

A nehézségi erőtér nem árapály jellegű időbeli változásainak tanulmányozása (OTKA zárójelentés szakmai beszámolója)

A nehézségi erőtér időbeli változása rendszerint számos kiváltó ok együttes hatásának eredőjeként jelentkezik. Ezzel kapcsolatos kutatásaink során több különböző elméleti modellt állítottunk fel, amelyeknek meghatároztuk a fontosabb paramétereit, majd e paraméterek változtatásával kiszámítottuk, illetve megbecsültük az adott modellre vonatkozóan a nehézségi térerősség várható változásait (Völgyesi, 2005a, 2005b, 2005c). A vizsgálatok során olyan lehetséges geológiai, geofizikai modelleket tanulmányoztunk, amelyek a nehézségi erőtér időbeli változásában szerepet játszhatnak.

A nehézségi térerősség változásainak kimutatására illetve ellenőrzésére méréseket is végeztünk. A részben abszolút, részben relatív módszerrel végrehajtott mérésekre elsősorban olyan pontokon került sor, amelyeket a korábbi, hosszú időn át elvégzett nagy pontosságú abszolút és relatív méréseink közül a vizsgálatokra a leginkább alkalmasnak találtunk.

Kutatási eredményeinket a jelen pályázat 4 éves futamideje alatt hazai és nemzetközi konferenciákon 23 nemzetközi és 7 magyar nyelvű előadásban, valamint eddig mintegy 35 publikációban tettük közzé. Tekintettel arra, hogy néhány legújabb kutatási eredményünk még nem jelenített meg nyomtatásban, ezért ezekkel a mostani záró beszámolóban kissé bővebben foglalkozunk. Eredményeinket a kutatási terv pontjai szerint csoportosítva foglaljuk össze.

1. A nehézségi erő változását befolyásoló földtani tényezők vizsgálata

A graviméteres mérések pontossága napjainkra igen magas szintet ért el. Emiatt a μGal mérésértományban már feltétlenül vizsgálnunk kell azokat a külső körülményeket, amelyek befolyásolhatják a mért nehézségi értékeket. E hatásokat elsősorban akkor kell figyelembe vennünk, amikor a mért nehézségi erő változásából a Föld belsejében történő geodinamikai folyamatokra akarunk következtetni.

Ebből a szempontból igen fontos a függőleges felszínmozgás vizsgálata. A szintezési alapponatok esetleges alapozási problémáitól eltekintve a függőleges kéregmozgásként (felszínmozgásként) értelmezett magasságváltozások olyan nagyrészt fiatal üledékekkel borított területen, mint a Pannon-medence, két okra vezethetők vissza: egyrészt az üledékek tömörödésére, másrészt a szerkezeti mozgásokra. Tekintettel arra, hogy az ország területének több mint 70 százalékát fiatal, konszolidálatlan üledékek borítják, ezek anyagától és korától függő tömörödése nyilvánvalóan befolyásolja a szintezési eredményeket. Emiatt mind regionálisan, mind lokálisan megvizsgáltuk a fiatal üledékek elterjedését, korát és vastagságát, valamint a kéregmozgási adatok közötti kapcsolatot. Az üledékek tömörödése következtében előálló szintváltozás hatását korrekcióba véve lehetőség nyílik a belső geodinamikai hatásokra visszavezethető kéregmozgási összetevő meghatározására.

Vizsgálataink kezdetén első lépésben összegyűjtöttük a lehetséges összes információt a magyarországi alsó- és felsőpannóniai képződmények talpmélységéről, valamint a kvarter üledékek vastagságáról. Emellett a magyarországi kéregmozgási szintezési hálózat vonalai mentén 5 km-es távolságokban kiolvastuk a szintváltozási értékeket és a szintezési vonalak ugyanezen pontjaira meghatároztuk az alsó- és felsőpannóniai, valamint a kvarter rétegek talpmélységét. Ezt követően a szintváltozási adatokat a Magyarország teljes területét lefedő 26 különböző szintezési szelvény mentén összevetettük a pannóniai képződmények vastagságával (Völgyesi-Szabó-Csapó, 2004). Megállapítottuk, hogy az adatok viszonylag nagyfokú bizonytalansága ellenére sok szelvényen jelentkezik korreláció az üledékvastagság és a magasságváltozás között. A korreláció oka, hogy a

fiatal fokozatosan süllyedő medencék a feltöltődésük során a rájuk települő fiatalabb rétegek súlyának hatására fokozatosan tömörödnek. Az üledékes kőzetek sűrűségét alapvetően porozitásuk és természetesen a pórusokat kitöltő folyadék (túlnyomórészt víz), vagy gáz sűrűsége határozza meg. A kőzetek porozitása csak bizonyos határok közt változhat; ideális esetben – homogén gömb alakú homokszemcsék feltételezése esetén – a porozitás elméleti értéke 47%. Ez az eset a valóságban nem fordul elő, mert a homok szemcsenagysága és alakja sohasem homogén. A mélység felé haladva nő a rétegek terhelése, minek következtében csökken a pórustérfogat, és vele együtt a pórusokat kitöltő folyadék mennyisége; azaz nő a kőzet sűrűsége.

