

A NEHÉZSÉGI ERŐTÉR IDŐBELI VÁLTOZÁSA A TALAJVÍZSZINT INGADOZÁSÁNAK HATÁSÁRA

Völgyesi Lajos*, Csapó Géza**, Szabó Zoltán**, Tóth Gyula*



Time variations of gravity influenced by the groundwater fluctuation – Gravity effects of different types of moving vadose and groundwater were investigated. The magnitude of the time variation of non-tidal part of gravity was evaluated for the complete area of the Great Hungarian Plain based on the groundwater fluctuation, which can reach a maximum of 60-70 μ Gal. Reliability of measurements on the Hungarian national gravimetric calibration line was investigated in this respect.

Keywords: time variation of gravity, gravity effect of groundwater fluctuation, national gravimetric calibration line

Kutatásaink során a felszín közeli vizek mozgásának gravitációs hatását és a nehézségi erőter időbeli változásának kapcsolatát vizsgáltuk. Meghatároztuk a nehézségi erőternek az Alföld teljes területére a talajvízszint ingadozása következtében várható változását, amely a vizsgálataink szerint akár a 60-70 μ Gal értéket is elérheti. Ennek tükrében megvizsgáltuk a magyarországi gravitációs kalibráló alapvonalon végzett mérések megbízhatóságát.

Kulcsszavak: nehézségi erőter, időbeli változás, talajvízszint ingadozás, kalibráló alapvonal

1 Talajvízszint ingadozás hatása a kőzetek sűrűségének változására

Korábban kimutattuk, hogy a talajvízszint ingadozása a graviméteres mérési pontosságot meghaladó mértékben befolyásolhatja a nehézségi erő értékét (Csapó et al. 2003, Csapó és Völgyesi 2005, Völgyesi et al. 2004, 2005). Ezt követően megpróbáltunk adatokat gyűjteni az ország különböző területeiről arra nézve, hogy a talajvíz megjelenése milyen mértékben befolyásolja a felszín közeli fiatal, laza üledékes képződmények sűrűségét.

Vizsgálatainkhoz mérnökgeofizikai adatokat használtunk fel. A mérnökgeofizikai szondázás során a felszínhez rögzített hidraulikus berendezés segítségével 43 mm átmérőjű szondát nyomnak a felszín közeli képződményekbe. A behatolás mélysége a képződmények fizikai paramétereitől függően néhányszor 10 m. A szonda lehatolása során folyamatosan regisztrálják a harántolt képződmények nyomószilárdságára, agyagtartalmára és térfogatsúlyára vonatkozó paramétereket. Az 1. ábrán példaként ilyen szondázás görbét mutatjuk be (a jobb oldalon a mélység látható [m]-ben, a nyíl a talajvízszint mélységét jelzi). A szondák kis átmérője következtében az eredeti települési viszonyok csak elhanyagolható mértékben változnak meg, így a módszer a képződmények „in situ” vizsgálatára alkalmas. Esetünkben a térfogatsúly, vagy ahogy a gravitációs kutatásokban nevezzük, a sűrűségméréseknek van jelentősége. A sűrűség meghatározása γ - γ mérésekkel történik, amelyek során a Compton-effektust felhasználva egy sugármérő szondához illesztett mesterséges forrás γ sugárzásának a harántolt rétegben történő szóródását regisztrálják. A szonda végére, a sugármérő detektor alá, megfelelő aktivitású, általában Cs¹³⁷ izotópot tartalmazó toldatot szerelnek. A sugárforrás és a detektor közötti közvetlen útvonalat ólom-árnyékolás zárja le. Így a sugárforrásból a detektorhoz csak kerülő úton, a környező térrészből (ez legfeljebb 30–40 cm sugarú gömb) az ott elhelyezkedő atomokkal ütköző, és azokon irányt változtató részecskék juthatnak. A szondákat ismert sűrűségű etalonokban végzett mérésekkel kalibrálják. A kalibráció segítségével a szondázás során mért sugárzási adatok közvetlenül sűrűség adatokká transzformálhatók. A mérőszonda eltávolítása után

* Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, Általános és Felsőgeodézia Tanszék
Magyar Tudományos Akadémia Felsőgeodéziai és Geodinamikai Kutatócsoport
H-1521 Budapest, E-mail: volgyesi@eik.bme.hu, gtoth@sci.fgt.bme.hu

