiatt szembe kell néznünk azzal az alapvető hátránnyal, ami a mesterséges hold magas pályája miatt a tömeganomáliáktól való nagy távolságból adódik. Azonban, ahogy azt már tárgyaltuk, a Föld felszínén végzett gravitációsgradiens-mérések szinte túl érzékenyek a helyi tömeghatások vonatkozásában. Így az űrben végzett gravitációs gradiometria jó kompromisszumnak látszik, mert a gravitációs hatásoknak a hold magas pályája miatt bekövetkező csillapodását messzemenően

kompenzálja a nagy érzékenység. A g hatása, csakúgy, mint a torziósinga-méréseknél, kiküszöböli — amíg ezt a torziósinga-méréseknél a rúd felfüggesztése, addig a szatellit gradiometriánál az űreszköz belsejében uralkodó „súlytalanság” végzi el, vagyis az, hogy a mesterséges hold a Föld körüli pályán a szabadesés állapotában van.

Valójában a szatellit gradiométerek tervezésének első koncepciói közül kettő erős hasonlatosságot mutat a torziós ingával [WELLS 1984]: a Hughes Kutató Laboratóriumok forgó gravitációs gradiométere, amelyet R. L. FORWARD fejlesztett ki, valamint a Bell forgó gyorsulásmérő gradiométere. FORWARD eszköze egy kereszt alakú tömegrugó rezonátor rendszer volt, torziós vibrációval. Az érzékelőtengelyt úgy tervezte, hogy torziósan rezonáló tengelye körül olyan ω szögsebességgel forogjon, amely pontosan a fele a torziós rezonanciafrekvenciának. Az eredményként mérhető differenciális nyomaték

$$\Delta\tau = \frac{ml^2}{4} \left((V_{xx} - V_{yy}) \cos 2\omega t + 2V_{xy} \sin 2\omega t \right),$$

ahol m a mérő tömeg tömegét, l a kar hosszát és $(V_{xx} - V_{yy})$ és V_{xy} a mérhető tenzor komponenseket jelöli.

4. GOCE — az első gravitációs gradiometriai szatellit kísérlet

Az első műhold, amely gravitációs gradiométerrel van felszerelve, a GOCE (Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer) [ESA 1999]. Ez az Európai Űrügynökség (ESA) közelmúltban elfogadott „Élő Bolygó Program”-jának első kísérlete. 1999-ben hagyták jóvá és a fellövést 2005-re tervezik. Ez kombinálni fogja a differenciális gyorsulásmérés elvére alapozott gravitációs gradiometriát az ún. műhold–műhold pályakövetéssel (satellite-to-satellite tracking) a GOCE GPS-vevője és a Global Positioning System (GPS) holdjai között. A pályája kör alakú és a Naphoz szinkronizált lesz $96,5^\circ$ inklinációval; pályamagassága 260 km. A kísérletet kétszer hat hónapra tervezik, közöttük egy úgynevezett hibernációs fázissal, amikor a pályatakarások (orbit eclipses) elkerülhetetlenek. A kísérlet paramétereit összefoglalva az 1. táblázatban találhatók.

