

Fizikai geodézia és gravimetria / 19.**A GEOID IDŐBELI VÁLTOZÁSA.**

Mivel a Föld alakja nem azonosítható szabályos geometriai felülettel és zárt matematikai képlettel sem írható le, felmerül a kérdés: mit kell értenünk valójában a Föld alakján? A Föld alakjának meghatározásához vezető úton az első mér földkő Gauss nevéhez fűződik, aki 1828-ban elsőként definiálta Föld "matematikai alakját", mint a földi nehézségi erőter egy bizonyos potenciál-szintfelületét. Közel két évtizeddel később 1849-ben Stokes levezette a róla elnevezett híres integrálformulát, amellyel lehetővé tette nehézségi gyorsulás értékekből a nehézségi erőter potenciálfelületeinek – így a geoidnak – a meghatározását. Ezt követően 1873-ban Listing úgy definiálta a geoid fogalmát, mint a Föld nehézségi erőterének azt az idealizált potenciál szintfelületét, amely potenciálértéke megegyezik a közép-tengerszint magasságában lévő potenciálértékkel. A következő fontos mér földkő Helmert nevéhez fűződik, aki 1880-ban elkészítette a fizikai geodéziáról szóló értekezését, amely magában foglalta a geoidalak meghatározásának problémakörét. A geoid klasszikus definíciója azonban már nem alkalmazható a modern geodéziai környezetben. A szatellita altimetriában például rendszeresen használjuk és elfogadjuk a közép-tengerszint fogalmát, noha a műholdas mérések a poláris területekről nem adnak részletes információt, tehát nem globálisak. A geoidnak a "globális" közép-tengerszinttel történő azonosítása ma már több okból sem engedhető meg. A tengerfelszín nem árapály jellegű periódusos és nem periódusos változásai (pl. a globális tengerszint növekedés) következménye a földi nehézségi erőter, és így a geoid időbeli változása. Ugyanakkor napjaink rohamosan fejlődő technikája és a tudásunk gyarapodása megköveteli a Föld elméleti alakjának minél pontosabb ismeretét. Ezen a szinten elkerülhetetlenné válik a geoid fogalmának felülvizsgálata, illetve pontosítása, valamint időbeli változásának vizsgálata.

A geoid fogalmának problémái

A geoid fogalmának pontosítása során két szorosan egymáshoz kapcsolódó kulcskérdésre kell választ adnunk: egyrészt hogyan definiáljuk és valósítjuk meg a magasság fogalmát, továbbá hogyan definiáljuk a referenciamagasság szintjét, illetve valójában mi is a geoid?

A pontos és korrekt magasságfogalommal szemben három fontos követelmény támasztható:

- 1) legyen a magasság egyértelmű és feltevésmentes,
- 2) az azonos magasságú helyek ugyanazon potenciálértékű szintfelületen legyenek,
- 3) a magasságfogalom metrikus legyen.

A harmadik feltétel kényelmi szempontokat szolgál, kevésbé fontos, szükség esetén a legkönnyebben feláldozható. A jelenleg használt magasságfogalmak egyike sem elégíti ki egyszerre a felsorolt három feltételt.

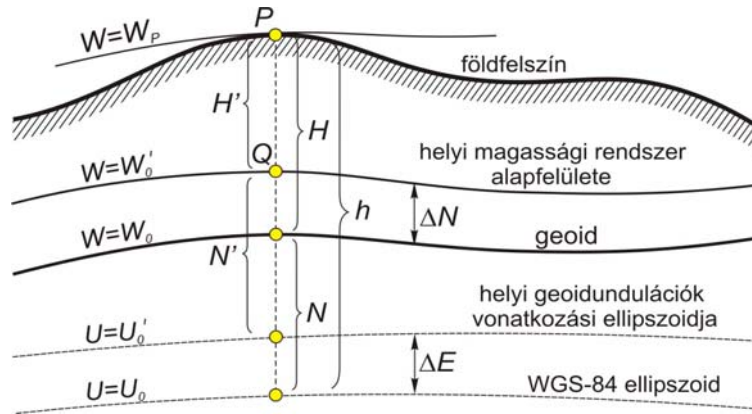
A magasságfogalom vizsgálatához határozzuk meg a nehézségi erő $\mathbf{g} = -\text{grad}W = \nabla W$ vektorát az 1. ábrán látható P és Q pont között. A \mathbf{g} nehézségi erő ellenében végzett munka $\mathbf{d}\ell$ irányú elmozdulás esetén:

$$K_{PQ} = \int_Q^P \mathbf{g} \mathbf{d}\ell = - \int_Q^P \nabla W \mathbf{d}\ell = W_Q - W_P. \quad (1)$$

