

# A GEOID IDŐBELI VÁLTOZÁSA

Völgyesi Lajos<sup>\*,\*\*</sup>



**Time variation of the geoid** – In the first part of this study the development and problems related to the concept of the geoid are discussed. The wide-spread use of the GPS in the geodetic praxis demands the knowledge of precise and reliable geoid heights. Nowadays the determination of the precise, cm-accuracy geoid is one of the biggest challenges of the Earth's sciences. At the present state of the geoid determination the basic concepts of the geoid definition and the driving factors leading to the time variation of the geoid must be discussed.

**Keywords:** geoid, mean sea level, height determination, critical points of the geoid concept

A tanulmány első részében a geoid fogalmának kialakulásával és a geoidfogalom problémáival foglalkozunk. A korszerű GPS technika elterjedésével fokozott igény jelentkezik a pontos és megbízható geoidunduláció értékek ismeretére. A megfelelő cm-es pontosságú geoidkép meghatározása napjainkban a földtudományok egyik legnagyobb kihívása. A geoidmeghatározás jelenlegi pontossága mellett pontosan tisztáznunk kell az alapfogalmakat, és vizsgálnunk kell azokat az okokat is, amelyek a geoid alakjának időbeli változását eredményezik.

**Kulcsszavak:** geoid, középengerszint, magasságmeghatározás, geoidfogalom problémái

## 1 Bevezetés

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 mérnök Gauss nevéhez fűződik, aki 1828-ban elsőként definiálta Föld "matematikai alakját", mint a földi nehézségi erőter egy bizonyos potenciál-szintfelületét (Gauss, 1828). 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 (Stokes, 1849). Ezt követően 1873-ban Listing úgy definiálta a geoid fogalmát, mint a Föld nehézségi erőterének azt az idealizált potenciál szintfelületét, amely potenciálértéke megegyezik a középengerszint magasságában lévő potenciálértékkel (Listing, 1873). A következő fontos mérnök Helmert nevéhez fűződik, aki 1880-ban elkészítette a fizikai geodéziáról szóló értekezését, amely magában foglalta a geoidalak meghatározásának problémakörét (Helmert, 1880). A geoid klasszikus definíciója azonban már nem alkalmazható a modern geodéziai környezetben. A szatellita altimetriában például rendszeresen használjuk és elfogadjuk a középengerszint fogalmát, noha a műholdas mérések a poláris területekről nem adnak részletes információt, tehát nem globálisak. A geoidnak a "globális" középengerszinttel 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 elkerülhetlenné válik a geoid fogalmának felülvizsgálata, illetve pontosítása, valamint időbeli változásának vizsgálata.

## 2 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?

\* Budapesti Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem, Általános- és Felsőgeodézia Tanszék

\*\* MTA-BME Fizikai Geodézia és Geodinamikai Kutatócsoport

H-1111 Budapest, Műegyetem rkp.3.

E-mail: volgyesi@eik.bme.hu

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

$$\oint \mathbf{F} \mathbf{d}\ell = 0,$$

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

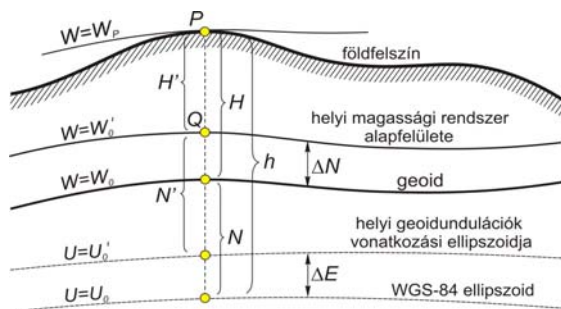
Amennyiben a  $Q$  pontot referenciapontnak választjuk, és a  $W_Q = W'_0$  potenciálértéket rendeljük hozzá, akkor a  $K_P = W'_0 - W_P$  geopotenciális érték a valódi magassággal kapcsolatosan felsorolt két legfontosabb feltételt kielégíti, viszont nem metrikus magasság, mivel a 3. feltételt nem teljesíti. (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 más-

képpen fogalmazva: hol is van valójában a geoid felszíne? A 19. században a globális magassági dátum létrehozásakor feltételezték, hogy a középengerszint felhasználásával összekapcsolhatók olyan távolabbi területek, amelyek szintezéssel közvetlenül nem köthetők össze. A középengerszinttel azonosították a geoidot, és több mint egy évszázadon keresztül a „középengerszint”, 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