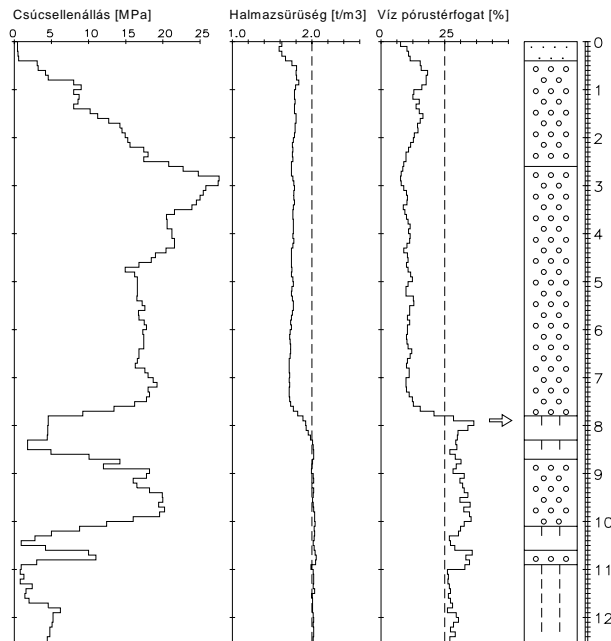
** Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, H-1145 Budapest, Kolumbusz utca 17-23
E-mail: csapo@elgi.hu

visszamaradó kis átmérőjű lyuk csak ritkán omlik össze azonnal, így legtöbb esetben, ha arra igény mutatkozik, a nyugalmi vízszint közvetlenül meghatározható.

Szerencsére az elmúlt évek során az ország számos pontján végeztek különböző célokból mérnök-geofizikai szondázásokat. Ezek adatainak felhasználásával lehetőségünk nyílt megvizsgálni a talajvíz által a laza üledékekben okozott sűrűségváltozás nagyságának területi eloszlását. Vizsgálataink során az ország 24 különböző területén, főleg az Alföldön, összesen több mint 250 szondázás regisztrátumából meghatároztuk a talajvíz által okozott sűrűségváltozás mértékét.

A 24 területből azon körzetekben, ahol 10-nél több szondázás állt rendelkezésünkre, meghatároztuk a területi átlagot. Az 1. táblázatban néhány jellegzetes érték látható.

Az Alföld területére vonatkozó 121 adat átlaga $300 \pm 50 \text{ kg/m}^3$. A szokásos módon 1 m vastagságú Bouguer-lemezzel számolva ekkora sűrűségváltozás a nehézségi erő $12.6 \pm 2 \mu\text{Gal}$ változását okozza.



1. ábra. A mérnökgeofizikai szondázások jellegzetes eredménygörbéje. A jobb oldali skála a mélységet jelöli [m] egységben. A nyíl a talajvízszint mélységét mutatja

1. táblázat. A talajvíz által okozott sűrűségváltozás mértéke

| | $\Delta\rho$ [kg/m ³] |
|----------------|-----------------------------------|
| Kecskemét | 260 ± 70 |
| Dunaharaszti | 340 ± 50 |
| Szekszárd | 210 ± 50 |
| Püspökszilágyi | 320 ± 90 |
| Bonyhád | 220 ± 50 |
| Berhida | 230 ± 110 |

2 A talajvízszint ingadozás gravitációs hatása

Miután áttekintettük a sűrűségváltozási viszonyokat, fordítsuk figyelmünket a talajvízszint ingadozásának vizsgálatára! 1950–55 között a Magyar Állami Földtani Intézet nagyszabású talajvíz-térképezést végzett az ország síkvidéki részein (Rónai 1956). A térképezés során több mint

1 000 000 ásott talajvízkút és közel 16 000 fűrt kút adatait mérték meg és jegyezték fel. Az országos felmérés egyik legfontosabb feladata a talajvízszint felszín alatti mélységének meghatározása volt. A vízszintmérések tavasztól őszig, a teljes terepi időszakban folytak, ezért az évszakos változásokat az adott területre eső, a VITUKI által folyamatosan észlelt kutak adatai alapján azonos időpontra kellett vonatkoztatni. Az 1 m évi szintingadozást mutató területeken ettől a korrekciótól eltekintettek.

Méréseik alapján az alábbi figyelemre méltó jelenségeket tapasztalták:

- a talajvíz szintje, lesimítottan ugyan, de követi a felszín domborzatát,
- lösszel fedett területeken a talajvíz általában mélyebben helyezkedik el, mint homokfelszín alatt,
- finomszemcsés üledékekben nagyobb a talajvíz járása, mint homokban,
- a talajvíz szintje állandóan ingadozik. Nyári nappalokon a párolgás miatt néhány cm-t süllyed, éjszaka kb. ugyanennyit emelkedik. Nagyobb változásokat (1–2 m-t) észleltek az évi menetben. Nyár elején a kutak vízszintje süllyedni kezd, általában ősszel éri el a mélypontot, majd emelkedik és késő tavasszal éri el legmagasabb állását,
- a magasabb talajvízállás évei nem esnek egybe a legcsapadékosabb évekkel.