Mivel tetszőleges \mathbf{F} (pl. $\mathbf{F} = \mathbf{g}$) erőre

$$\oint \mathbf{F} \mathbf{d}\ell = 0, \quad (2)$$

ezért a (1) független az úttól, tehát a K_{PQ} egyértelmű magasságfogalom.



1. ábra. A magasság értelmezése

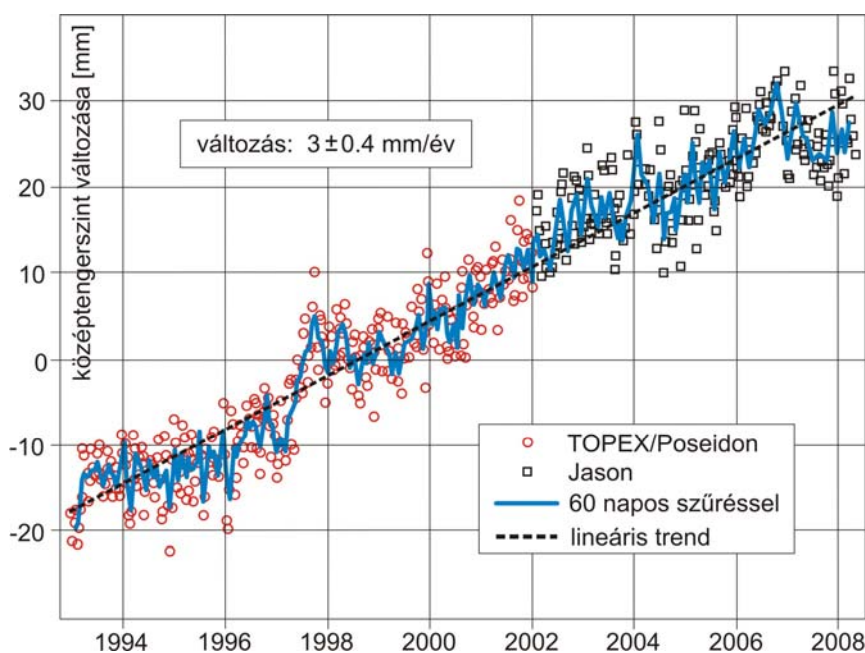
Amennyiben a Q pontot referenciapontnak választjuk, és a $W_Q = W_0'$ potenciálértéket rendeljük hozzá, akkor a $K_P = W_0' - W_P$ geopotenciális érték a valódi magassággal kapcsolatosan felsorolt két legfontosabb feltételt kielégíti, viszont nem metrikus magasság, mivel a 3. feltételt nem teljesíti. (A K_P geopotenciális értékből származtatható ortométeres-, dinamikai-, vagy normálmagasság már metrikus, viszont ezeknél az első két feltétel sérül.)

Ha valamely ország kiválasztott magassági alappontjában a W_0' konstanshoz megfelelő számértéket rendelünk, a nehézségi erőter végtelenül sok potenciál szintfelülete közül kiválaszthatjuk azt a felületet, amelyet az adott ország nulla magasságú referencia felületének tekintünk. Ha viszont az így kiválasztott W_0' értékű szintfelületet megpróbáljuk globális méretekben kiterjeszteni referencia szintfelületként, akkor távolabbi területeken még abban az esetben is problémák adódnának, ha a $W(x, y, z)$ potenciálfüggvényt megfelelő pontossággal ismernénk. Ha nem megfelelő számértéket rendelünk a W_0' mellé, és ezt globálisan kiterjesztjük, akkor megsérthetjük a $W(r \rightarrow \infty) = 0$ alapfeltételt is (definíció szerint ugyanis a gravitációs potenciált a végtelenben zérusnak tekintjük). Jelenleg a különböző magassági vonatkozási rendszerekkel elvileg ugyanaz a probléma, mint fél évszázaddal korábban a különböző referencia ellipszoidokkal volt.