A sűrűségvizsgálatok arra utalnak, hogy a törmelékes üledékek sűrűsége a mélységgel fokozatosan növekszik, és 3200–3500 m mélységben gyakorlatilag eléri a legfontosabb kőzetalkotó ásvány, a kvarc 2670 kg/m^3 sűrűségét. A rétegek tömörödése nyilvánvaló hatással van a felszín alakulására. Amennyiben a medence feltöltődése egyensúlyban van a rétegtömörödés mértékével, és a kéreg nyugalomban van, felszínmozgás nem észlelhető. A jelenlegi, feltöltődött állapotban a függőleges felszínmozgást a medencealjzat (kéreg) mozgásának függőleges összetevője, valamint az üledékek tömörödése okozhatja. E két tényező iránya és nagysága szabja meg a felszínen észlelhető változást. Földtani adatok alapján a fiatal medencék átlagos süllyedési sebessége csak ritkán haladja meg az 1 mm/év sebességet. A Pannon-medencében ez az érték $0.3\text{--}0.4 \text{ mm/év}$ körül van. Természetesen a földtörténet során lehettek gyorsabb és lassabb süllyedési periódusok, sőt süllyedő és emelkedő tendenciák is válhattak egymást.

Vizsgálataink során megállapítottuk, hogy a korreláció a fiatalabb üledékek vastagsága és a felszínmozgási adatok között az egyes részmedencékben eltérő mértékű, sőt a Zala-medencében egyenes antikorreláció tapasztalható. Ebből következik, hogy nem várható el az egész ország területére egységes összefüggés az üledékvastagság és a magasságváltozások között (Völgyesi-Szabó-Csapó, 2004). Tekintettel arra, hogy az egyes szelvények különböző földtani felépítésű és tektonikai helyzetű területek felett haladnak, a további korreláció számításokhoz össze kellett válogatni a hasonló jelleget mutató görbeszakaszokat és ebben az irányban kellett folytatni a részletes vizsgálatokat. A Kisalföld esete egyszerűnek bizonyult, mivel a Rába-vonaltól Ny-ÉNy-ra eső területet vizsgálataink céljából egységesnek tekinthetjük. Így vizsgálatainkba valamennyi, a Kisalföld területére eső szelvényt szakaszt bevontuk. A Nagyalföldön már jóval bonyolultabbnak bizonyult a helyzet. A vizsgálatok arra utaltak, hogy az adatok két aránylag jól elkülöníthető tartományba: a mélyebb és a sekélyebb medencék területére esnek. Vizsgálatainkat a jól korreláló szelvényt szakaszok kiválasztásával kezdtük, majd kiterjesztettük az azonos tendenciát mutató, szomszédos területrészekre is. Ezáltal nagyobb, összefüggő területekre vonatkozó adatsorokat kaptunk. Mindkét változatra korrelációs számítást végeztünk. A jól korreláló szelvényt szakaszok esetében természetesen nagyobb korrelációs együtthatót kaptunk, mint abban az esetben, amikor a szomszédos területeket is bevontuk a számításokba. Ennek ellenére ez utóbbiakat tartjuk reálisabbnak. A mélymedence területére kisebb korrelációs együttható adódott, de ezt természetesnek tekinthetjük, mivel ezeken a területeken az üledékvastagság adatok is bizonytalanabbak. Vizsgálataink arra a meglepő jelenségre hívják fel a figyelmet, hogy míg a Kisalföld és a Nagyalföld mélyebb részein hasonló kéregmozgási értéket kaptunk, addig a Nagyalföld sekélyebb területein az előbbiektől lényegesen eltérő értékek adódtak. A jelenség okának felderítése további vizsgálatokat igényel. A vizsgálatokból kizártuk egyrészt a 3500 m-nél mélyebb medencerészeket, mivel ebben a mélységben már nem valószínű a tömörödés; másrészt azokat a lokális felszínmozgási anomáliákat, amelyek intenzív víz- ill. szénhidrogén-termelésre vezethetők vissza. A három különböző területre vonatkozó korrelációs egyenesek jellemző adatait táblázatban foglaltuk össze, – a táblázat adatai a 0, 1000, 2000 és 3000 m-es üledékvastagságra vonatkozó felszínmozgási adatokat jelentik, mm/év egységben; R pedig a korrelációs együttható.