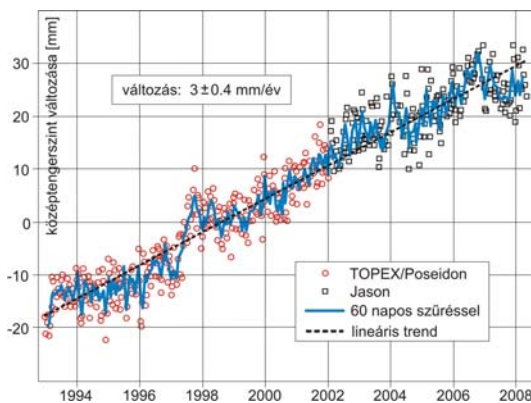
1. ábra. A magasság értelmezése

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 (Heck, 1989). 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).

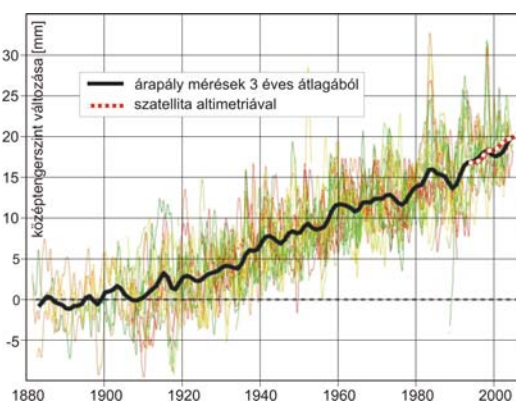
A műholdas mérésekkel jó összhangban álló eredményeket szolgáltatnak a közel 130 éves időtartamra kiterjedő árapály megfigyelések. A 3. ábrán 1880-tól napjainkig a teljes Földet többé-kevésbé jól lefedő, összesen 23 geológiailag stabil (nem lemezhatárokon lévő, tektonikailag nyugodt, izosztikus egyensúlyi állapotú) helyen működő árapály regisztráló készülék regisztrátumai alapján megszerkesztett görbe látható. A Douglas (1997) által 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.

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 kapcsolat kell teremteni a műholdas altimetriával meghatározott tengerszint és a gravimetriai geoid között.

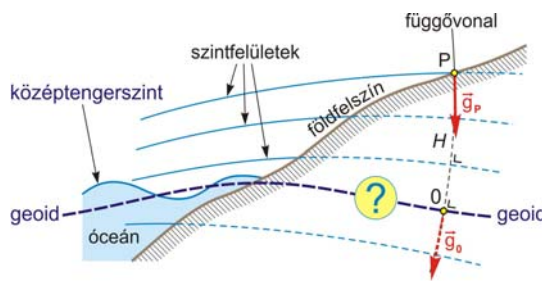
Az eddigieknél is nagyobb probléma a geoid meghatározása a szárazföldek területén, ahol különböző fontos paramétereket nem tudunk közvetlen mérésekkel megfigyelni. A 4. ábrán folytonos vonalakkal jelöltük a Föld felszínén vagy a felszíne felett a valóságban látható, illetve mérhető mennyiségeket (földfelszín topográfiája, középtengerszint, földfelszíni nehézségi gyorsulás értékek); míg a szaggatott vonalak a földalatti közvetlenül nem megfigyelhető képzeletbeli világot mu-



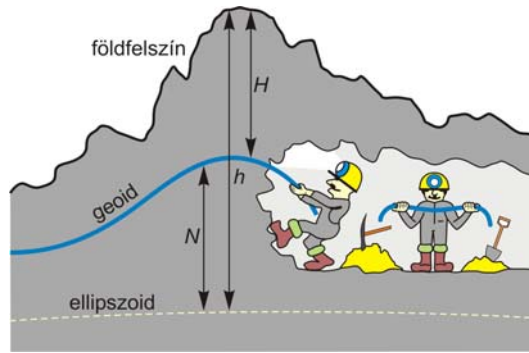
2. ábra. A globális tengerszint-emelkedés szatellita altiméteres mérések alapján