Ez utóbbi felveti a talajvíz utánpótlás kérdését. A tapasztalat szerint az Alföldön az évi átlagos csapadék alig elegendő a növényzet táplálására. A nyári csapadék nagy része elpárolog, még a hosszabb esős időszakok sem nedvesítik át 20–30 cm-nél mélyebben a talajt. Egyedül az őszi-téli csapadék jut le mélyebbre a felszín alá, de az átnedvesedés így is ritkán haladja meg az 1–1.5 m-t. Tehát az átnedvesedés alsó határa csak ott érintkezik a talajvíztükörrel, ahol annak felszíne nem haladja meg ezt a mélységet. Mindebből az következik, hogy a talajvíz utánpótlása nem közvetlenül a csapadékból származik. A vízutánpótlás a geológusok körében is sokat vitatott kérdés. Egyes elképzelések szerint a hegyekből lezúduló bőséges csapadékvíz a medenceperemi durva lejtőtörmenleken keresztül jut a felszín alá, majd szivárog az Alföld belseje felé. Mások szerint részben a kompaktáció (közettömörödés) által kiszorított mélybeli víz képezi a talajvíz utánpótlását. Valószínűleg mindkét lehetőségnek szerepe van a tényleges folyamatokban.

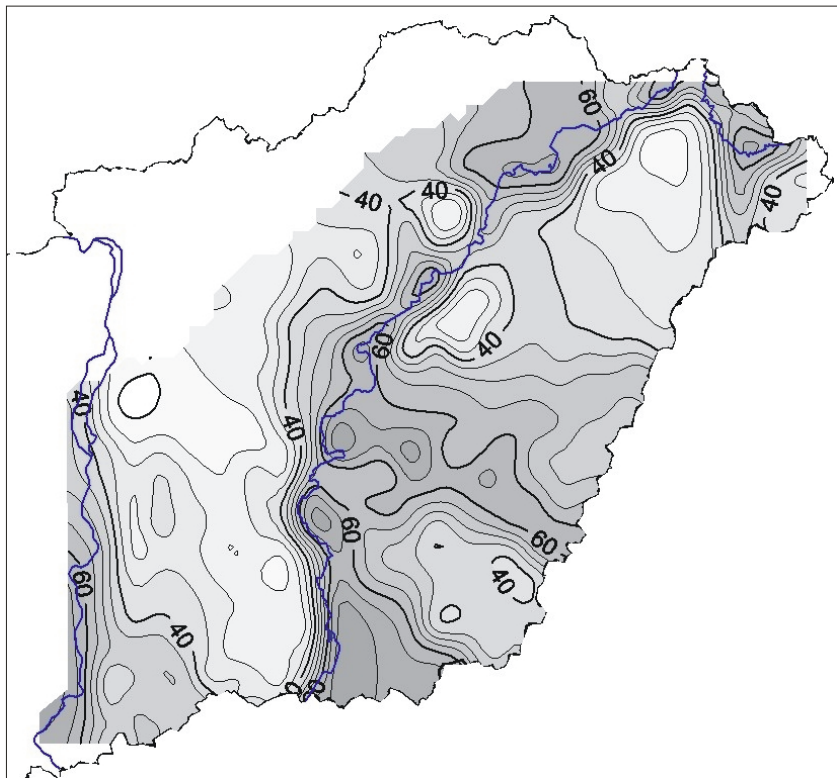
Néhány, folyamatosan regisztrált kút esetében a 2. táblázatban példaként bemutatjuk, hogy egy éven belül miként változik a talajvízszint-ingadozás okozta gravitációs hatás. A táblázat első oszlopában a helyszín megjelölése alatt szerepel a megfigyelések időintervalluma. Minden kútnál kiválasztottuk a legnagyobb, illetve legkisebb évi ingadozást mutató sorozatot, ezek évszáma szerepel a második oszlopban. A hónapok neve alatt feltüntettük az adott hónap középvízállásának a legmagasabb vízállású hónaphoz, mint 0-hoz viszonyított gravitációs hatását μGal -ban. A számításkor – mérnökgeofizikai szondázások hiányában – az Alföldre megállapított átlagos sűrűség növekedést alkalmaztuk. Az utolsó oszlopban a teljes észlelési intervallumban észlelt legnagyobb és legkisebb havi középvízállás különbségének megfelelő gravitációs hatás látható.