	tengelymetszet	1000 m	2000 m	3000 m	R
Kisalföld	+ 0,11	- 0,54	- 1,19	- 1,84	0,8769
Nagyalföld mélymedence	+ 0,15	- 0,54	- 1,23	- 1,92	0,7494
Nagyalföld sekélymedence	- 0,26	- 1,26	- 2,26	- 3,26	0,8537

A fenti vizsgálataink eredményeinek jelentősége abban nyilvánul meg, hogy a vertikális kéregmozgás során a földfelszíni pontok a nehézségi erőterben elmozdulva más potenciálértékű helyre kerülnek, így ennek megfelelően a kérdéses pontokban elhelyezett mérőműszerek időben változó nehézségi térerősség értékeket mutatnak. Ugyanakkor a közettömörödés miatt is megváltozik a nehézségi erőter értéke, hiszen ennek során megváltozik a közetek sűrűsége. Mindezeknek megfelelően meghatároztuk a nehézségi erőter ezekből eredő megváltozását Magyarország területére, mely érték -0.5 és +2 mGal/év érték között változik (Völgyesi-Csapó-Szabó, 2005).

A nehézségi erő értékét jelentős mértékben befolyásolja a talajvízszint ingadozása is, amelynek több különböző periódusa van és a mértéke is széles tartományban változik. A talajvízszint változásában az időjárási- ill. csapadékviszonyok mellett helyenként nagy szerepe lehet az emberi tevékenységnek is. Annak érdekében, hogy a vízszintingadozásnak a nehézségi erő nagyságára gyakorolt hatását és mértékét figyelembe tudjuk venni, át kellett tekintenünk a talajvíztükör emelkedése, vagy süllyedése következtében fennálló térfogatsúly változásokat, amihez viszont ismerünk kell a talajvíztároló rétegek effektív porozitását. Tekintettel a felszínközeli rétegek nagyfokú változatosságára, célszerűnek látszott elsőként regionális áttekintést nyerni ezek eloszlásáról, majd a következő lépésben megvizsgálni a lokális hatásokat, amelyek már konkrét mérési poligonokhoz kapcsolhatók.

Kezdeti kutatásaink során kimutattuk, hogy a talajvízszint ingadozása a graviméteres mérési pontosságot meghaladó mértékben befolyásolhatja a mért g értékeket (Csapó-Szabó-Völgyesi, 2003). Ezt követően adatokat gyűjtöttünk az ország különböző területeiről azzal kapcsolatban, hogy a talajvíz jelenléte milyen mértékben befolyásolja a felszínközeli fiatal, laza üledékes képződmények sűrűségét. Vizsgálatainkhoz mérnökgeofizikai szondázások adatait használtunk fel (Csapó-Völgyesi, 2005). Az elmúlt évek során az ország számos pontján végeztek mérnökgeofizikai 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 adataiból meghatároztuk a talajvíz által okozott sűrűségváltozás mértékét. A 24 területből azon körzetekben, ahol tíznél több szondázás adatai álltak rendelkezésünkre, meghatároztuk a területi átlagot is. Az Alföld területére vonatkozó adatokból számított sűrűségváltozás átlaga $30 \pm 5 \text{ kg/m}^3$. A szokásos Bouguer-lemezzel számolva ekkora sűrűségváltozás $\Delta g = 12,57 \pm 2,0 \text{ } \mu\text{Gal/m}$ gravitációs változást okoz.