3. ábra. A globális tengerszint-emelkedés mareográfok mérései alapján



4. ábra. A Föld feletti valódi- és a Föld alatti képzeletbeli világ



5. ábra. A geoidmeghatározás fáradságos munkája szárazföldek területén

tatják (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. Szárazföldi területeken a geoid közvetlen, feltevésmentes meghatározása csak az 5. ábrán szemléltetett módon hosszú, fáradságos munkával lehetséges (Roman, 2007).

Mindebből az következik, hogy mindenképpen szükséges az eddigieknél precízebb olyan geoid definíció, mely akár a szárazföldek területén is pontosan értelmezhető és egyértelműen meghatározható. Ez a kérdéskör napjainkban egyre időszerűbb és egyre divatosabb kutatási terület, a témában egyre több figyelemre méltó eredmény születik (pl. Featherstone-Lichti, 2008; Hipkin, 1988, 2002; Hofmann-Wellenhof–Moritz, 2005; Li–Götze, 2001; Smith, 1998; Torge, 2001). Ennek a tanulmánynak korlátozott terjedelmi okokból nem az a célja, hogy megoldja a geoid pontos definíciójának problémáját, ehelyett inkább az időbeli változások problémájával foglalkozunk.

Az eddigiek alapján nyilvánvaló, hogy bármely geoidfogalom szükségszerűen kapcsolódik a Föld nehézségi erőteréhez, így a nehézségi erőter bármely időbeli változása elkerülhetetlenül a geoid időbeli változását vonja maga után.

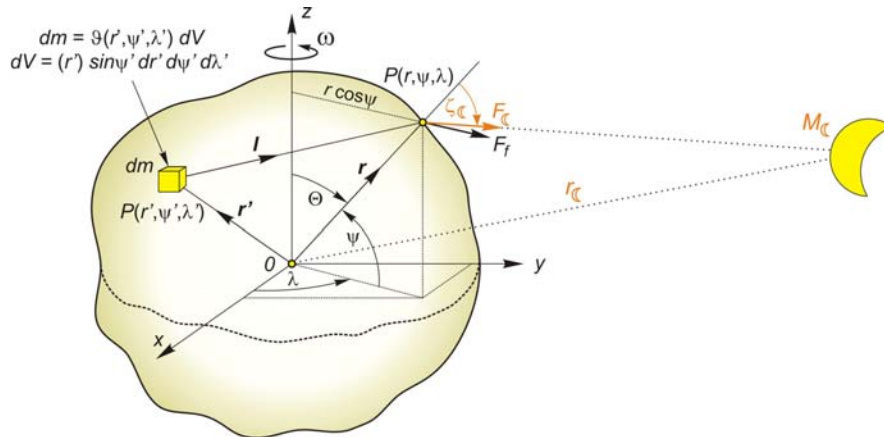
### 3 A nehézségi erőter időbeli változása

Az alábbiakban röviden összefoglaljuk mindazon okokat, amelyek a nehézségi erőter időbeli változását eredményezik. A Föld tetszőleges pontjában a nehézségi térerősség, (illetve gyorsulás) a 6. ábra jelöléseinek megfelelően (Völgyesi, 2005, 2006):

$$g(t) = k(t) \int_{r'(t)} \int_{\psi'(t)} \int_{\lambda'(t)} \frac{\rho(r', \psi', \lambda', t) r'^2(t) \sin \psi'(t)}{[r(t) - r'(t)]^2} dr' d\psi' d\lambda' + \omega^2(t) r^2(t) \cos^2 \psi(t) + \delta g_a. \quad (2)$$

A (2) összefüggésben megjelöltük azokat a tagokat, amelyeknek valamilyen okból szerepe lehet a nehézségi erőter időbeli változásában, majd ezek alapján az 1. táblázatban összefoglaltuk az időbeli változás lehetséges okait.