Felmerül a kérdés, hogy mi az a W_0 potenciálérték, amely globálisan alkalmazható, vagy másképpen fogalmazva: hol is van valójában a geoid felszíne? A

19. században a globális magassági dátum létrehozásakor feltételezték, hogy a középtengerszint felhasználásával össze-kapcsolhatók olyan távolabbi területek, amelyek szintezéssel közvetlenül nem köthetők össze. A középtengerszinttel azonosították a geoidot, és több mint egy évszázadon keresztül a „középtengerszint”, a „geoid” és a „magassági dátum” fogalmak szinonimák voltak. Napjainkban ezeket a fogalmakat élesen meg kell különböztetnünk – ellenkező esetben jelentős zavarok és problémák adódnak.

A hidrosztatikus egyensúlyi állapotban lévő szabad folyadékfelszín a nehézségi erő potenciáljának szintfelülete. Sajnos a tengerek esetében a nehézségi erőn kívül a szél és a légnyomásváltozás is hat ezek tömegére, ráadásul a földrajzi hely függvényében jelentősen változik a víz hőmérséklete és a sótartalma is, így az óceánok és a tengerek felszíne nem szabad folyadékfelszín, következésképpen nem is lehet potenciálfelület. Ezek a hatások közel két méter nagyságrendű és néhány ezer km hullámhosszúságú topográfiát rajzolnak a tengerek szabadnak képzelt felszínére. A geoid értelmezése szempontjából erősen zavaró a tengerszintnek a klímaváltozás miatti jelentős globális emelkedése. Az 1992-ben felbocsátott TOPEX-Poseidon majd 2001-től a Jason-1 és 2008-tól a Jason-2 műholdak radar altiméteres mérései alapján néhány cm-es pontossággal meghatározható a tengerfelszín topográfiája. Ezen mérések szerint jelenleg a tengerszint évente közel 3 mm-es globális emelkedése tapasztalható. Ezt láthatjuk a 2. ábrán (a felhasznált adatokban az évszakos hatás nem szerepel).



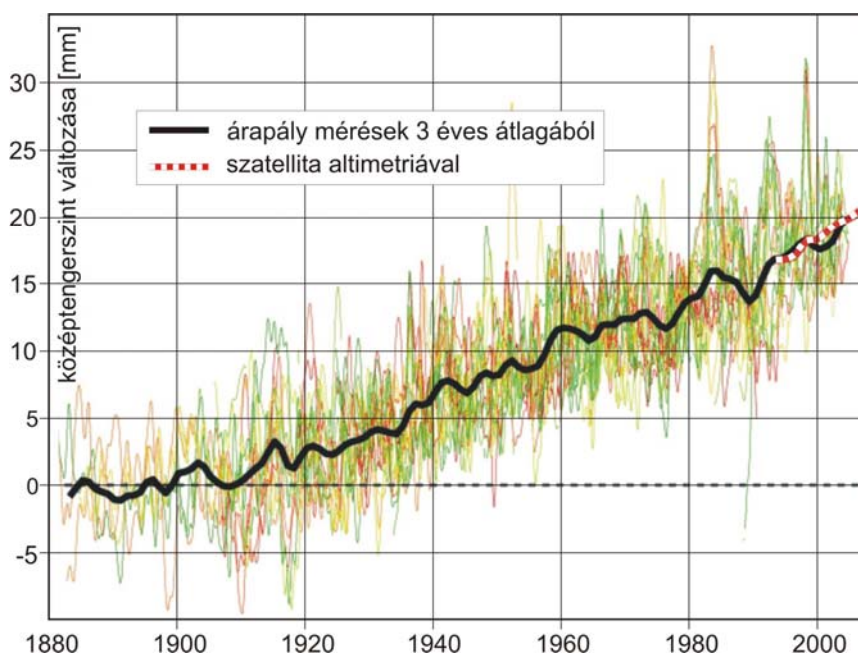
2. ábra. A globális tengerszint-emelkedés satelit altiméteres mérések alapján.

A műholdas mérésekkel jó összhangban álló eredményeket szolgáltatnak a közel 130 éves időtartamra kiterjedő árapály megfigyelések. A 3. ábrán 1880-tól napjainkig a teljes Földet többé-kevésbé jól lefedő, összesen 23 geológiailag stabil (nem lemezhatárokra lévő, tektonikailag nyugodt, izosztikus egyensúlyi állapotú) helyen működő árapály regisztráló készülék regisztrátumai alapján megszerkesztett görbe látható.