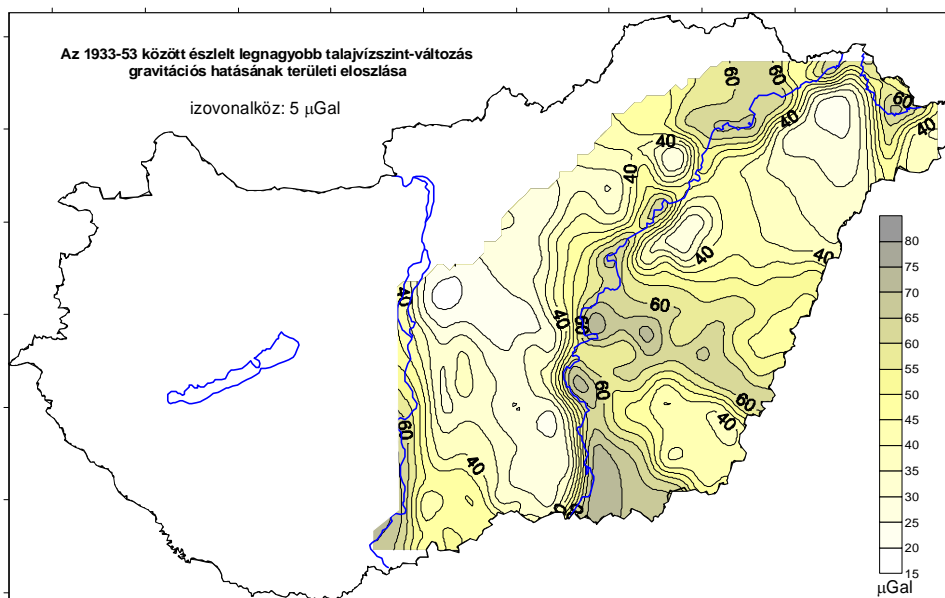
Miután áttekintettük a sűrűségváltozási viszonyokat, figyelmünket a talajvízszint ingadozásának vizsgálatára fordítottuk. 1950 és 1955 között a Magyar Állami Földtani Intézet nagyszabású talajvíz térképezést végzett az ország síkvidéki részein. A térképezés során több mint 1 000 000 ásott talajvízkút és közel 16 000 fúrt kút adatait mérték meg és jegyezték fel. Az országos felmérés egyik legfontosabb feladata a talajvízszint felszín alatti mélységének meghatározása volt. A vízszintmérések tavasztól ősziig, 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. A mérések alapján több figyelemre méltó jelenség tapasztalható:

- a talajvíz szintje, lesimítottan ugyan, de követi a felszín domborzatát;
- lösszel fedett területeken a talajvízszint 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 (1–2 m nagyságú) változásokat 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 megfigyelés felveti a talajvíz utánpótlásának kérdését. A tapasztalat szerint az Alföldön a nyári csapadék nagy része elpárolog, még a hosszú 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 kérdése a geológusok körében is vitatott, egyesek szerint a hegyekből lefolyó bőséges csapadékvíz a medenceperemi durva lejtőtörmeléken keresztül, majd horizontális áramlással szivárog az Alföld belseje felé. Mások szerint a kompaktió által kiszorított mélybeli víz képezi a talajvíz utánpótlását. Valószínűleg mindkét lehetőségnek szerepe van a tényleges folyamatokban.

Rónai és munkatársai által az Alföld területére megszerkesztett 1933–1955 közötti időszakban észlelt legmagasabb és legalacsonyabb havi közép-vízállások különbségének térképe alapján a nagyobb folyók közelében a szintváltozás eléri, sőt helyenként meg is haladja a 6 m-t. Ugyanakkor pl. a Nyírség, vagy a Duna-Tisza közének egyes részein a változás mértéke 2 m alatt marad. Térképüket 10 km-es négyzetháló sarokpontjaiban történő kiolvasással digitalizáltuk. Az így kapott vízszintváltozások és az Alföldre a fentiekben ismertetett módon megállapított sűrűségváltozás ismeretében meghatároztuk a négyzetháló sarokpontjaira a talajvízingadozás okozta gravitációs hatást. Ezek 20–80 μGal nagyságú változásokat mutatnak. Ezen adatrendszer alapján az Alföld területére megszerkesztettük a talajvízingadozás okozta maximális gravitációs hatás területi eloszlásának térképét. A térképről leolvasható, hogy az Alföld egyes területeirészein mekkora gravitációs hatást okozhat a talajvízszint ingadozása.



A térkép alapján arra gondolhatnánk, hogy a nehézségi erőtér nem árapály jellegű változását vizsgáló nagy pontosságú mérések esetében egyszerűen csak meg kell határozni a talajvízszint

mindenkori állásának megfelelő sűrűségváltozás nagyságát és a megismételt méréseknél ezekkel korrigálni az észlelt adatokat. A helyzet a valóságban sajnos nem ilyen egyszerű, mivel az *Alföld talajvízszint térképe olyan megfigyelési adatok alapján készült, amelyek nem minden esetben elégitik 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 előidéző, vizet át nem eresztő réteg. A vizsgálatok azonban azt mutatják, hogy az Alföld nagyobbik részén a kutakban feltárt víz nem felel meg ezeknek a követelményeknek. A felszínt 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 rétegnomás miatt 1–2 m-el magasabban helyezkedhet el, mint a tényleges talajvízszint. A kútban észlelt szintingadozás tehát nem a talajvíz szintjének változása miatt, hanem a rétegben beálló nyomásváltozás miatt jön létre. *A nyomásváltozásnak viszont nincs gravitációs hatása.*