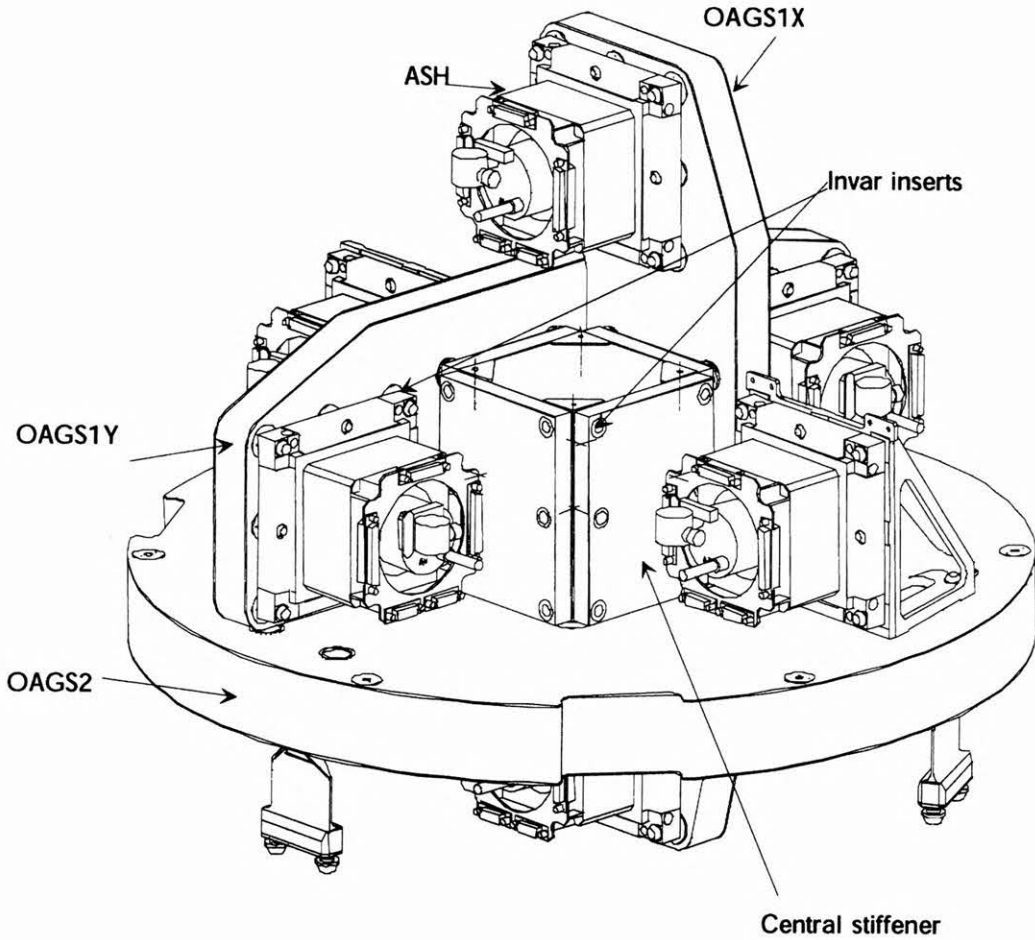
A mérések időtartama	2 x 6 hónap
Pálya	csaknem kör alakú magassága 260 km hajlásszöge $96,5^\circ$ (napszinkron)
Magas-alacsony pályakövetés (GPS)	
Δx (pályairányú)	2 cm / $\sqrt{\text{Hz}}$
Δy (keresztirányú)	1 cm / $\sqrt{\text{Hz}}$
Δz (sugárirányú)	3 cm / $\sqrt{\text{Hz}}$
Gravitációs gradiométer jellemzői	komponensek: V_{xx} , V_{yy} , V_{zz} (és V_{xz})
Frekvencia < $5 \cdot 10^{-3}$ Hz	1/f színezett zaj
$5 \cdot 10^{-3}$ Hz – 0,1 Hz mérési sáv szélességén belül	< $3 \cdot 10^{-3}$ E / $\sqrt{\text{Hz}}$

1. táblázat. A GOCE kísérlet jellemzői

Table 1. GOCE mission parameters

A gradiométernek három, egymásra merőlegesen elrendezett karja van. Mindegyik 50 cm hosszú és két végükön egy-egy háromdimenziós gyorsulásmérővel vannak felszerelve. A gyorsulásmérők egy mérő tömeget (4x4x1 cm) tartalmaznak egy ketrechen. Egy kapacitív elektrosztatikus rendszer a mérő tömeget a ketrechez képest lebegésben,

vagyis a tömeg gyorsulását a ketrechez képest nullán tartja. A visszacsatoló jel arányos a ketrec és a tömeg közötti relatív gyorsulással. Így három ortogonális irányban a karok gyorsulásmérő párijai között közös (common mode) (összeg) és differenciális (különbség) gyorsulások mérhetők (2. ábra).