A kiválasztott mérőhelyek (Auckland 1903-2000, Balboa 1908-1996, Brest 1807-2000, Buenos Aires 1905-1987, Cascais 1882-1993, Cristobal 1909-1980, Dunedin 1900-1998, Fernandina 1897-

2003, Genova 1884-1997, Honolulu 1905-2003, Key West 1913-2003, Lagos 1908-1999, La Jolla 1924-2003, Lyttelton 1924-2000, Marseille 1885-2000, Cornwall, 1915-2003, Pensacola 1923-2003, Quequen 1918-1982, San Diego 1906-2003, San Francisco 1854-2003, Santa Cruz de Tenerife 1927-1990, Santa Monica 1933-2003, Trieste 1905-2001) mindegyike legalább 60 éves adatsorral rendelkezik.

A mérések alapján az 1900-as képzeletbeli 0 szinthez képest 2000-ig a globális tengerszint mintegy 18.5 cm-es emelkedése tapasztalható.



3. ábra. A globális tengerszint-emelkedésmareográfok mérései alapján.

Ha ragaszkodunk ahhoz, hogy a magassági referencia rendszerünket a zérus magasságúnak definiált középtengerszinthez kössük, akkor ez számtalan területen megoldhatatlan zavart okoz (pl. a geodézia oceanográfiai alkalmazásában, vagy pl. a klímaváltozás vizsgálatában). A középtengerszint ilyen mértékű globális emelkedésével egyébként nem csak az a probléma, hogy a Listing-féle geoid definíció tarthatatlan mivel a geoidot nem lehet azonosítani a középtengerszinttel, hanem ezzel jelentősen változik a Föld tömegeloszlása, tehát időben változnak a szintfelületek, és így a geoid alakja is. A elkövetkező időkben a geodézia tudományával szemben fontos elvárás, hogy a klímaváltozás kérdéséhez kapcsolódva meg kell határozni a globális tengerszintváltozás mértékét, a globális tengeráramlások miatt meg határozni a tengerfelszín topográfiáját, és pontos kapcsolatot kell teremteni a műholdas altimetriával meghatározott tengerszint és a gravimetriai geoid között.

Az eddigieknél is nagyobb probléma a geoid meghatározása a szárazföldek területén, ahol különböző fontos paramétereket nem tudunk közvetlen mérésekkel megfigyelni. A 4. ábrán folytonos vonalakkal jelöltük a Föld felszínén vagy a felszín felett a valóságban látható, illetve mérhető mennyiségeket (földfelszín topográfiája, középtengerszint, földfelszíni nehézségi gyorsulás értékek); míg a szaggatott vonalak a földalatti közvetlenül nem megfigyelhető képzeletbeli világot mutatják (szintfelületek alakja, geoid felszíne, nehézségi gyorsulás geoid felszínére vonatkozó értéke). Ezeket az utóbbi mennyiségeket csak különféle megállapodásokon, definíciókon keresztül, közvetve határozhatjuk meg, – vagyis ezek nem feltevésmentes, valóságos értékek.

műholdak által mért adatok, amelyekből a tengerfelszín topográfiájának a közép-
tengerszinthez viszonyított változása határozható meg és ábrázolható különböző időtar-
tamokra átlagolt izovonalas térképek formájában (pl. 1995 áprilisa és 2003 júniusa
között havi bontásban: <http://nng.esoc.esa.de/ers/alti.html>). A mérési adatok előzetes
feldolgozása során az árapály-hatást és a légnyomás-változás hatását korrekcióként
eltávolították, az így kapott javított adatok tehát a tengerfelszín topográfiájának nem
modellezett rövidebb idejű, szezonális és egyéb változásait tükrözik. A rendelkezésre
álló adatok alapján az 1995 és a 2003 közötti időszakban 97 ilyen ábrán tanulmányoz-
hatjuk havi bontásban valamennyi óceán- és tengerfelszín topográfiájának időbeli vál-
tozását. Az 5. ábrán példaként az 1995, 1996, 1997 és 1998 áprilisára megszerkesztett
izovonalas képeken követhető nyomon a tengerfelszín topográfiájának 12 hónapon-
kénti változása. Már ezen a négy képen is jól lehet látni a változások jellegét és mérté-
két. A vizsgált adatokon egyértelműen látszik az éves periódusú szezonális hatás, a
változások nagyságrendje a vizsgált időtartam alatt mintegy ± 20 cm. Ugyanakkor ép-
pen az 5. ábra mutatja, hogy egyéb jelentős nem szezonális hatások is jelentkeznek
legalább ± 10 cm nagyságrendben.