Ezek után fontosnak találtuk még megvizsgálni a csapadék hatását is a gravitációs mérésekre. A megfigyelések szerint a csapadék közel 1/3 része elfolyik, 1/3 része elpárolog és 1/3 része pedig beszivárog a talajba. A valóságban persze ezeket az arányokat nagymértékben befolyásolja a csapadék intenzitása, a domborzati viszonyok, a hőmérséklet és a talaj vízáteresztő képessége. Így pl. egy 120 mm csapadékot adó felhőszakadást feltételezve, ebből ha 40 mm beszivárog a talajba, akkor ennek a gravitációs hatása mintegy 1,7 μGal . Természetesen télen a csendesebb esők és a hóolvadás miatt a csapadék jelentősebb része képes beszivárogni a talajba. Feltételezve, hogy az országosan 600 mm-nek vehető átlagos évi csapadék fele az őszi-téli időszakban jut a felszínre, és ennek közelítőleg a fele azaz mintegy 150 mm szivárog be a talajba, az ennek megfelelő gravitációs hatás mintegy 6,3 μGal . Így megállapítható, hogy a talajvízjárástól függetlenül a beszivárgó csapadék is okozhat néhány μGal nagyságú gravitációs változást.

A fenti megállapításaink magyarázatot adhatnak arra a tapasztalati tényre, melyet a gravitációs alapon végzett kalibráló mérések analízise során tapasztalhatunk. A több mint 20 évre visszatekintő nagy pontosságú graviméteres mérések megbízhatóságára ugyanis $\pm 15\text{--}20 \mu\text{Gal}$ 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 gravitációs mérések pontosságának már nem műszertechnikai korlátai vannak, hanem ezek megbízhatóságát nehezen meghatározható külső körülmények (pl a talajvízszint és/vagy talajnedvesség ingadozása) korlátozzák.*

Ezért a $\pm 80\text{--}100 \mu\text{Gal}$ -t meg nem haladó mértékű nehézségi erő változásokat még akkor is kellő kritikával kell fogadni, ha a változások azonos tendenciát mutatnak. Tőlünk független külső tényezők ugyanis ilyen nagyságrendű eltéréseket idézhetnek elő, melyeknek meghatározása gyakorlatilag lehetetlen.

Abszolút állomások esetén viszont lehetséges a talajvízszint ingadozás gravitációs hatásának figyelembe vétele, amennyiben a mérésekkel egyidejűleg észleljük a talajvízszint változását, meghatározzuk a talajvíz mozgása által okozott sűrűségváltozás nagyságát, és tisztáztuk, hogy adott esetben szabad felületű talajvízzel, vagy rétegvízzel állunk-e szemben.

2. A nehézségi erőter második deriváltjai időbeli változásának vizsgálata

A geodéziai-geodinamikai peremérték-feladat megoldása kapcsán az egyik lényeges kérdés az, hogy mivel a nehézségi erőter az adott pontban részben az erőter megváltozása, részben pedig a felszín alakváltozása (a mérési pont elmozdulása) miatt is megváltozik, ezért ezt a két hatást nehéz szétválasztani. A geodéziai-geodinamikai peremérték-feladat megoldásával kapcsolatban megmutattuk, hogy az Eötvös-tenzor időbeli változását három részre bonthatjuk. Az első tag a

felszínmozgásból adódó összetevő, a második a nehézségi erőtér időbeli változását írja le az elmozdulás előtti pontban, a harmadik pedig egy csatolási tag. Az első és harmadik tag a nehézségi erő potenciálfüggvénye harmadik derivált tenzorából számítható ki. Ezeket a tagokat gömbi és sík közelítésben is felírhatjuk.

Kimutattuk, hogy a nehézségi erő gradienseinek az előnye a nehézségi gyorsulás mérésekkel szemben az, hogy bizonyos gradiens kombinációk érzéketlenek a felszín elmozdulására és így lehetővé teszik a nehézségi erőtér időbeli változásának meghatározását ismételt magasságmeghatározás nélkül is. A megfelelő gradiometriai-geodinamikai peremértékfeladat megoldását megmutattuk ismételt Eötvös-inga mérések segítségével. Megmutattuk azt, hogy a nehézségi erőtér Eötvös-tenzorának a hely szerinti deriváltjában az Eötvös-inga mérések közül a második vízszintes deriváltak zérus együtthatóval szerepelnek és a vegyes második deriváltak együtthatói pedig függetlenek a magasságváltozástól (Tóth, 2004, 2005).