Vizsgáljuk meg most az 1. táblázat alapján részletesebben a kiváltó okokat. Az erőter időbeli változásainak vizsgálata során érdemes különválasztani az árapály következtében kialakuló, és a nem árapály jellegű változásokat. Az elkülönítés legfontosabb indoka az, hogy az árapály igen rövid periódusú tízed mGal nagyságrendű változása valamennyi más változásnál markánsabb. Az árapály hatására a földi nehézségi erőter potenciáljának szintfelületei napi kétszeri maximummal és minimummal átlagosan néhány dm-es „lüktetést” mutatnak, ezért a geoidot semmiképpen nem definiálhatjuk a valódi nehézségi erőter potenciáljának szintfelületeként. Emiatt alapvetően fontos a földi árapály igen pontos ismerete, mivel a hatását a  $g$  mérések feldolgozása során minden esetben el kell távolítanunk.



6. ábra. Jelölések a földi nehézségi erő összetevőinek számításához

Dirac Nobel-díjas fizikus korábban arra a következtetésre jutott, hogy a  $k$  gravitációs "állandó" értéke fordítottan arányos a világegyetem (vagy a világegyetem egy részének) a korával; a gravitációs állandó értéke az időben csökken (Dirac, 1937). Amennyiben ez igaz, a becslések szerint a  $g$  értéke az utóbbi 1 milliárd évben kb.  $1\text{ m/s}^2$  értékkel változott, ami évente  $0.1\ \mu\text{Gal}$  csökkenésnek felel meg (Völgyesi, 2005, 2006).

Mivel a Föld tengely körüli forgásának szögsebessége sem egyenletes, ezért a centrifugális erő megváltozása miatt is változik a nehézségi erőter. A hatás a forgástengelytől mért távolság függvénye, a Föld felszínén az egyenlítő mentén a legnagyobb, ettől északra és délre haladva csökken, a pólusoknál pedig zérus. Erre vonatkozóan pontos számítások végezhetők, amelyek szerint az egyenlítői fél nagytengely hosszának csökkenése 800 évenként kb. 1 cm, a nehézségi gyorsulás csökkenése pedig közelítőleg  $2\ \text{nGal/év}$ , ami kb. 500 év alatt tesz ki  $1\ \mu\text{Gal}$  értéket az egyenlítő vidékén (Völgyesi, 2005, 2006).

A pólusmozgásnak már jelentősebb a hatása. A pólusmozgás következtében a forgástengely évi 10-20 m nagyságrendű közel periodikus elmozdulását tapasztaljuk, ez a centrifugális gyorsulásnak a közepes földrajzi szélesség környékén évente  $5\ \mu\text{Gal}$  nagyságrendű kvázi-periodikus változást eredményez. Ennél is nagyobb lehet a hatása a pólusvándorlásnak, ugyanis a földtörténeti korok folyamán a földrajzi pólus jelentős – akár kontinentális méretű – elmozdulásával is lehet számolni. A rendelkezésre álló mérések szerint az utóbbi 110 év alatt a közepes pólus több mint 10 métert mozdult el Kanada irányába, ami a nehézségi gyorsulásnak a  $\varphi = 45^\circ$  szélesség környékén mintegy  $2\text{-}3\ \mu\text{Gal}$  nagyságrendű változást eredményezett (Völgyesi, 2005, 2006).

A Föld tágulásának hipotézise Egyed László (1970) nevéhez fűződik. Elképzelésének, pontos és minden apró részletre kiterjedő igazolása még a jövő nehéz feladata. Különböző megfontolások

#### 1. Táblázat. A nehézségi erőter időbeli változásának lehetséges okai

$\delta g_a$	árapály
$k(t)$	gravitációs együttható időbeli változása
$\omega(t)$	lassuló forgási szögsebesség
$\psi(t), \lambda(t)$	pólusmozgás
$r(t)$	táguló Föld
$\rho(r', \psi', \lambda', t)$	sűrűségváltozások
$r(t)$	felszínmozgások
$r'(t)$	tömegátrendeződések



alapján Egyed évi 0.6 mm sugárnövekedést feltételezett, ami a nehézségi gyorsulás csaknem  $0.2\mu\text{Gal}$  nagyságú éves csökkenésének felelne meg.