2. ábra. A három ortogonálisan elrendezett kart tartalmazó GOCE gradiométer háromdimenziós gyorsulásmérőkkel a karok végén (az Alenia engedélyével)

Fig. 2. GOCE gradiometer consisting of three orthogonally arranged arms, with one pair of 3-D accelerometers mounted on each arm (courtesy: Alenia)

Így összesen kilenc gyorsuláskülönbséget mérnek:

$$\frac{1}{\ell} \begin{pmatrix} \gamma_{x2} - \gamma_{x1} & \gamma_{y2} - \gamma_{y1} & \gamma_{z2} - \gamma_{z1} \\ \gamma_{x4} - \gamma_{x3} & \gamma_{y4} - \gamma_{y3} & \gamma_{z4} - \gamma_{z3} \\ \gamma_{x6} - \gamma_{x5} & \gamma_{y6} - \gamma_{y5} & \gamma_{z6} - \gamma_{z5} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} V_{xx} & V_{xy} & V_{xz} \\ V_{yx} & V_{yy} & V_{yz} \\ V_{zx} & V_{zy} & V_{zz} \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} -(\omega_y^2 + \omega_z^2) & \omega_x \cdot \omega_y & \omega_x \cdot \omega_z \\ \omega_y \cdot \omega_x & -(\omega_z^2 + \omega_x^2) & \omega_y \cdot \omega_z \\ \omega_z \cdot \omega_x & \omega_z \cdot \omega_y & -(\omega_x^2 + \omega_y^2) \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} 0 & \dot{\omega}_z & -\dot{\omega}_y \\ -\dot{\omega}_z & 0 & \dot{\omega}_x \\ \dot{\omega}_y & -\dot{\omega}_x & 0 \end{pmatrix}.$$

Ha a gradiométer, mialatt kering, önmagával párhuzamos maradna a térben, akkor a gyorsuláskülönbségeket a karok hosszával, ℓ -lel osztva megkapnánk az Eötvös-tenzor kilenc komponensét. Valójában azonban a műhold mindig azonos oldalával néz a Föld felé, úgy, hogy x tengelye pályairányban, y tengelye erre merőlegesen, keresztben, míg z tengelye sugárirányban kifelé mutat. Következésképpen a gradiométer keringésenként egyszer körbefordul és így a gyorsulásmérőkre a centrifugális erő is hat. Ennek a gyorsuláskülönbségekre gyakorolt hatása eredményezi a

jobboldali második mátrixot. Ráadásul még a forgás sem tökéletesen állandó, így még egy hatás van a szöggyorsulásokból, ez adja a harmadik mátrixot.

Mivel a szöggyorsulások egy antiszimmetrikus mátrixot alkotnak, míg az Eötvös-tenzor és a szögsebességek mátrixa szimmetrikus, az előző különválasztható az utóbbiaktól. A szöggyorsulások idő szerinti integrálása adja a szögsebességeket. Így az Eötvös-tenzor elemei elkülöníthetők a szögsebességektől és szöggyorsulásoktól. Egy további előnye ennek a megközelítésnek, hogy minden, a műholdra

ható nem gravitációs erő, mint például a maradék légellenállás vagy a Nap sugárzása, azonos mértékben és azonos irányban érinti mind a hat gyorsulásmérőt. Ezért ezek elvben kiesnek, amikor a különbségeket képezzük, vagyis az úgynevezett közös gyorsulások (common mode) elnyomását végezzük.

Ez azonban csak az elvi megközelítés leírása. A valóságban a helyzet sokkal bonyolultabb:

— Tökéletes „common mode” elnyomást csak akkor tudnánk elérni, ha minden gyorsulásmérőpár tökéletes ikreket alkotna, vagyis műszerkarakterisztikájuk tökéletesen azonos lenne, és tökéletesen lennének pozícionálva az ortogonális tengelyek mentén. Ténylegesen ezek a követelmények nem teljesülnek tökéletesen, csak körülbelül mintegy 10^{-5} -es relatív pontossággal. Így a nem gravitációs erők maradék hatását kompenzálni kell egy aktív ellátódás-mentes ellenőrzőrendszerrel. Ennek input paraméterei a műhold GPS-sel mért pályaadatok és a nem gravitációs erők mérési adatai, amit a gyorsulásoknak a gradiométer karjain mért összegéből vezetnek le. Ugyanezek a mérések egyben a pálya karbantartását, vagyis a pálya magasságának egy 260 km körüli sávban tartását is szolgálják.