A geoid időbeli változása

A földi nehézségi erő potenciáletterének szintfelületei és így a geoid is Stokes
ismert módszere alapján határozható meg a nehézségi erőtér ismeretében. Az ún.
“remove-restore” technika alkalmazásával:

$$N = N_{GM} + \Delta N_{\Delta g} + \Delta N_H, \quad (3)$$

ahol

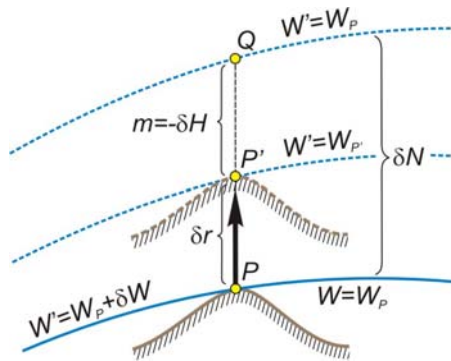
$$N_{GM} = \frac{kM}{r\gamma} \sum_{n=2}^k \left(\frac{a}{r}\right)^n \sum_{m=0}^n (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm}(\sin \psi) \quad (4)$$

az ismert jelölésekkel a geopotenciál modellből számítható és a globális hatásokat
tartalmazó unduláció érték, a

$$\Delta N_{\Delta g} = \frac{R}{4\pi\gamma} \int_{\alpha=0}^{2\pi} \int_{\psi=0}^{\pi} S(\psi) \Delta g \sin \psi d\psi d\alpha \quad (5)$$

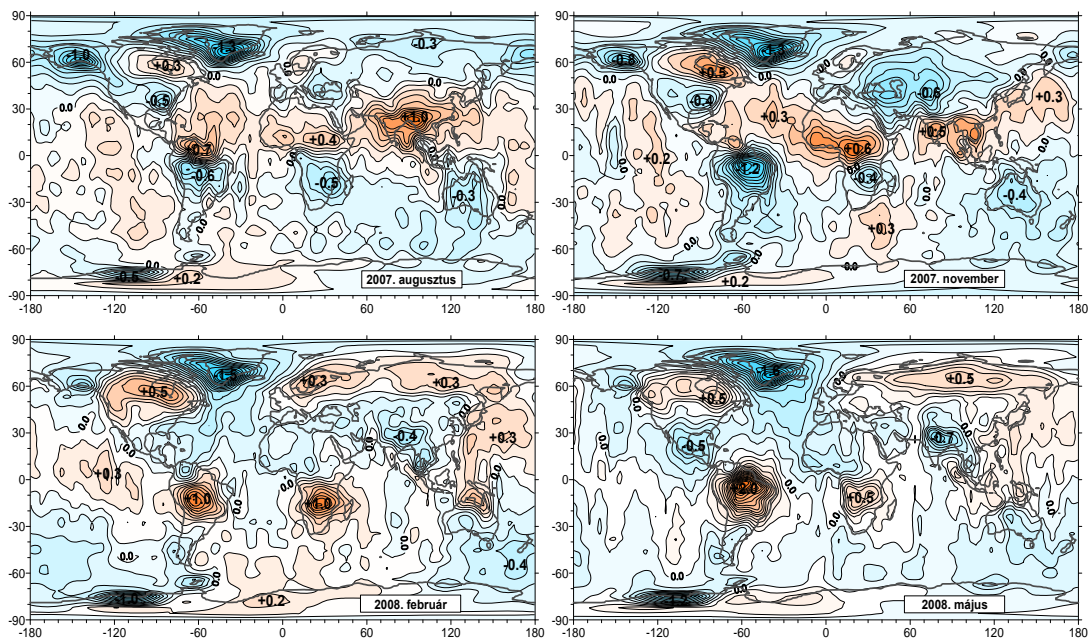
a nehézségi rendellenességekből a Stokes-integrállal állítható elő regionális és lokális
hatásokat adó hozzájárulás, ΔN_H pedig a terephatásából számítható finomítás. A
nehézségi erőtér időbeli változása a (4)-ben alapvetően a C_{nm} , S_{nm} tagokban
jelentkezik, az (5)-ben viszont a Δg tartalmazza és okozza a geoid időbeli változását.