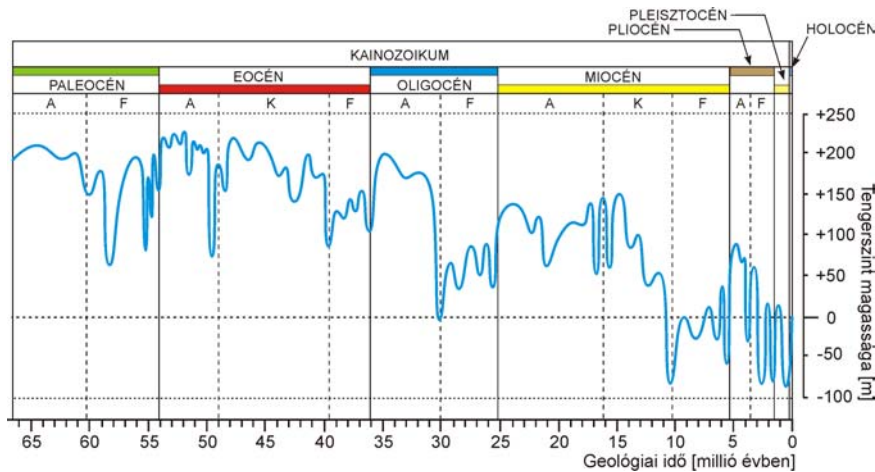
Földünk jelentős területén laza fiatal üledékes kőzetek találhatók a felszínen vagy a felszín közelében. Ezekben a magas pórustérfogat lehetővé teszi, hogy jelentős mennyiségű vizet vagy akár különféle szénhidrogéneket tartalmazzanak. Ilyen kőzetek esetében számolni kell az ún. kőzetkompakcióval, vagy tömörődéssel, – különösen abban az esetben, ha a kőzetekből szénhidrogén vagy vízkitermelés is történik. A kőzetek tömörödésével növekszik a kőzetek sűrűsége, másrészt a térfogatcsökkenés miatt felszíni süllyedések is keletkeznek. Korábbi vizsgálataink során 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 felsőpannoniai, valamint a kvarter rétegek talpmélységét. Az esetek nagy részében a süllyedési értékek és a pannon üledékek vastagsága között korrelációt találtunk, ami a kőzetkompakciót igazolja (Völgyesi–Csapó–Szabó, 2005).

A függőleges felszínmozgások során, a földfelszínen lévő pontok a Föld nehézségi erőterében más potenciálértékű helyre kerülnek, így az elmozdult pontokban más lesz a nehézségi erő értéke. Magyarország területén a függőleges felszínmozgások átlagos értéke  $1\text{mm}/\text{év}$ , bár helyenként ez lehet  $4\text{--}5\text{ mm}/\text{év}$  is, sőt pl. Debrecen területén eléri a  $8\text{ mm}/\text{év}$  értéket. Ezért 10 éves időtartam alatt a felszínmozgások miatt átlagosan  $2\text{--}4\ \mu\text{Gal}$ , de bizonyos területeken akár  $10\text{--}20\ \mu\text{Gal}$  változásra is számítani lehet (Völgyesi–Csapó–Szabó, 2005). Találhatók a Földön olyan területek is (pl. Skandináviában) ahol ennél lényegesen nagyobb elmozdulások is mérhetők. A vízkivétel hatására Kalifornia az ideális példa, néhány évtized alatt méteres nagyságrendű süllyedéssel.

A nehézségi erőter domináns összetevője a tömegvonzási erőter elsősorban az erőteret keltő tömegek átrendeződése miatt változhat meg. Az átrendeződési folyamatokban résztvevő tömegek nagyságának, sűrűségviszonyainak és mozgási sebességének megfelelően kialakulhatnak a tömegvonzási, illetve a nehézségi erőter helyi, regionális és globális változásai; a mozgások jellegének megfelelően pedig lehetnek szekuláris, rövidperiódusú és rendszertelen (egyszeri) változások.