2. táblázat. Néhány talajvíz megfigyelő kútban az adott megfigyelési időszakban észlelt legnagyobb ill. legkisebb éves talajvízszint változásából számított gravitációs hatás μGal -ban

| Helyszín | év | Jan. | Feb. | Már. | Ápr. | Máj. | Jún. | Júl. | Aug. | Sze. | Okt. | Nov. | Dec. | Max. |
|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| D.újváros | 1979 | 12.9 | 5.3 | 1.3 | 0.3 | 0.0 | 6.8 | 10.3 | 14.7 | 18.2 | 19.7 | 19.4 | 17.5 | 48.9 |
| 1955-1995 | 1994 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| Érd | 2000 | 3.0 | 2.3 | 3.5 | 0.0 | 7.0 | 14.5 | 20.0 | 23.4 | 26.4 | 27.5 | 25.9 | 23.8 | 46.6 |
| 1952-2000 | 1989 | 4.8 | 4.1 | 3.4 | 1.3 | 0.8 | 0.0 | 0.9 | 4.0 | 4.8 | 6.3 | 6.4 | 5.9 | |
| Pécs | 1957 | 1.0 | 0.0 | 1.1 | 4.1 | 5.9 | 8.4 | 10.8 | 16.7 | 23.4 | 24.0 | 10.4 | 2.1 | 28.3 |
| 1952-1985 | 1975 | 1.8 | 2.9 | 3.6 | 2.8 | 4.5 | 1.9 | 2.1 | 3.4 | 2.3 | 2.8 | 1.6 | 0.0 | |
| Szécsény | 2000 | 5.5 | 3.4 | 2.1 | 0.0 | 2.3 | 5.0 | 6.9 | 8.5 | 10.1 | 11.3 | 11.8 | 12.2 | 13.2 |
| 1968-2000 | 1998 | 2.9 | 2.6 | 3.0 | 2.6 | 0.5 | 0.3 | 0.9 | 2.6 | 2.3 | 1.9 | 0.5 | 0.0 | |

Rónai és munkatársai a folyamatosan regisztrált adatok alapján az Alföld területére megszerkesztették az 1933–1955 közötti időszakban észlelt legmagasabb és legalacsonyabb havi közép-vízállások

különbségének térképét. A térképből leolvasható, hogy a nagyobb folyók közelében a szintváltozás elérte, sőt helyenként meg is haladta a 6 m-t. Ugyanakkor pl. a Nyírség, vagy a Duna-Tisza közének egyes részein a vízszint változás mértéke 2 m alatt maradt. Térképüket 10 km-es négyzetháló sarokpontjaiban történő kiolvasással digitalizáltuk. Az így kapott vízszint-változások és az Alföldre a fentiekben ismertetett módon megállapított sűrűségváltozás ismeretében meghatároztuk a négyzetháló sarokpontjaira a talajvíz-ingadozás okozta gravitációs hatást. Ennek értékei 20–70 μGal -t elérő változásokat mutatnak. Ezen adatrendszer alapján az Alföld területére megszerkesztettük a talajvíz ingadozás okozta maximális gravitációs változás 2. ábrán látható területi eloszlását. A térképről leolvasható, hogy az Alföld egyes területrészein mekkora gravitációs hatást okozhat a talajvízszint ingadozása.



2. ábra. Az 1933-53 között észlelt legnagyobb talajvízszint-változás gravitációs hatásának területi eloszlása az Alföldön μGal -ban

A térkép alapján arra gondolhatnánk, hogy a nehézségi erőter nem árapály jellegű változását vizsgáló nagy pontosságú méréseknél egyszerűen csak meg kell határozni a talajvízszint mindenkori állását, ebből a talajvíz által okozott sűrűségváltozás nagyságát, majd a megismételt méréseknél az adatokban beállt változások felhasználásával korrigálni az észlelt nehézségi adatokat. A helyzet a valóságban azonban nem ilyen egyszerű, mivel az Alföldre vonatkozó talajvíz térképe nem elégíti ki a talajvíz klasszikus fogalmát. Talajvíz alatt ugyanis az első vízzáró réteg fölötti porózus rétegben elhelyezkedő vizet értjük. Ez a víztartó réteg rendszerint a felszínig ér és felülről nem zárja le egy nyomást előídező, vizet át nem eresztő réteg. Rónai és munkatársai vizsgálatai azonban azt mutatják, hogy az Alföld nagyobbik részén a kutakban feltárt víz nem felel meg ezeknek a követelményeknek. A felszín sok helyen vizet át nem eresztő képződmények fedik és az ásott kutak is a felső vízzáró réteg alatti rétegvizet tárják fel. Az ilyen kutakban a nyugalmi vízszint a rétegyomás miatt akár 1–2 m-rel magasabban helyezkedik el, mint a tényleges talajvízszint. A kútban észlelt szintin-

