



# Az évszakos nehézségi erőtér változások GRACE műholdas meghatározásának pontossági kérdései

Földváry Lorant

MTA-BME Fizikai Geodézia és Geodinamikai Kutatócsoport

## 1. Bevezetés

Napjaink legjelentosabb felsőgeodéziai eredményeit a modern gravimetriai műholdak szolgáltatják, ezek közül is egyelőre a GRACE-nek koszhonhetjuk a legjelentosabb attoreseket. A GRACE (betuszo az angol „Gravity Recovery and Climate Experience” elnevezésből, ami magyarul „Nehézségi erőtér meghatározása és Eghajlatkutatasi Kísérlet”-et jelent) egy ún. alacsony-alacsony műhold-műhold követési elrendezésben egymás mögött azonos pályán keringő két műholdat jelent [Földváry, 2004, Paizs–Földváry, 2006]. Az elrendezés és az alacsony pályamagasság (kb. 485 km) következtében a GRACE nagyon érzékenyen reagál a nehézségi erőtér térbeli változásaira, olyannyira, hogy annak a statikus gravitacional jóval kisebb mértékű időbeni változásait is képes kimutatni. A GRACE pályáját eleve úgy választották meg, hogy az évszakos (szezonalis) változásokról is képet adjon. Ehhez első lépésként a GRACE adatokból hónapos felbontásban geoidot határoznak meg (meglehetősen nagy pontossággal), a geoid havonkénti valtozasaibol pedig a nehézségi erőtér évszakos változásaira lehet következtetni. Az évszakos geoid-változások a földi tomegeloszlas évszakos változásainak felelthetok meg, amelyekből a tömegátrendeződés okozó folyamatok, jelenségek írthatok le. Az eddigi ismereteinkhez képesti eltérésekből az ismert időben változó jelenségek pontosíthatok, illetve további, eddig modellezetlen évszakos jelenségek vizsgálthatok.

A földi tomegeloszlas időbeni valtozasaierent felelős folyamatok a földfelszínen (atmoszfera és hidroszfera valtozasai), a földkéregben (földkéreg ár-apalya, földrengések stb.), a földköpenyben (pl. köpeny-áramlások) és a foldmagban egyaránt jelen vannak [National Research Council, 1997]. Ezeknek hatása az észlelt jelben együttesen jelentkezik, tartalmazva mind a különféle periodikus változásokat, mind az évszázados trendeket. Azok a jelenségek, amelyek különböző periodusú

tomegeloszlas-valtozaserent felelnek, az észlelt jelből könnyen elkülöníthetők. Problémát jelentenek azonban azok a periodusú változások, amelyeken több, egymástól független geofizikai jelenség együttesen fejti ki hatását. Ilyenkor egyik-másik jelenségét a többinél jobban ismertnek feltételezve, és a lehetőség szerint pontosan modellezve, a kevésbé ismert jelenségekről nyerhetünk információt.

A szezonális tomegvaltozasokat az atmoszfera, az oceanok (oceani áramlatok, ár-apaly jelenségek) és a hidrológiai folyamatok, valamint a merev földkéreg ár-apalya okozzák. Az adott jelenségek közül a merev Föld ár-apalya elég jól ismertnek tekinthető, ezért korrekcióként vesszük figyelembe a Love-féle állandók felhasználásával [Farell, 1972]. Az atmoszfera a legnagyobb mértékű szezonális összetevő, mégis az atmoszferikus tömeg valtozasai a fejlett és kiterjedt barometrikus halozatnak koszhonhetoen sokkal jobban ismertek, mint a tobbi tényező valtozasai. Emiatt a gyakorlatban a nehézségi erőtér mind oceanográfiai, mind hidrológiai célú alkalmazasoker az atmoszferat is korrekcióként vesszik figyelembe. Igy tehát a szezonális tömegváltozások műholdas észlelésének az oceanografia és a hidrológia számára van gyakorlati jelentősége.

A GRACE fellövése előtti időszakban, a tervezési fázisban készült doktori disszertáció a szezonális gravitációs változásokat kísérelte meg meteorológiai modellekből meghatározni, és a GRACE műhold szimulált méréseivel összevetni [Földváry, 2001]. Azóta a GRACE műhold imar jó pár éve pályáján kering. Cikkünk celja az akkori tanulmány modellezésen alapuló eredményeit a valódi mérések ismeretében megítelni. Megjegyezzük, hogy a modellezés az akkor elertheto modelleket használta fel, igy 1992–1995 közötti időintervallumot fedik le, a mérések pedig 2002-tol zajlanak, tehát az adatok más időtartamra vonatkoznak. Emiatt az összehasonlító vizsgálatok kizárólag csak nagyságrendi jellegek lehetnek.