Biró Péter vizsgálatai szerint valójában a nehézségi erőtér és a geoid időbeli
változása közötti kapcsolat nem olyan egyszerű, mint ahogyan az (5) Stokes-integrál
mutatja. Ennek oka, hogy a Föld nem merev, hanem rugalmas test, és ennek
megfelelően az erőtér változása a földtömeg deformációját is okozza, így a 6. ábrán
látható módon a geoid δN megváltozása két részből tevődik össze: a W_P
potenciálértékű szintfelület δH eltolódásából és a földfelszín δr deformációjából. A δr
meghatározása meglehetősen nehéz, mivel ez további két részből tevődik össze:
részben az erőtér változása miatti rugalmas deformációból, részben ettől függetlenül
az adott terület esetleges tektonikai mozgásaiból.



6. ábra. A geoidmagasság δN megváltozása

Először vizsgáljuk meg a (4) összefüggés alapján a lehetséges globális változásokat! Rendkívül tanulságos a nehézségi erőter és a geoid időbeli változását a GRACE és a LAGEOS műholdak 2002. július 29. és 2008. május 27. közötti mérési adataira alapján tanulmányozni. A LAGEOS-1,2 mérései a $C_{2,0}$ gömbfüggvény-

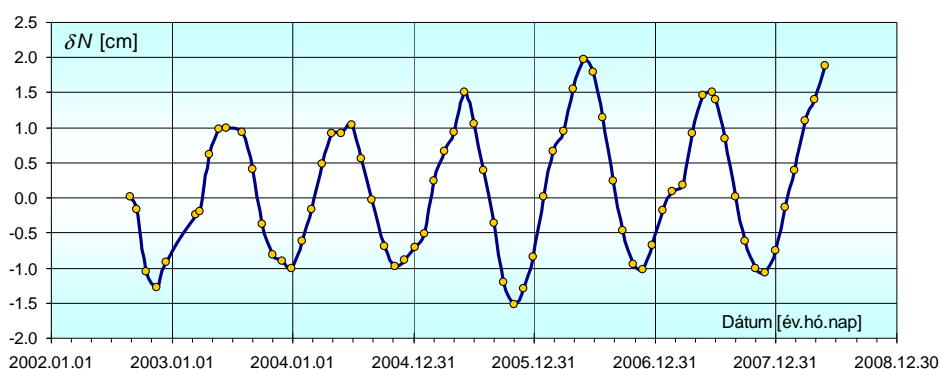


7. ábra. Példa a geoid időbeli változására a GRACE és a LAGEOS műholdak mérései alapján

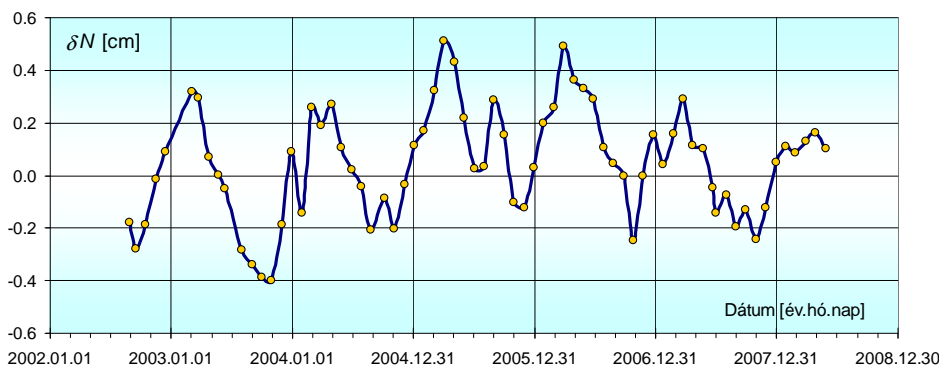
együttható meghatározásában játszottak fontos szerepet, a GRACE mérései az összes többi gömbfüggvény-együttható meghatározásához szolgáltatott információt. Ezekből a mérésekből képzett adatbázisban a nehézségi erőter gömbfüggvény-sorának $n=2$ és 50 közötti együtthatói találhatóak 10 napos időtartamokra számított átlagértékek formájában (<http://bgi.cnes.fr:8110>).