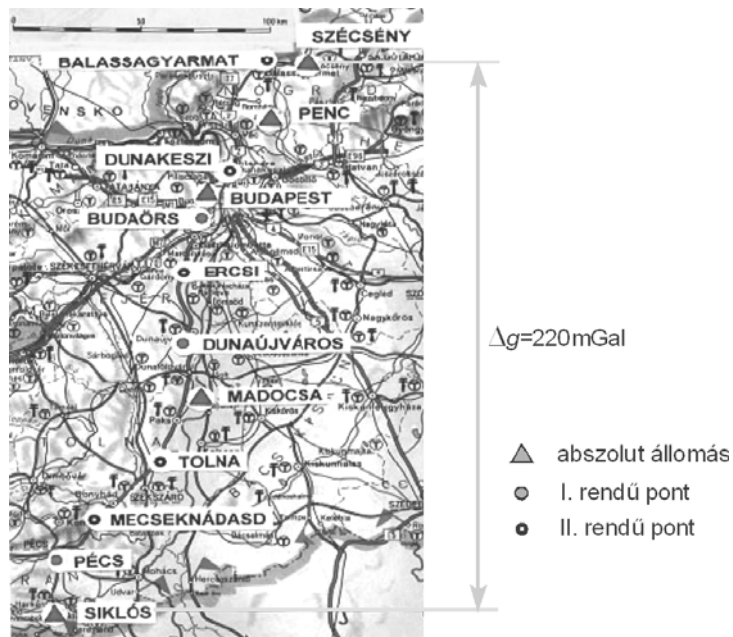
gadozás tehát nem a talajvíz szintjének változása miatt, hanem a rétegben beálló nyomásváltozás következtében jön létre. A nyomásváltozásnak viszont nincs gravitációs hatása.

3 A csapadék hatása a gravitációs mérésekre

Ezek után érdemesnek találtuk megvizsgálni a csapadék hatását a gravitációs mérésekre. Az egyszerűsítő szabály szerint a csapadék 1/3 része elfolyik, 1/3 része elpárolog és 1/3 része beszivárog a talajba. A valóságban ezek az arányok nagymértékben függenek a csapadék intenzitásától, a domborzati viszonyoktól, a hőmérséklettől és a talaj vízáteresztő képességétől. Fentiek ellenére tételezzük fel, hogy egy 120 mm csapadékot hozó felhőszakadás következtében 40 mm csapadék beszivárog a talajba. Ennek gravitációs hatása $\approx 1.7 \mu\text{Gal}$. Természetesen télen a csendesebb esők és a hóolvadás miatt a csapadék nagyobb része szivároghat a talajba. Feltételezve, hogy az országosan 600 mm-nek tekinthető évi átlagos csapadékmennyiség fele hull az őszi-téli időszakban, és ennek fele, azaz mintegy 150 mm szivárog be a talajba, ennek gravitációs hatása $\approx 6.3 \mu\text{Gal}$ lenne. Láthatjuk tehát, hogy a talajvíz járásától függetlenül a beszivárgó csapadék is okozhat néhány μGal értékű gravitációs változást.

4 A nehézségi erőter időbeli változása a magyarországi kalibráló alapvonalon

Érdekes következtetések vonhatók le az eddigiek ismeretében a magyarországi gravitációs kalibráló alapvonalon végzett mérésekkel kapcsolatosan. A mintegy 220 mGal nehézségi intervallumú Siklós-Szécsény közötti kalibráló alapvonalon végzett mérések közül az ELGI legtöbb mérési sorozatával rendelkező 1919 jelű LCR graviméterének eredményeit vizsgáltuk. A kalibráló méréseket több mint húsz éve végzik tapasztalt észlelők. A vizsgálatoknál feltételeztük, hogy a graviméter méretaránytényezője nem változott a mérések megbízhatóságát meghaladó mértékben a vizsgált időszakban. Ilyen hosszú időtávon már nem tekinthetünk el a nehézségi gyorsulás esetleges hosszúidejű változásaitól, az adott pont környezetének változó talajvízszintjéből származó hatástól és a vizsgált műszer tulajdonságainak (pl. a mérőrugó reológiai tulajdonságainak) esetleges változásaitól sem. Ezen hatásokat a mérési eredmények eltéréseibe tudtuk be.



3. ábra. A magyarországi gravitációs kalibráló alapvonal pontjai

Az alapvonal három különböző földtani szerkezet területén halad át, ami mind az esetleges kéregmozgások különböző mértéke, mind hidrogeológiai szempontok miatt érdekes lehet. Ezeknek a hatásoknak a modellezésére és szétválasztására vannak kísérletek a GGP (Global Geodynamics Project) keretében, de sajnos ezek a hatások helyfüggők. Több éves és folyamatos gravitációs, GPS, talajvízszint, talajnedvesség, stb. együttes mérése szükséges ezen hatások modellezésére (Amalvici et al, 2004; Crossley et al, 2004; Kroner et al, 2004; Llubes et al, 2004; Harnisch et al, 2006; Neumeyer et al, 2006). A mérési kapcsolatok eredményeit a 3. táblázatban foglaltuk össze.

Az alapvonalon a szomszédos pontok közötti méréseket általában a kora tavaszi, vagy/és a késő őszi hónapokban hajtottuk végre. A mérések feldolgozása során minden esetben a belső pontosság vizsgálatánál szokásos javításokat alkalmaztunk (Csapó 2006). Független mérési eredménynek valamely két szomszédos pont között az *A1-B1-A2-B2-A3* sorrendben végzett mérésből számítható 4 db Δg érték átlagát tekintjük. Az egyes kapcsolatokat valamennyi mérési ciklusban egyszer mértük, ismétlésre csak ún. durva hiba esetén került sor.