— Minden gyorsulásmérőnek van egy kismértékben hibás tengelye, egyszerűen abból a tényből kifolyólag, hogy a gradiométerkarokat a laboratóriumban a g jelenlétében kalibrálják. Még a hibás $\gamma_{y2} - \gamma_{y1}$, $\gamma_{x4} - \gamma_{x3}$ és $\dot{\omega}_y \gamma_{y6} - \gamma_{y5}$ összetevőkkel is lehetséges $\dot{\omega}_y$ nagy pontosságú elkülönítése, vagyis a nem síkban lévő tengely körüli fő forgás rekonstruálása. Az $\dot{\omega}_x$ és $\dot{\omega}_z$ szögsebességek kevésbé jól meghatározottak, azonban ezeknek a gravitációs gradiensek hibájához való hozzájárulása csak másodrendű. A nehézségi erőter vizsgálatára csak a diagonális összetevők V_{xx} , V_{yy} és V_{zz} (valamint V_{xz} is) állnak rendelkezésre.

— Az egyes gyorsulásmérők zajja $10^{-12} \text{ m/s}^2/\sqrt{\text{Hz}}$ nagyságrendben tartható az úgynevezett mérési sáv szélességben (MBW), 0,005 Hz és 0,1 Hz között. Alacsonyabb frekvenciáknál a zaj a frekvenciával fordítottan arányosan növekszik. Így a gradiométer komponenseinek előirányzott $3 \text{ mE}/\sqrt{\text{Hz}}$ -es pontossága csak az MBW-ben tartható.

— A műholdon belül az olyan tömegváltozásokat, mint például az üzemanyag-felhasználás, hőtágulás vagy vibrációk, el kell kerülni. Ez nagyon szigorú követelményeket jelent a GOCE műhold tervezésénél. Erről további részletek [ESA 1999]-ben és [MÜLLER 2001]-ben találhatók.

A teljes mérési eljárás részletes szimulációi alapján az várható, hogy a GOCE a nehézségi erőter meghatározását fogja eredményezni

— a földfelszínre vonatkozóan, körülbelül 80 km-es térbeli felbontással (ez 250-es maximális szferikus harmonikus foknak felel meg), és a kumulatív hiba (commission, „küldetési hiba”)

— $0,3 \text{ mGal}$ ($1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$) gravitációs anomália és

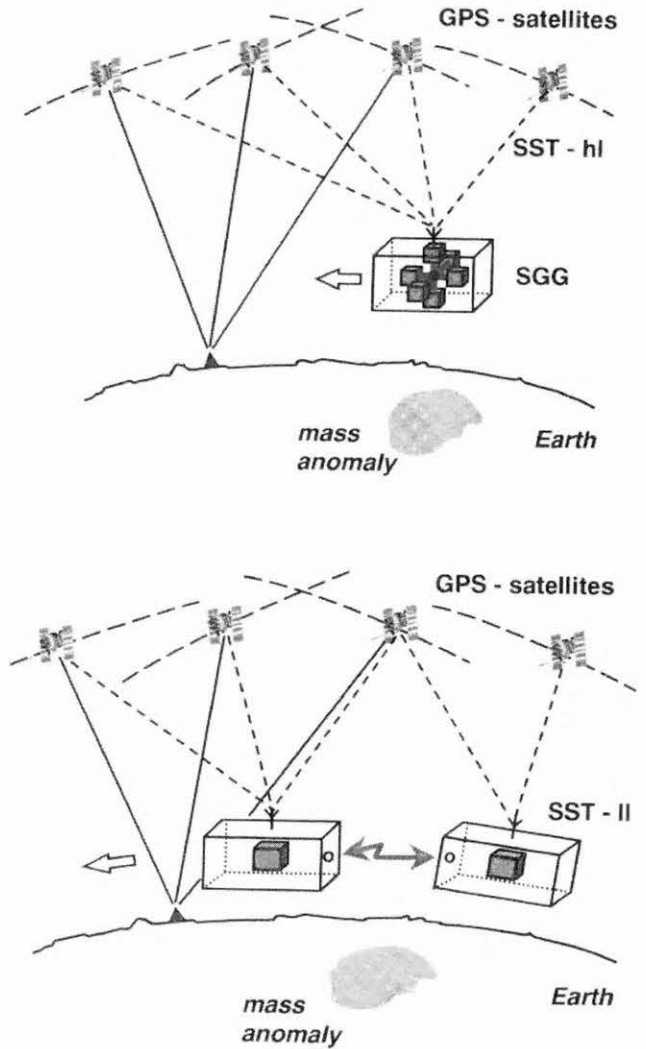
— 1 cm geoidmagasság lesz.