A mérési adatok előzetes feldolgozása során az árapály-hatást és légnyomás-változás hatását korrekcióként eltávolították, az így kapott javított adatok a nehézségi erőter nem modellezett hosszabb idejű változásait: pl. szezonális hatásokat, hidrológiai tömegátrendeződések, hóvastagság változása, sarki jégsapkák oladásának megfelelő tömegváltozások, stb. hatásait tükrözik. Az említett adatbázisból a C_{nm} , S_{nm} gömbfüggvény-együtthatók ismeretében a (4) alapján a 2002 és 2008 közötti időszakra 10 napos bontásban kiszámíthatók a geoidmagasságok a Föld bármely pontjára. A

7. ábrán a teljes Földre $1^\circ \times 1^\circ$ rácshálózatban számított geoidmagasságok felhasználásával 2007 augusztusára és novemberére, illetve 2008 februárjára és májusára megszerkesztett geoidképeken követhetjük nyomon a geoid formáinak időbeli változását 3 hónaponkénti felbontásban. A rendelkezésre álló adatok alapján összesen 209 ilyen geoidra szerkeszthető a 2002 és 2008 közötti időtartamra, terjedelmi okok miatt azonban leszűkítettük a vizsgált esetek számát a 7. ábrán látható négy időpontra, ugyanis ezen a négy képen is már igen jól lehet látni a változások jellegét és mértékét. Nagy változások látszanak a kontinentális területeken, jó összhangban a hidrológiai folyamatok periódusával. Igen jól látható pl. az Amazonas vízgyűjtő területének éves periódusú változása, amit egyébként a 8. ábrán a $\varphi = -3.5^\circ$, $\lambda = -60.5^\circ$ koordinátájú pontban külön kiemelve is bemutatunk a teljes 2002 és 2008 közötti időtartamra. A változás nagyságrendje meglepően nagy: közel 4 cm. Hasonló jelentős változások tapasztalhatók a 7. ábra tanúsága szerint más kontinentális területeken is.



8. ábra. A geoidmagasságok változása az Amazonas vidékén műholdas gravimetriai mérések alapján



9. ábra. A geoidmagasságok változása Budapest közelében műholdas gravimetriai mérések alapján

Számunkra különösen fontos kérdés a változások nagyságrendje Magyarország területén. A 9. ábrán a Budapest közelében fekvő $\varphi = 47.5^\circ$ és $\lambda = 19.5^\circ$ koordinátájú pontban ábrázoltuk a geoid időbeli változását a GRACE és a LAGEOS műholdak 2002. július 29. és 2008. május 27. közötti közel 6 éves mérési adatsora alapján. Látható, hogy a változás cm nagyságrendű, és több különböző periódusból tevődik össze. Az ábrán sejthető egy hosszabb periódus is, és elképzelhető, hogy ez a 11 éves napfoltciklus időjárásra gyakorolt hatásával, illetve az ennek megfelelő csapadékmennyiség változásával kapcsolatos, azonban a megfigyelt időtartam ennek

biztos megállapításához még nem elegendően hosszú. Ez a kérdés mindenképpen tisztázódhat a következő években, amikor már hosszabb adatsorok fognak a rendelkezésünkre állni. Vizsgálataink szerint a változások jellege nagyjából egész Magyarország területére a 9. ábrán láthatóhoz hasonló.

Végül foglalkozunk még röviden a geoid lokális időbeli változásának kérdésével! A geoid lokális változásai a nehézségi erőtér kisebb kiterjedésű változásaihoz kapcsolódnak (légnyomásváltozás, talajvízszint ingadozás, folyók /pl. Duna/ áradó-apadó víztömegének hatása, kőzetkompakció, geológiai, tektonikai, technogén, stb. hatások). A kapcsolat az (5) Stokes-integrálon keresztül valósítható meg a földtömeg rugalmas viselkedésének *Biró Péter* vizsgálatai figyelembe vételével. Ezeknek a változásoknak a geoid időbeli változására gyakorolt mértéke és területi eloszlása további részletes vizsgálatokat és számításokat igénylő fontos kutatási feladat.