3. táblázat. A kalibráló alapvonal mérési eredményei 1984 és 2004 között (az értékek mGal-ban)

| dátum | 81- 101.10 | 101.10- 102 | 102- 103 | 103- 104 | 104- 4100 | 4100- 106 | 106- 107.10 | 107.10- 82 | 82- 4224 | 4224- 4223 |
|--|---------------|----------------|-------------|-------------|--------------|--------------|----------------|---------------|-------------|---------------|
| 1984.12 | 15.790 | 45.016 | 36.434 | 16.456 | 3.274 | 28.204 | 33.985 | (1.666) | 8.152 | 20.535 |
| 1985.04 | 15.821 | 45.056 | 36.449 | 16.453 | 3.287 | 28.214 | 33.983 | 1.703 | 8.171 | 20.549 |
| 1986.04 | 15.820 | 45.039 | 36.473 | 16.452 | 3.266 | 28.218 | 33.987 | 1.695 | 8.171 | 20.548 |
| 1986.10 | 15.797 | 45.027 | 36.471 | 16.461 | 3.282 | 28.212 | 33.987 | 1.685 | 8.161 | 20.550 |
| 1987.03 | 15.792 | 45.031 | 36.464 | 16.445 | 3.284 | 28.234 | 33.992 | 1.670 | 8.184 | 20.556 |
| 1987.10 | 15.820 | 45.029 | 36.471 | 16.505 | 3.299 | 28.205 | 33.978 | 1.667 | 8.146 | 20.570 |
| 1988.04 | 15.814 | 45.040 | (36.432) | (16.526) | 3.267 | (28.148) | (33.939) | (1.666) | 8.146 | 20.536 |
| 1989.03 | 15.814 | 45.040 | (36.432) | (16.526) | 3.266 | 28.221 | 33.969 | 1.673 | 8.162 | 20.536 |
| 1989.10 | 15.807 | 45.044 | 36.440 | 16.424 | 3.267 | (28.148) | (33.939) | (1.666) | 8.146 | 20.536 |
| 1990.11 | 15.838 | 45.029 | 36.484 | 16.463 | 3.280 | 28.220 | 33.971 | 1.686 | 8.144 | 20.531 |
| 1991.04 | 15.820 | 45.035 | 36.466 | 16.463 | 3.278 | 28.220 | 33.965 | 1.691 | 8.154 | 20.544 |
| 1991.10 | 15.826 | 45.026 | 36.475 | 16.449 | 3.278 | 28.225 | 33.940 | 1.690 | 8.163 | 20.554 |
| 1992.03 | 15.823 | 45.034 | 36.472 | 16.444 | 3.292 | 28.230 | 33.968 | 1.688 | 8.174 | 20.544 |
| 1992.10 | 15.838 | 45.033 | 36.459 | 16.459 | 3.289 | 28.221 | 33.954 | 1.673 | 8.178 | 20.534 |
| 1993.03 | 15.811 | 45.040 | 36.470 | 16.437 | 3.284 | 28.213 | 33.966 | 1.706 | 8.184 | 20.542 |
| 1993.10 | 15.824 | 45.028 | 36.473 | 16.439 | 3.265 | 28.243 | 33.966 | 1.691 | 8.174 | 20.517 |
| 1994.10 | 15.822 | 45.040 | 36.460 | 16.455 | – | 28.224 | 33.965 | 1.675 | 8.170 | 20.532 |
| 1995.05 | 15.825 | 45.027 | 36.449 | – | – | 28.251 | 33.996 | 1.722 | 8.187 | 20.533 |
| 1998.06 | (15.769) | (44.973) | 36.493 | – | – | 28.217 | 33.968 | 1.697 | 8.172 | 20.555 |
| 2000.08 | 15.796 | 45.016 | 36.478 | 16.443 | – | 28.230 | 33.962 | 1.697 | 8.166 | – |
| 2001.03 | 15.794 | 45.024 | 36.485 | – | – | 28.237 | 33.959 | 1.730 | 8.195 | – |
| 2002.02 | 15.793 | 45.044 | 36.471 | – | – | 28.221 | 33.957 | 1.683 | 8.159 | – |
| 2003.04 | 15.803 | 45.053 | 36.444 | – | – | 28.234 | (33.936) | 1.697 | 8.152 | – |
| 2004.04 | – | – | 36.449 | – | – | 28.226 | 33.948 | (1.666) | – | – |
| a teljes adatsorok statisztikai adatai | | | | | | | | | | |
| átlag | 15.813 | 45.027 | 36.464 | 16.457 | 3.281 | 28.218 | 33.969 | 1.688 | 8.165 | 20.544 |
| szórás | ± 0.020 | ± 0.021 | ± 0.016 | ± 0.023 | ± 0.010 | ± 0.022 | ± 0.019 | ± 0.017 | ± 0.016 | ± 0.013 |
| <i>n</i> | 23 | 24 | 24 | 19 | 17 | 24 | 24 | 24 | 24 | 20 |
| Δ_{max} | 0.092 | 0.083 | 0.061 | 0.102 | 0.034 | 0.103 | 0.067 | 0.064 | 0.074 | 0.053 |
| statisztika a χ^2 próba eredménye alapján | | | | | | | | | | |
| átlag | 15.813 | 45.032 | 36.465 | 16.453 | 3.281 | 28.224 | 33.970 | 1.691 | 8.165 | 20.544 |
| szórás | ± 0.015 | ± 0.013 | ± 0.015 | ± 0.017 | ± 0.010 | ± 0.012 | ± 0.015 | ± 0.016 | ± 0.016 | ± 0.013 |
| <i>n</i> | 23 | 23 | 22 | 17 | 17 | 22 | 21 | 20 | 24 | 20 |
| Δ_{max} | 0.071 | 0.063 | 0.059 | 0.081 | 0.034 | 0.047 | 0.056 | 0.063 | 0.074 | 0.053 |