Levezettük azokat az összefüggéseket, amelyek leírják a szintellipszoid nehézségi erőtérben az Eötvös-tenzor elemi megváltozását. Ez a harmadrendű tenzor (a potenciálfüggvény harmadik deriváltja) 27 összetevőből áll, amelyből a szimmetria miatt csak 10 független. A tenzor vizsgálata megmutatta azt, hogy a nehézségi erőtér Eötvös-tenzorának a hely szerinti deriváltjában az Eötvös-inga mérések közül a második vízszintes deriváltak és a vegyes második deriváltak gyakorlatilag ellipszoidi erőtérben is függetlenek a mérési hely kis térbeli elmozdulásaitól. Ez egyrészt vízszintes értelemben (második vízszintes deriváltak) illetve magassági értelemben (vegyes második deriváltak) jelentkezik, ami igen előnyös a geodéziai-geodinamikai peremérték-feladat megoldása számára, hiszen így az adott pontban ismételten mért Eötvös-inga mérésekből közvetlenül következtethetünk az erőtér megváltozására.

Meghatároztuk azt a megoldást is, amelynek segítségével az ismételt Eötvös-inga mérésekből közvetlenül meghatározható az erőtér potenciálváltozása illetve a nehézségi rendellenességek megváltozása az Eötvös geodéziai-geodinamikai peremértékfeladat megoldásán keresztül (Tóth, 2004, 2005). A megoldás zárt alakú integrál, amelynek megfelelő zárt alakú magfüggvényei is előállíthatóak, ha a torziós inga méréseket megfelelő kombinációkban kezeljük. Meghatároztuk ezeket a magfüggvényeket a potenciál, és ennek első illetve második deriváltjai esetében, amelyek Legendre-polinomok és függvények végtelen sorával állíthatók elő akkor, ha bizonyos kombinációkban kezeljük a méréseinket. Kimutattuk azt, hogy 12 féle magfüggvény adódik, amelyeknek megfelelő zárt alakú magfüggvényeit is előállíthatjuk a Jacobi-polinomok addíciós tételét felhasználva.

Megvizsgáltuk a magfüggvények csonkítási tulajdonságait és kimutattuk azt, hogy ebből a szempontból különösen kedvezőnek tűnik a kétszeres vízszintes derivált kombinációkat tartalmazó integrálokhoz kapcsolt magfüggvények felhasználása.

Adatelőkészítést végeztünk annak érdekében, hogy olyan háromdimenziós tömegmodell álljon rendelkezésre a tesztszámításokhoz, amelyből a geodéziai-geodinamikai peremértékfeladat megoldását ellenőrizhetjük. Tesztszámításokat végeztünk több egyszerű sűrűségmodellt felvéve abból a célból, hogy elemezni tudjuk a gravitációs gradiensek időbeli változását és megbecsülhessük a különböző tagok egymáshoz viszonyított nagyságát (Tóth-Völgyesi-Cerovsky, 2004; Völgyesi-Tóth, 2004; Tóth, 2004, 2005). Poliéderekkel határolt háromdimenziós tömegmodell segítségével mutattuk be a geodéziai-geodinamikai peremértékfeladat esetében az ismételten megmért gravitációs gradiensek jelentőségét a felszín közeli tömegváltozások kimutatásában. Vizsgálataink megmutatták, hogy kedvezőbb jel/zaj viszony érhető el a gravitációs gradiensek ismételt mérése esetén felszín közeli tömegváltozások esetében az ismételt (abszolút vagy relatív) graviméteres mérésekhez képest, így várhatóan megbízhatóbb eredményeket érhetünk el gradiensmérésekkel.

3. Ellenőrző mérések a nehézségi erőter változásainak kimutatására

A pályázat munkatervében szerepelt a szerencsi és a debreceni abszolút graviméteres pont g értékének ismételt mérése abszolút műszerrel. Időközben azonban részben műszertechnikai okok miatt, részben pedig az időbeli változások meghatározása szempontjából úgy ítéltük meg, hogy sokkal kedvezőbb, ha a debreceni mozgásvizsgálati vonalon inkább relatív graviméteres méréseket hajtunk végre, abszolút méréseket pedig Szerencsen, Madocsán, Öttömösön, Gyulán, és Kendereken végeztetünk. Ezzel két pont helyett öt ponton végeztettünk abszolút graviméteres mérést, amely hosszabb idő távlatában jobb megoldás a nehézségi erőter időbeli változása meghatározásának tekintetében.