## 2. Modellezés

### 2.1. A modellezett GRACE pontosság

A geoid leírására a felsőgeodéziai gyakorlatban a gömbfüggvény-sorozat szolgál, ami a különböző hullámhosszú geoid-formák (tehát különböző földrajzi kiterjedésű jelenségek) összegeként adja meg a teljes geoid alakját [Biró, 1985]. Ez azt is jelenti, hogy módunkban áll a különböző kiterjedésű formákat egymástól függetlenül vizsgálni. Ez esetünkben azért érdekes, mert egy műholddal végzett bármilyen célú felmérés során mindig lényeges a földrajzi felbontás kérdése, vagyis hogy a műhold a pályamagasságából milyen mértékben tudja megkülönböztetni a részleteket. A modellezést *Jekeli és Rapp* [1980] tanulmánya alapján végeztük, követve a nemzetközi gyakorlatot [lásd pl. National Research Council, 1997].

Ez az eljárás a nehézségi erőter modell hibaspektrumát, az ún. fok-varianciát határozza meg, ami a műholdak méréseiből meghatározható nehézségi erőter pontosságát jelenti a nehézségi erőter különböző hullámhosszainak a függvényeként. Ez matematikailag az alábbi alakot ölti:

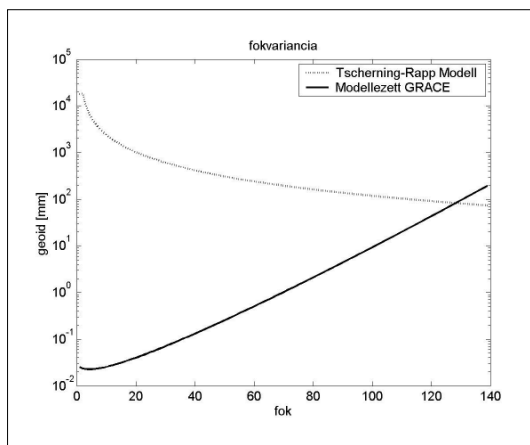
$$\sigma_n = \sqrt{\sum_m^n (\bar{C}_{n,m}^2 + \bar{S}_{n,m}^2)}$$

Az egyenletben  $\bar{C}_{n,m}$  és  $\bar{S}_{n,m}$  az  $n$ -ed fokú és  $m$ -ed rendű normalizált gömbfüggvény együtthatók. Látható, hogy az egyenletben az összegzés a rend szerint történik, így az eredmény kizárólag a fok függvénye lesz. Amennyiben a gömbfüggvény együtthatók helyett azoknak a szórásával határozzuk meg a fok-varianciát, akkor ún. hiba-fokvarianciát számolunk, amennyiben pedig (a képletnek megfelelően) magát az együtthatót szerepeltetjük, az ún. jel-fokvarianciát kapjuk. Fokvarianciával cikkünk több ábráján is találkozunk; a 3. ábra kivételével valamennyi ábra ilyen, és minden ábrán találunk mind jel-fokvarianciát (lásd Tscherning-Rapp modell, GRACE-geoid), mind hiba-fokvarianciát (GRACE-, geoid-modell és hidroszféra-modell pontossági görbék).

Az eredeti elképzelések szerint definiált GRACE-pálya kör alakú, közel poláris, 89 fokos inklinációval. A két műhold 485 km magas pályán, egymástól 220 km-re elválasztva halad úgy, hogy pontosan ugyanazon földrajzi hely fölé az öt éves várható időtartama alatt nem jut vissza

[Földváry, 2001]. Ezen pályaadatok felhasználása mellett kapott nehézségi erőter modell hibáit az 1. ábrán szemléltetjük. Az ábrán az abcissa a gömbfüggvény együtthatók fokát jelenti, ami közvetetten a gravitációs formák méreteit írja, le balról jobbra a nagyobb, globális vonásoktól a kisebb részletekig fokozatosan haladva. Az ábra ordinátája a geoid-meghatározás hibáját fejezi ki. A görbe feletti terület rész a GRACE-szel meghatározható nagyságú jelenségeket tartalmazza, míg a görbe alatt a GRACE mérési pontosságával ki nem mutatható változások találhatók. A könnyebb értelmezhetőség végett példaként említjük, hogy az ábra értelmében 1 mm geoidmagasságot okozó gravitációs formák közül a GRACE-szel csak azokat tudjuk észlelni, amelyek kiterjedése maximum 70 fokig terjedő mérettel jellemezhető. Ez a fokszám (70°) a Föld felületén durván egy 600 km átmérőjű idomnak felel meg.