A 3. táblázatban a mérések ideje (év, hónap) és az egyes kapcsolatok javításokkal ellátott és azonos, $m = 1.0$ méretaránytényezővel számított – kiegyenlítés előtti – mért Δg értékei szerepelnek előjel nélkül. A kapcsolatokat a pontok katalógusszámának feltüntetésével jelöltük (81=Siklós, 101.10=Pécs, 102=Mecseknádasd, 103=Tolna, 104=Madocsa, 4100=Dunaújváros, 106=Ercsi, 107.10=Budaörs, 82=Budapest, 4224=Dunakeszi, 4223=Rétság). Kiszámítottuk a Δg mérési eredmények átlagát, szórását, feltüntettük az adott kapcsolaton végzett mérések n számát és meghatároztuk az egyes kapcsolatok húsz év alatt előforduló legnagyobb Δmax eltéréseit. A mérési eredményekre χ^2 próbával normalitás vizsgálatot végeztünk azokra a kapcsolatokra, amelyeknél az évek során $n \geq 15$ volt. A 0.997 konfidencia szinten (3σ) végzett próba valamennyi vizsgálatba vont mérest normális eloszlásúnak mutatta és még a 0.92 szinten is csupán néhány adatot vetett el (ezeket a 3. táblázatban zárójelbe tettük).

Megjegyezzük, hogy az egyes kapcsolatok húsz éves intervallumban végzett mérési eredményeinek helyenként 60-70 μGal -os eltéréseinek számos oka lehet, ezek közül a legfontosabbak:

- Mind a graviméter méretaránytényezője, mind a kalibráló alapvonal pontok hitelesnek tekintett nehézségi gyorsulási értékei változhattak (ill. változtak) a vizsgált hosszú idő alatt,
- Az egyes mérési ciklusokban más-más lehetett a felszínhez közeli talajvízszint állása, illetve a rétegek nedvességtartalma. Ezek meghatározására (mérésére) gazdasági okok miatt nem volt (és ma sincs) lehetőségünk, jóllehet nagypontosságú méréseknél ezektől a hatásoktól nem lehet eltekinteni,

Nem vettük figyelembe a graviméter mérőrendszerének periódikus hibáit, mert ezek közül az 1 és 3 mGal szerint periódikus hibákat csak a legutóbbi időben volt lehetőségünk meghatározni, a hosszabb periódusúakat pedig máig nem ismerjük.

A vizsgálatok eredményeiből az alábbi két fontos megállapítás tehető:

1. nincs korrelációs kapcsolat a mért mennyiség nagysága és a szórás között (a vizsgált mérési eredmények szórása a mérések számától függően ± 0.010 - 0.023 mGal, átlagosan ± 0.016 mGal),
2. nincs szoros összefüggés a mért mennyiségek nagysága és a húsz év alatt előforduló legnagyobb Δmax eltérések között sem.

Feltűnő viszont, hogy az egyes kapcsolatok Δmax értékei lényegesen nagyobbak, mint a hozzájuk tartozó szórások. Ez azt jelenti, hogy a nagyobb időtávlatokban ismételt mért kapcsolatok esetén erősen eltérő Δg értékeit nem a graviméterek mérési megbízhatóságának romlása, hanem a mérések korábban említett külső körülményeinek és az erőternek a változásai befolyásolják. Ennek különösen az alaphálózatok szempontjából van nagy jelentősége, ugyanis ha egy országos alaphálózat mérési ideje több évet igényel és az időbeli változások nem egyenletesek a hálózattal lefedett területen, akkor a hálózat megbízhatósága – a kényszerértékek változatlanul tartása mellett – változik az egyes hálózatrészeknek annak függvényében, hogy ott milyen mértékű volt az erőter időbeli változása. Ezek a változások igénylik – egyéb okok mellett – az országos hálózatok, illetve a kalibrációs alapvonalak főpontjainak 10-15 évenkénti újramérését.