A GOCE kísérlet nagyon jelentős erőssége az lesz, hogy a gravitációs térnek egyidejűleg négy független komponensét (V_{xx} , V_{yy} , V_{zz} és V_{xz}) eredményezi. Ez olyan, mintha a tér négy egymást kiegészítő képét vennék fel. Ez nagyban

javítani fogja a gravitációs tér egyes elemeinek szétválaszthatóságát és azonosítását.

5. Kitekintés

Csakúgy, mint a torziós inga esetében, a GOCE gradiométer pontosságát a mérőtömegek közötti kar hossza határozza meg. Ez a GOCE esetében csak 0,5 m. Ha szerkeszthető egy gradiométer hosszabb karral, mondjuk 5 m-esel, 5 km-esel vagy éppen 250 km-esel, akkor a gradiométer pontossága rendkívüli mértékben növelhető. Természetesen 250 km-es gradiométerkart nehéz építeni, de valami ezzel azonosat ért el a GRACE kísérlet.



3. ábra. A GOCE (fent) és a GRACE (lent) alapelve. A GOCE kombinálja a szatellit gravitációs gradiometriát (SGG) egy „high-low satellite-to-satellite tracking”-gel (SST-hl). A GRACE két azonos, alacsony pályán keringő műhold közötti távolságmérésen alapszik, amit még SST-hl-lel is kombinálnak. Mindkét műhold 3-D gyorsulásmérőkkel van felszerelve. A GRACE tehát úgy is értelmezhető, mint egy 250 km hosszú karral rendelkező gradiométer

Fig. 3. The principles of GOCE (top) and GRACE (bottom). GOCE combines satellite gravity gradiometry (SGG) with high-low satellite-to-satellite tracking (SST-hl). GRACE is based on the inter-satellite distance measurement between two low orbiters in the same orbit, also combined with SST-hl. Both satellites are equipped with a 3-D accelerometer. GRACE can be interpreted as a gradiometer with an arm length of 250 km

A GRACE egy NASA-kísérlet, amelyben jelentős volt a német közreműködés. Sikerrel lótték fel 2002. március 17-én és ez az első nagy felbontású, kimondottan gravitációs célú műhold, amely valaha is keringett. A GRACE két azonos műholdból épül fel, amelyek egymást azonos pályán 250 km távolságban követik. A relatív távolságot a két műhold között folyamatosan körülbelül 1 μm pontossággal mérik. Mindkét műhold fel van szerelve egy-egy, a tömegközéppontba helyezett háromdimenziós precíziós gyorsulásmérővel. Így a konfiguráció egy óriás, 250 km-es karú, egykomponenses gradiométernek tekinthető. A GRACE technikai problémái közé tartozik elsősorban a relatív távolság folyamatos és pontos mérése, valamint a két műhold repülési konfigurációjának aktív karbantartása. A GRACE körülbelül 400 km-es magasságban kering és ötéves küldetése alatt lassan fog süllyedni. A GRACE a Föld nehézségi erőterének hosszú és közepes hullámhosszú szerkezetét fogja mérni a legnagyobb pontossággal. Még arra is képes lesz, hogy olyan időleges változásokat észleljen, amelyeket az atmoszféra, az óceánok, a talajvíz és a jégtakaró tömegváltozásai okoznak. A GOCE ezzel szemben a lehető legnagyobb térbeli felbontással a stacionárius nehézségi erőter meghatározására fog törekedni. A GOCE, illetve a GRACE alapelvét a 3. ábra mutatja be.