A nehézségi erőter időbeli változásának abszolút mérési módszerrel történő vizsgálata során az alkalmazás módját tekintve vagy hosszú idejű regisztráló méréseket végeznek, vagy ciklikus, ismétlődő méréseket hajtanak végre a vizsgált pontokon. Tekintettel arra, hogy Magyarország nem rendelkezik abszolút graviméterrel, számunkra a ciklikus újramérések adnak lehetőséget az erőter időbeli változásának tanulmányozására. Regionális (az ország területére kiterjedő) vizsgálatokhoz a telepített 15 abszolút állomás közül azokat tudjuk felhasználni, melyeken két, vagy több g meghatározás történt. Jelen OTKA pályázat keretében öt ponton (Madocsán, Öttömösön, Kendereken, Szerencsen és Gyulán) tudunk elvégeztetni ilyen méréseket. Az 1978-2005 közötti időintervallumban végzett ismételt abszolút mérések alapján meghatároztuk a Magyarországra vonatkozó nehézségi erőter változások lehetséges mértékét – feltételezve, hogy az azonos pontokon végzett egyes mérések eredményeinek eltérései nem tartalmazzák a különböző gyártmányú berendezések ún. műszeres hibáit, vagyis kizárólag az erőter változásait mutatják. (Ez a feltételezést alátámasztják a Sevresben 3 évente végzett ún. „körvizsgálatok” eredményei, melyek nem mutatnak szignifikáns eltéréseket a nálunk is alkalmazott AXIS és JILAG-6 graviméterek mérési eredményei között). *A méréseink és számításaink megerősítették, hogy hazánkban a nehézségi erőter lehetséges regionális változása átlagosan $\pm 2 \mu\text{Gal}/\text{év}$.* Három területen találunk ettől eltérő értéket: Budapesten 1980-1993 között az éves változás $-3.1 \mu\text{Gal}/\text{év}$, 1993-2000 között $-1.8 \mu\text{Gal}/\text{év}$ volt. Ennek az eltérésnek az oka az ún. „eocén program”, amely idején a hazai karsztvízszint több méterrel süllyedt. Annak leállítását követően a mátyás hegyi ponton is az országos átlagnak megfelelő változást észleltük. Jelentős eltérést mutat Debrecen környéke ($+ 4.2 \mu\text{Gal}/\text{év}$), aminek oka a városi vízkivétel miatt bekövetkező lassú közettömörödés és az ezzel együtt járó függőleges felszínmozgás (süllyedés). Ezt a tényt a felsőrendű szintezések eredményei is alátámasztják. A harmadik terület Siklós, ahol az átlagostól eltérő $+ 3.0 \mu\text{Gal}/\text{év}$ mértékű változás adódik.

Korábbi OTKA pályázat keretében (Csapó: T031875) Debrecen környékén mozgásvizsgálati hálózat létesült, amely hálózatban rendelkezésre állnak a régebbi relatív graviméteres mérések eredményei. A hálózatban 2003-ban LaCoste-Romberg graviméterekkel nyolcadik alkalommal ismételt g méréseket végeztünk. A kiegyenlített mérési eredmények alátámasztották a korábban megállapított $1-4 \mu\text{Gal}/\text{év}$ nagyságú változásokat (Csapó-Völgyesi, 2005).

A relatív graviméteres mérések mai megbízhatósági szintjén a talajvíz gravitációs hatása mellett az épített környezet keretei között mozgó egyéb nagyobb víztömegek gravitációs hatását is célszerű megvizsgálni és figyelembe venni. A talajvízszint változásain kívül megvizsgáltuk a 2002. évi dunai árvíz gravitációs hatását, valamint a Gellért-hegyi ivóvíz tárolóban felhalmozott víztömeg napi ciklikus mozgásából származó gravitációs hatást is. A dunai árvíz gravitációs hatásának vizsgálatára relatív graviméteres méréseket végeztünk két pont között az árhullám tetőzések és a gyors apadás három fázisában. Vizsgálati eredményeink alapján a közel 4 méteres vízszintkülönbség hatása a mérési kapcsolat mindkét pontjában jelentkezik, mert a Duna változó vízszintje a távolabbi pont környezete talajvízszintjére is hatással van. Az árvíz tetőzésekor és az