Az ábrán feltüntetettük a Tscherning-Rapp modellt is [Tscherning-Rapp, 1974], amely egy durva becslést ad a teljes nehézségi erőter fokvarianciájára. Ennek értelmében mintegy 130 foknál (300 km átmérőjű gravitációs idomoknál) a GRACE-szel történő meghatározás hibája eléri a meghatározandó jel nagyságát, ennél nagyobb fokszám (tehát ennél kisebb részletek) esetén a meghatározás ezzel a műholddal nem lehetséges. A Tscherning-Rapp modell a teljes nehézségi erőterre ad becslést, de mi ennek a térnek az évszakos változásaira vagyunk kíváncsiak, amelyek ennél a jelnél nagyságrendekkel kisebbek, mint azt a következő fejezetben látni fogjuk.



1. ábra a GRACE fellövése előtt modellezett pontossági görbéje

## 2.2. Az időben változó nehézségi erőter hidroszféra modellek alapján

Meteorológiai és oceanográfiai modellek felhasználásával a földi nehézségi erőter globális változásait modelleztük 1992 októbere és 1995 decembere között, havi felbontásban [Földváry, 2001, Földváry–Fukuda, 2002]. Az évszakos változást mutató legjelentősebb komponensek mindegyikét, így az atmoszférát, az óceánt és a hidrológiai folyamatokat is modelleztük. Az általunk használt meteorológiai- és óceánmodelleket az 1. táblázat második oszlopa tartalmazza. A modellezés során a meteorológiai és oceanográfiai adatokból azoknak a geoidra gyakorolt hatását számoltuk. A modellezés során úgy találtuk, hogy a szezonális változások nagyság szerinti sorrendje: atmoszféra, hidrológiai folyamatok, óceánok (lásd 1. táblázat) [Földváry, 2001].

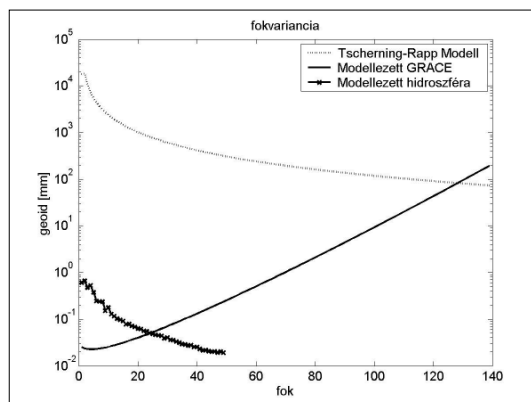
### 1. táblázat

A jellemző szezonális geoidunduláció-változások meteorológiai modellek alapján 1992 októbere és 1995 decembere között

	modell	geoidunduláció [mm]
atmoszféra	NCAR/NCEP	1,030–1,573 között
hidrológia	NCAR/NCEP	0,835
óceán	POCM	0,474

A bevezetőben ismertetett okok miatt a gyakorlatban az atmoszféra hatását korrekcióként érdemes figyelembe venni, ezért mi is levonjuk. A másik két összetevő, a hidrológia és az óceánok hatása erősen területfüggő: a hidrológiai folyamatok hatása szinte kizárólag a kontinentális területekre korlátozódik, míg az óceáni tömegátrendeződések hatása itt elhanyagolható, és ugyanez fordítva igaz az óceáni területekre. Éppen ezért hatásuk területileg jól elkülöníthető, külön hatásuk elemezhető. Jelen tanulmányunkban a két modellből egy kombinált hidroszféra-modellt készítünk és együttes hatásukat vizsgáljuk.