Az újabb hálózatokban egyre több abszolút állomást (ún. nulladrendű hálózati pontokat) telepítenek. Ezek rendszeres újramérése lehetőséget nyújt a teljes hálózat stabilitásának ellenőrzéséhez, illetve a nehézségi erőter lokális/regionális időbeli változásának tanulmányozásához is. Minél több abszolút állomás szerepel egy hálózatban, annál gazdaságosabb az alsóbbrendű hálózatrészek újramérése, mert behatárolhatóak azok a területek, ahol a hálózati pontok nehézségi gyorsulás értékeinek változásai meghaladják a hálózati középhibát, illetve az átlagos ponthibát.

5 Összegezés

A magyarországi gravitációs kalibráló alapvonalon mintegy 20 évre visszatekintő nagypontosságú graviméteres mérések megbízhatóságára ± 15 - 20 μGal érték adódott, miközben a mérések több hónappal későbbi megismétlésekor a kapott értékekben akár 80-100 μGal eltérés is tapasztalható volt. Vizsgálatainkból arra a következtetésre juthatunk, hogy a graviméteres mérések pontosságának már

nem műszerteknikai korlátai vannak, hanem ezt elsősorban olyan külső körülmények, mint pl. a talajvízszint ingadozása vagy a talajnedvesség változása szabják meg.

Emiatt a nehézségi erő $\pm 80\text{-}100 \mu\text{Gal}$ -t meg nem haladó mértékű változásait még akkor is kellő kritikával kell fogadnunk, ha a változások azonos jelleget mutatnak. Tőlünk független külső tényezők ugyanis ekkora eltéréseket okozhatnak, amelyeknek meghatározása gyakorlatilag igen nehéz.

Megjegyzés: Kutatásaink a K60657 és a K46718 sz. OTKA támogatásával folynak.

Hivatkozások

- Amalict M, Hinderer J, Makinen J, Rosat S, Rogister Y** (2004): Long-term and seasonal gravity changes at the Strasbourg station and their relation to a crustal deformation and hydrology, *Journal of Geodynamics* 38, 343-353.
- Csapó G, Szabó Z, Völgyesi L** (2003): Changes of gravity influenced by water-level fluctuations... Reports on Geodesy Warsaw Univ. of Technology 64; 1, 143-153.
- Csapó G, Völgyesi L** (2005): Geodéziai és geofizikai módszerek együttes alkalmazása a nehézségi erő tér-időbeli változásainak vizsgálatára, *Geomatikai Közlemények VIII*, 191-198.
- Csapó G** (2006): Accuracy Tests of LCR Model G gravimeters. *Geophysical Transactions*, Vol. 47.
- Crossley D, Hinderer J, Boy JP** (2004): Regional gravity variations in Europe from superconducting gravimeters, *Journal of Geodynamics* 38, 325-342.
- Harnisch G, Harnisch M** (2006): Hydrological influences in long gravimetric data series, *Journal of Geodynamics* 41, 276-287.
- Kroner C, Jahr Th, Jentzsch G** (2004): Results from 44 months of observations with a superconducting gravimeter at Moxa/Germany, *Journal of Geodynamics* 38, 263-280.
- Llubes M, Florsch N, Hinderer J, Longuevergne L, Amalict M** (2004): Local hydrology, the Global Geodynamics Project and CHAMP/GRACE perspective: some case studies, *Journal of Geodynamics* 38, 355-374.
- Neumeyer J, Barthelmes F, Dierks O, Flechtner F, Harnisch M, Harnisch G, Hinderer J, Imanishi Y, Kroner C, Meurers B, Petrovic S, Reigber Ch, Schmidt R, Schwintzer P, Sun HP, Virtanen H** (2006): Combination of temporal gravity variations resulting from superconducting gravimeter (SG) recordings, GRACE satellite observations and global hydrology models, *Journal of Geodesy*, 79; 10-11, 573-585.
- Rónai A** (1956): A magyar medencék talajvíze, az országos talajvíztérképező munka eredményei (1950-55). MÁFI évkönyv XLVI; 1, 245. Műszaki Kiadó, Budapest.
- Völgyesi L, Szabó Z, Csapó G** (2004): Relation between the geological conditions and vertical surface movements in the Pannonian basin, Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York; Series: IAG Symposia, 129, 358-363.
- Völgyesi L, Csapó G, Szabó Z** (2005): Relation between time variation of gravity and Pannonian sediment thickness in the Carpathian basin., Reports on Geodesy, Warsaw University of Technology, 73; 2, 255-262.