A gravitáció szimbóluma a hulló alma. EÖTVÖS a Balatonon végzett méréseiből képes volt a Föld nehézségi erőterének geometriai szerkezetét, vagyis a nívófelület és a függővonal görbületét meghatározni. MISNER et al. [1970] az alma görbült felületének példájával magyarázza a tér-idő görbületének meghatározását. Szomszédos geodéziai vonalak mentén két hangya sétál az alma felszínén az A , illetve A' pontokról a B , illetve B' pontokba. Séta közben relatív távolságukat folyamatosan mérik. A mérésekből kiszámítják az alma helyi görbületét (vagyis a Riemann-tenzornak — amely az Eötvös-tenzor téridőre történő általánosítása — a megfelelő elemeit). A hangyák kísérlete olyan, mint a földi gravitációs tér változásainak mérése a térben, azaz megfelel a GRACE kísérletnek, vagy a GOCE gradiometriának, illetve EÖTVÖS Loránd torziósinga-méréseinek.

- BIRÓ P. 1989: What is "Gravity" in fact? *In: Gravity, Gradiometry and Gravimetry (Eds: R. RUMMEL, R. G. HIPKIN). IAG-Symposia 103, 1-8, Springer, Heidelberg*
- ESA 1999: The four candidate earth explorer core missions — Gravity Field and Steady State Ocean Circulation Mission. European Space Agency, SP-1233 (1)
- FEYNMAN R. P., LEIGHTON R. B., SANDS M. 1983: The Feynman lectures on physics. Addison Wesley, Reading Ma.
- FISCHBACH E., SUDARSKY D., SZAFAER A., TALMADGE C., ARONSON S. H. 1986: Reanalysis of the Eötvös experiment. *Physical Review Letters* **56**, 1, 3-6
- JUNG K. 1961: Schwerekraftverfahren in der angewandten Geophysik. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig
- MISNER C. W., THORNE K. S., WHEELER J. A. 1970: Gravitation. Freeman, San Francisco
- MÜLLER J. 2001: Die Satellitengradiometriemission GOCE: Theorie, technische Realisierung und wissenschaftliche Nutzung. Deutsche Geodätische Kommission, C-541, München
- NRC 1997: Satellite gravity and the geosphere, committee on earth gravity from space. National Research Council, National Academy Press, Washington, D.C.
- RUMMEL R. 1986: Satellite gradiometry. *In: Mathematical and Numerical Techniques in Physical Geodesy (Ed. H. SÜNKEL). Lectures Notes in Earth Sciences 7, 318-357*
- RUMMEL R., BALMINO G., JOHANNESSEN J., VISSER P., WOODWORTH P. 2002: Dedicated gravity field missions — principles and aims. *Journal of Geodynamics*, **33**, 1-2, 3-20
- SELÉNYI P. 1953: Roland Eötvös Gesammelte Arbeiten. Akadémiai Kiadó, Budapest
- TÓTH Gy., RÓZSA Sz., ÁDÁM J., TZIAVOS I. N. 2002: Gravity modelling by torsion balance data — a case study in Hungary. *In: Vistas for Geodesy in the New Millennium, (Eds J. ÁDÁM, K. P. SCHWARZ). IAG-Symposia 125, Springer, Heidelberg*
- WELLS W. C. (Ed.) 1984: Spaceborne gravity gradiometers. NASA conference publication 2305, Greenbelt, Maryland