A 2. ábrán a modellezett hidroszféra hatását láthatjuk a már ismert GRACE pontossági és a teljes nehézségi erőter hatásának (Tschering-Rapp) görbéivel. Az ábra alapján megállapíthatjuk, hogy a hidroszféra a teljes nehézségi erőternek egy, mintegy 5 nagyságrenddel kisebb, azaz elenyésző részét adja, aminek a GRACE maximum a 25 fokig (1600 km-es méretű formáig) terjedő jelenségeit tudja észlelni. Gyakorlatilag



2. ábra a GRACE modellezett pontossági görbéje és a hidroszféra modellezett évszakos változásai

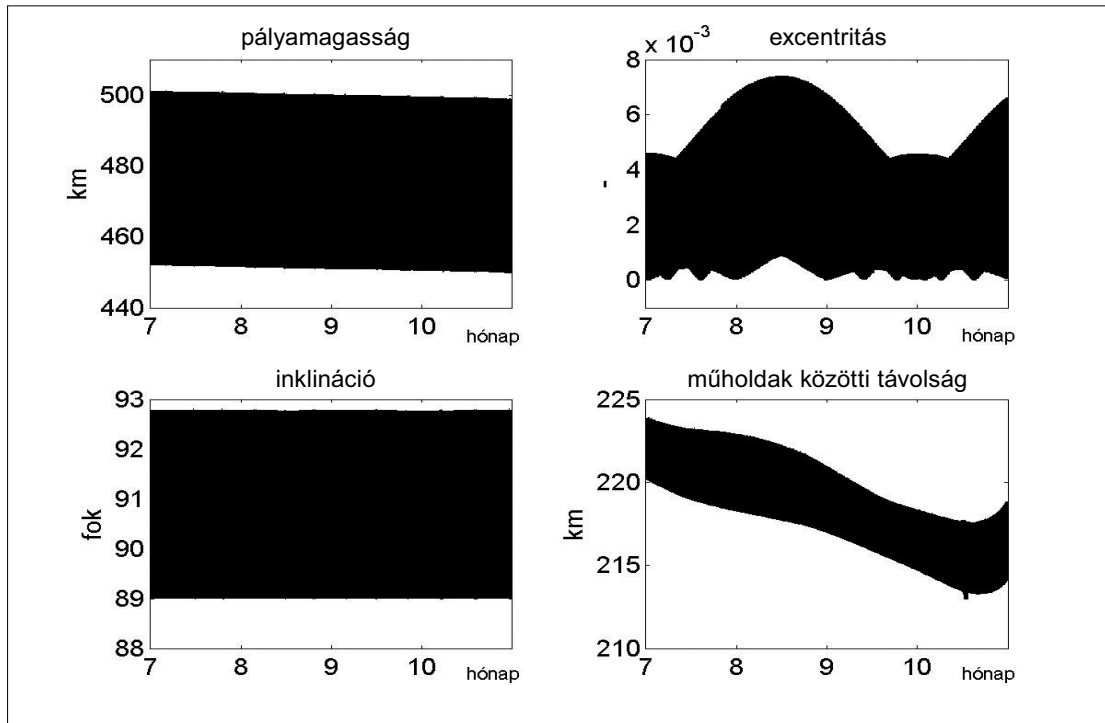
tehát csak nagyobb medencék, óceáni áramlatrendszerek, nagyobb folyók vízgyűjtői rendelkeznek akkora területtel, hogy évszakos időbeli változásainak nehézségi erőterre gyakorolt hatását a GRACE-szel észlelni lehessen.