ezt követő 4. napon megfigyelt 4,16 m teljes vízszintváltozásnak megfelelő – Bouguer-lemez modell számításával kapott – gravitációs hatás 21,7 μGal -nak adódott, ami mintegy fele a mért 42 μGal változásnak (Csapó-Szabó-Völgyesi, 2003; Tóth-Völgyesi-Cerovsky, 2004). Ebből következik, hogy esetünkben a talajvízszint ingadozásából származó hatás összemérhető a Duna vízmagasságának változásából eredő hatással. Amennyiben feltételezzük, hogy közvetlenül a Duna partján telepített pontban a talajvízszint változása fáziskésés nélkül követte a Duna apadását, akkor az üledékek permeabilitására 12,5%-ot kapunk, ami a terület geológiai felépítése alapján (agyagos-márgás-homokos összlet) reálisnak tűnik.

A Gellért-hegyi víztárolóban lévő mintegy 80000 m^3 mennyiségű ivóvíz tömegének napi ciklikus mozgásából származó hatást a dunai árvíz idején végrehajtott mérésekhez hasonló elrendezésű mérési kapcsolattal tanulmányoztuk. A víz gravitációs hatása ebben az esetben csupán víztároló feletti mérési pontban jelentkezik, mert a zárt rendszerben mozgó víznek sem közvetett, sem közvetlen gravitációs hatása nincs a mérési kapcsolat másik, mintegy 500 méter távolságban telepített pontjában. A méréseket változó vízmagasságok mellett két LCR graviméterrel egyidőben mérve többször megismételtük. A mérési kapcsolat két pontja között mért Δg értékek átlagából 27 $\mu\text{Gal}/\text{m}$ gravitációs hatás adódott. A számításokat a geofizikában alkalmazott ún. „pálcikás” hatószámítási módszerrel ellenőriztük, amelynek eredményeképpen 32 $\mu\text{Gal}/\text{m}$ értéket kaptunk (Csapó-Szabó-Völgyesi, 2003; Tóth-Völgyesi-Cerovsky, 2004).

Ezeknek a vizsgálatoknak az a tanúsága, hogy olyan helyek közelében, ahol nagyobb vízmozgások várhatók, nem célszerű graviméteres mérési pontot telepíteni, mert az ismételt mérések között 20-30 μGal eltérések is adódhatnak, ezek pedig jelentősen meghaladják a relatív graviméteres mérések megbízhatóságát.

Fontos eredményeket értünk el a vertikális gradiensek (VG) tanulmányozása területén is. A vertikális gradiens helyi értéke ismeretének többek között a nagy pontosságú abszolút és relatív nehézségi gyorsulás mérések ún. műszermagassági korrekciójának meghatározásánál, valamint a relatív graviméterek kalibrálásánál van nagy jelentősége. Több magyarországi helyszínen végeztünk VG méréseket, a mérések kiértékelésére szoftvert fejlesztettünk ki. Vizsgálataink alapján az alábbi fontosabb megállapítások tehetők a VG mérésekkel, illetve az ezekből meghatározható magassági redukciókkal kapcsolatban (Csapó-Völgyesi, 2002, 2003, 2004a, 2004b):

- 1.) A nagyobb pontosságú mérések során a műszerek referencia magasságára vonatkozó g értékek pontjelre redukálásánál nem elegendő a vertikális gradiens normál értékének felhasználása, hanem a VG mérésekkel meghatározott valódi értéke szükséges. A magyarországi pontokon végzett méréseknél a kétféle VG értékkel számított redukció eltérése akár 6 μGal is lehet.
- 2.) Tekintettel a mérések szabályos és véletlen jellegű hibáira, legalább két relatív graviméter szükséges a VG megfelelő pontosságú értékének meghatározásához.
- 3.) A VG értékek meghatározására irányuló graviméteres mérések esetén négy-nél magasabb ismétlési szám fölött már nem várható a VG értékek pontosságának számottevő javulása.
- 4.) A két- és többpontos mérések eredményeiből számított magassági redukciók értékei között mind lineáris, mind négyzetes közelítés mellett több μGal eltérés lehetséges. Tapasztalataink szerint a legmegbízhatóbb értékeket négy pontos mérésekkel lehet elérni, másodfokú közelítés alkalmazásával.

4. Magyarországi gravimetriai alaphálózat digitális pontkatalógusának elkészítése

Elkészült az alaphálózat digitális pontkatalógusa, mely többek között tartalmazza a pontok paramétereit, fényképét, kataszteri adatait, az ellenőrzések dátumait, térképvázlatot és útvonal leírást a megközelítéshez. A szoftver CD-ről telepíthető, kezelési leírást, segítő magyarázatokat és kereső algoritmusokat is tartalmaz.