## 3. Mérések feldolgozása

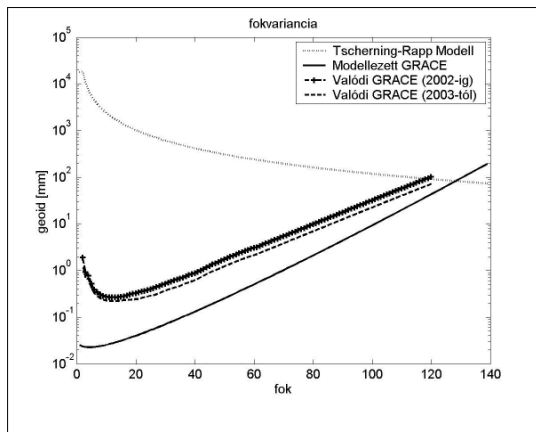
### 3.1. A GRACE-mérések pontossága

A 2.1 fejezetben ismertetett pálya a valóságban nyilvánvalóan csak bizonyos korlátok mellett valósítható meg. A 2002 július–október közötti négy hónapnyi időtartamban a pályamagasság a névleges 485 km helyett 450–500 km között, az inklináció a névleges 89 fok helyett 89–93 fok között, a műholdak távolsága a névleges 200 km helyett 214–224 km között változott, a „közel kör alakú pálya” kifejezés pedig ebben az időszakban 0,0074 értékű pálya-excentricitást is jelentett (3. ábra). Részben a valódi és a szimulált pályák különbségei miatt, részben a feldolgozáskor tapasztalt nehézségek miatt, a szimulációk során számított és a tapasztalt pontosságok eltérnek egymástól. Ezeket mutatjuk a 4. ábrán, a valódi GRACE pontosságot 2002-ig és 2003-tól különválasztva. Ugyanis a 2002. év tapasztalatai alapján a feldolgozási eljárásom a fejlesztőknek még sikerült finomítaniuk, de így is a tervezett pontosságnál közel egy nagyságrenddel gyengébben teljesíti a GRACE.

A pontosságban tapasztalt egy nagyságrendi visszaesés ellenére mélyreható vizsgálatokkal bizonyították, hogy a GRACE-ből nyert statikus nehézségi erőter modell bizonyos hullámhosszon minden eddigi nehézségi erőter modellnél



3. ábra a GRACE-pálya néhány paraméterének változásai 2002 júliusa és októbere között



4. ábra a GRACE előzetesen modellezett és valódi pontossági görbéi (a 2002 utáni időszakban a GRACE pontosabbnak bizonyult)

több nagyságrenddel pontosabb, jelentősen bővíve ezzel eddigi ismereteinket. Kérdés azonban, hogy ez az egy nagyságrendi visszaesés mennyiben befolyásolja a statikus térnél nagyságrendekkel kisebb időbeli változások (lásd 2.2 fejezet) észlelhetőségét? A továbbiakban erre keresünk választ.

### 3.2. Az időben változó nehézségi erőter a GRACE mérései alapján

A GRACE műhold méréseiből az első hivatalos időbeni változásokat tartalmazó nehézségi erőter modelleket a CSR (Center for Space Research, University of Texas, Austin) szolgáltatotta [Tapley és társai, 2004]. Összesen 20 globális nehézségi erőter modellt tartalmaz a 2. táblázatban összefoglalt paraméterekkel. Az első két oszlop mutatja, hogy mely év mely napjainak GRACE észlelésein alapul a modell (a napokat adott év január elsejétől számítva), a harmadik oszlop pedig az adott intervallum hosszát mutatja. A táblázatból látható, hogy a modellek jellemzően közel egy hónapos intervallum méréseit foglalják magukban, azonban előfordul nagyobb adatvesztés is (minimális időtartam: 12 nap).

A CSR modelleknek egy fontos jellemzője, hogy az észlelt nehézségi gyorsulás értékeket az atmoszféra tömegére korrigálták, így a 2.2. fejezetben bemutatott szimuláció eredményeivel azonos jellegű, vele összehasonlítható adatot eredményezett.

A CSR modellekből nyert statikus nehézségi erőter elvárásainknak megfelelően jól követi a

2. táblázat

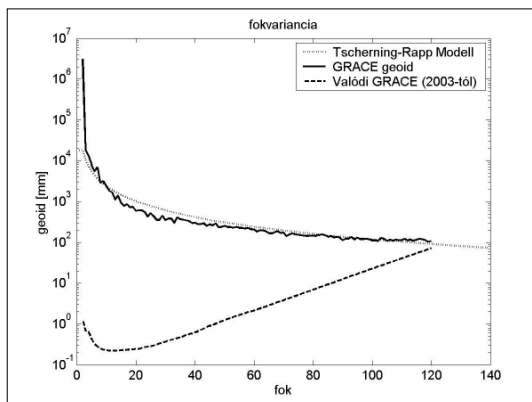
Az CSR nehézségi erőter modellek paramétereiről

év	napok az adott évben	napok száma
2002	104–138	34
2002	213–243	30
2002	244–273	29
2002	274–304	30
2002	305–334	29
2003	035–059	24
2003	060–090	30
2003	091–119	28
2003	114–140	26
2003	182–212	30
2003	213–243	30
2003	244–273	29
2003	274–304	30
2003	305–334	29
2003	335–365	30
2004	001–013	12
2004	035–060	25
2004	061–091	30
2004	092–120	28
2004	122–152	30

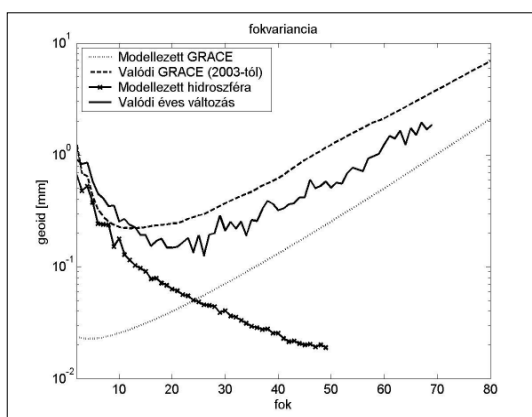
Tscherning-Rapp-féle modellt (5. ábra). A GRACE hibagörbe mintegy 120 foknál éri el a jel nagyságát, és mintegy 90 fokig legalább egy nagyságrenddel kisebb is annál. Ennyire jó felbontást gravimetriai műhold még nem nyújtott globális nehézségi erőter modell meghatározására. (Megjegyezzük, hogy ez a kitétel a pusztán műholdas méréseken alapuló modellekre igaz, mindenféle matematikai trükkök és előzetes ismeretek felhasználása nélkül).

A 20 darab, hónapos felbontású globális modell éves és féléves periódusát a legkisebb négyzetek módszere szerinti kiegyenlítéssel határoztuk meg. Ezeket, mint „évszakos változás” értelmezzük. Mivel ismereteink szerint az évszakos változások legnagyobb részét (az atmoszféra korrekcióba vétele után) a hidrológiai és oceanográfiai folyamatok szolgáltatják, a GRACE-mérésekből tapasztalt évszakos változásokat összehasonlítjuk a 2.2 fejezetben modellezett hidroszféra változásaival (6. ábra).

A 6. ábra több lényeges információt is hordoz magában. Látható, hogy a GRACE-ből meghatározott évszakos változások 20 fok körül emelkedő nagyságrendet mutatnak: ez azt jelentené, hogy a kisebb területeket befolyásoló folyamatok na-



5. ábra a GRACE-mérésekből meghatározott geoid és annak pontossága



6. ábra Modellezett és GRACE által észlelt évszakos változások, valamint a modellezett és a valódi GRACE pontosság

gyobb mértékű változást eredményeznek, mint a nagy, a világoceánt globálisan érintő jelenségek. Ez elviekben lehetséges lenne, azonban a tapasztalat ezt nem támasztja alá. Eddigi ismereteink alapján a nagyméretarányú folyamatok a méretüket tekintve is nagyok, míg a regionális jellegű folyamatok kisebb mértékben befolyásolják a geoid alakját. Összevetve a GRACE modellek emelkedő tendenciáját a GRACE hibagörbéjével (itt már csak a 2002 utáni hibagörbét tüntettük fel, mivel a GRACE geoid-modellek javát ez jellemzi) a válasz nyilvánvaló: a kisebb geoid-formák már a GRACE pontossági görbéje alá esnek, így ezek meghatározására műholdak ebben az elrendezésben alkalmatlanok. Ennek ismeretében a GRACE évszakos modelleket mintegy 15 fokig (2700 km-es felbontásig) van értelme vizsgálni, azon túl a hiba dominál.

A 6. ábrán meglepően láthatjuk, hogy a GRACE másfélszer nagyobb évszakos változást észlelt, mint amekkoráról tudunk. Ismereteink több téren is hiányosak lehetnek. Lehet ez valamilyen nem figyelembe vett évszakos periódusú tömegátrendeződés következménye, ennek esetleges okozóját azonban meg kellene előbb találni a geoszférában. Lényeges azt is tisztázni, hogy nem a GRACE méréseknek valamilyen kalibrációs hibája okozza-e ezt az eltérést? Ez a lehetőség az eddigi vizsgálatok tükrében nem valószínű. Jelenlegi ismereteink mellett a legkézenfekvőbb az, hogy a hidrológiai és az oceanográfiai modellekben felhasznált víz mennyiségét alulbecsülték. Az összes víztömeg becslésére műholdas méréseken alapuló megoldásokon kívül soha nem is volt más járható út, így ennek bizonytalanságára komoly esély van. A GRACE mérési adatok ilyen irányú felhasználásával ezeket a modelleket érdemes pontosítani.

Végezetül a tervezett állapotot vetjük össze a megvalósult helyzettel. Az eredeti elképzelés szerint kb. 25 fokig (1600 km-es formák) időbeli változásainak meghatározása vált volna lehetővé, a gyakorlatban egyelőre azonban be kell értnünk a 15 fokig terjedő jelenségek (2700 km-es formák) időbeli változásainak észlelésével. A céltól való eltérés ellenére meg kell értenünk, hogy a 15 fokig meghatározott évszakos változások meghatározása nagyszerű eredménynek számít, hiszen ez az első műholdas megoldás, amelyik egyáltalán képesnek bizonyult az időbeli változások észlelésére.

Legvégül még megjegyezzük, hogy további lehetőségek állnak a kutatók rendelkezésére a meglévő mérési adatok feldolgozási lépéseinek javítására. Így például ismeretes, hogy a GRACE-ből meghatározott havonkénti geoid-megoldások pontossági csökkenése a műholdak fedélzetén működő gyorsulásmérők adatai nem optimális feldolgozásának az eredménye, ezért érdemes komolyan foglalkozni a nyers mérési adatok feldolgozásának alternatív módszereivel [Schmidt és társai, 2006]. Ezek sikere esetén a 6. ábra GRACE hibagörcbójét „lejjebb” lehetne tolni, ezzel a hiba-jel metszéspontot egy, a tervezetthez közelebbi helyre juttatni.

#### 4. Összegzés

Tanulmányunkban egy gravimetriai műhold, a GRACE, tervezési fázisában készített szimulációs vizsgálat eredményeit hasonlítottuk össze a későbbiekben megvalósult állapottal. Összességében

elmondhatjuk, hogy a GRACE adatokból meghatározott geoid egy nagyságrenddel pontatlanabb lett a tervezettnél, továbbá hogy a vizsgálat tárgyát képező évszakos változásokat a GRACE valamennyivel nagyobbak észleli, mint amennyiről eddig a földtudományok számot tudtak adni.

**Köszönetnyilvánítás:** a tanulmány a Bolyai-ösztöndíj támogatásával készült.

#### IRODALOM

- Bíró P.* (1985): Felsőgeodézia, egyetemi jegyzet, Tankönyvkiadó, Budapest
- Farrell, W. E.* (1972): Deformation of the earth by surface loads, *Rev. Geophys. Space Phys.* 10, 761–797
- Földvály, L.* (2001): Geoid Height Variations Caused by Geophysical Fluids and Their Possible Recovery by Future Satellite Gravity Missions, PhD értekezés, Kyotoi Egyetem
- Földvály L.* (2004): A 2000-es évek első évtizede: A gravimetriai műholdak korszaka, *Magyar Geofizika* 45(4): 118–124
- Földvály, L.–Fukuda, Y.* (2002): On the Effects of the Atmospheric Correction of the GRACE Measurements for Studies of Oceanography, *Periodica Polytechnica* 46/2, 185–198
- Jekei, Ch. – Rapp, R. H.* (1980): Accuracy of the determination of mean anomalies and mean geoid undulations from a satellite gravity field mapping mission, Report no. 307, Dept. of Geodetic Science and Surveying, The Ohio State University, Columbus
- National Research Council* (1997): Satellite Gravity and the Geosphere: Contributions to the Study of the Solid Earth and Its Fluid Envelopes, National Academies Press, Washington D. C., pp. 126, ISBN-10: 978-0-309-05792-9
- Paizs, Z.–Földvály, L.* (2006): Gravitációs modell meghatározása négy hónap GRACE mérési adataiból, *Geodézia és Kartográfia* 59(9), 7–11
- Tapley, B.–Ries, J.–Bettadpur, S.–Chambers, D.–Cheng, M.–Condi, F.–Gunter, B.–Kang, Z.–Nagel, P.–Pastor, R.–Pekker, T.–Poole, S.–Wang, F.* (2005): GGM02 – An improved Earth gravity field model from GRACE, *Journal of Geodesy*, DOI 10.1007/s00190-005-0480-z
- Schmidt, R.–Flechtner, F.–Meyer, U.–Reigber, Ch.–Barthelmes, F.–Törste, Ch.–Stubenvoll, R.–König, R.–Neumayer, K. H.–Zhu, S.* (2006): Static and time-variable gravity from GRACE mission data, *Kiadvány: Observation of*

the Earth System from Space (szerk.: Fulry, J., Rummel, R., Reigber, Ch., Rothacher, M., Boedecker, G., Schreiber, U.) Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 115–130

- (1997): Satellite Gravity and the Geosphere: Contributions to the Study of the Solid Earth and Its Fluid Envelopes, National Academies Press, Washington D. C. , pp. 126, ISBN-10: 978-0-309-05792-9

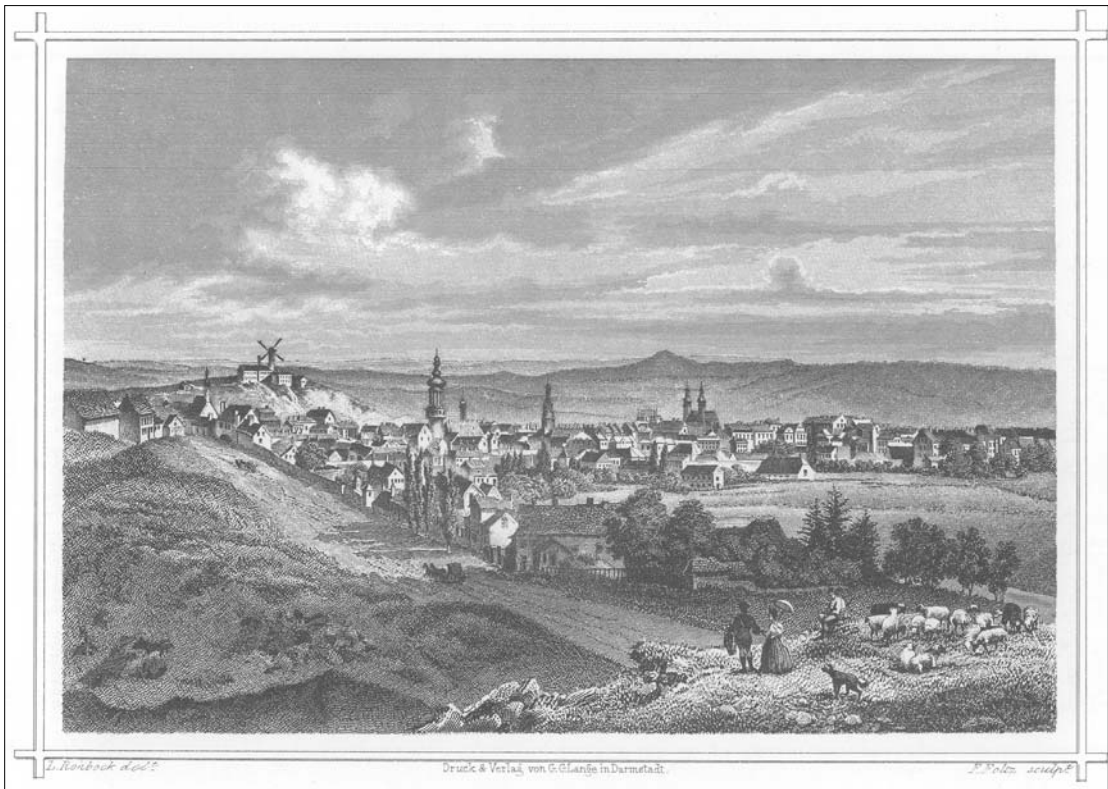
*Tscherning, C. C.–Rapp, R. H. (1974): Closed Covariance Expressions for Gravity Anomalies, Geoid Undulations, and Deflections of the Vertical Implied by Anomaly Degree Variances. Report no. 208, Dept. of Geodetic Science and Surveying, The Ohio State University, Columbus*

### **Accuracy issues about the GRACE determined seasonal variations of the gravity field**

*Földvály, L.*

#### *Summary*

Summary: In this study a comparison of an *a priori* GRACE mission simulation with the real observed results of the satellites is performed. It turns out that the accuracy of the GRACE is an order of magnitude worst than it is in the baseline, and that more signal in the seasonal gravity has been detected than it was expected.



*Sopron*

*(Magyarország és Erdély eredeti képekben, Darmstadt 1856; Lange Gusztáv György)*