A légköri meteorológiai változások, elsősorban a légnyomás és a páratartalom változása a nehézségi erőter időbeli változását okozza. A tapasztalat szerint  $1\text{ mBar}$  légnyomásváltozás kb.  $0.3\ \mu\text{Gal}$  nagyságú  $g$  változást eredményez. Mivel a legkisebb és a legnagyobb légnyomás közötti különbség akár  $50\text{--}60\text{ mBar}$  is lehet és  $10\text{--}20\text{ mBar}$  értékű változás akár fél nap alatt is bekövetkezhet, ezért a  $g$  mérések során a légnyomás változását mindenképpen figyelembe kell venni, a graviméteres méréseket az árapály és a drift javításokkal egyidőben el kell látni a légnyomás korrekcióval is.

A Föld felszínén, vagy a felszín közeli tartományokban lejátszódó geológiai, tektonikai folyamatok a nehézségi erőter tetszőleges idejű lokális, regionális vagy akár globális változásait eredményezhetik. Az eróziós folyamatok, üledékképződés, vulkáni működések, lokális és globális tektoni-



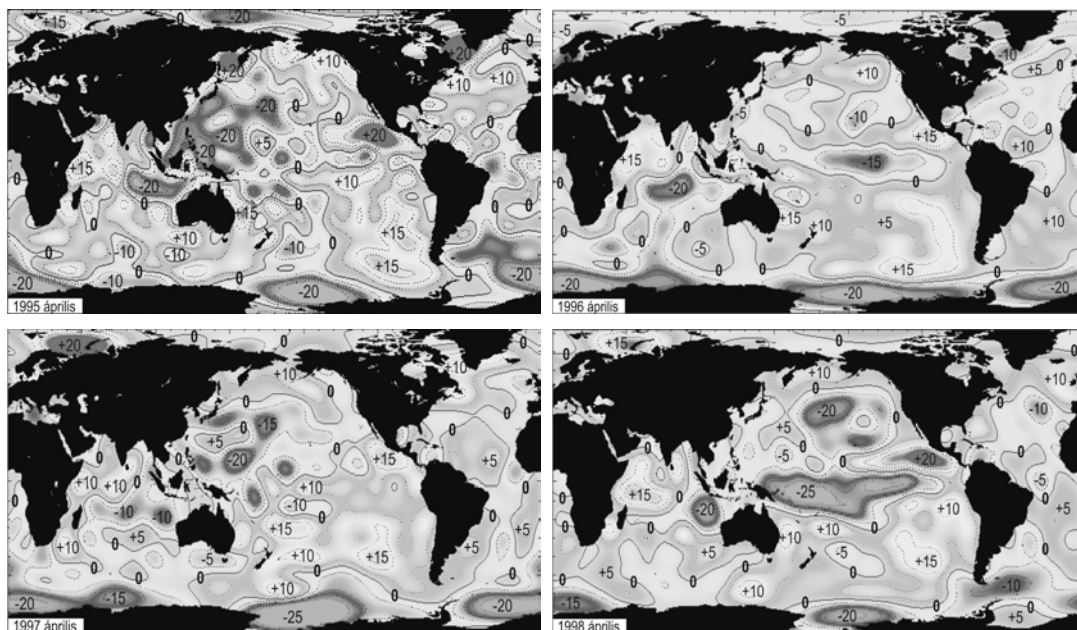
7. ábra. Globális tengerszint-változások a kainozoikumban Haq, Hardenbol és Vail (1987) szerint.

kai folyamatok, lemeztektonika, kontinensvándorlás, óceáni medencék tágulása (ocean floor spreading) mind olyan jelenségek, amelyek hosszabb időtartam alatt a nehézségi erőter számottevő változását okozhatják. A Föld belsejében lejátszódó tömegátrendeződésekről egyelőre még rendkívül keveset tudunk. A köpenyáramlások, vagy esetleg a belső földmag korábban feltételezett excentrikus modelljének megfelelő tömegmozgások a nehézségi erőter hosszú periódusú globális változásait okozhatják. Az ember bányászati, és a hatalmas építmények létrehozására vonatkozó tevékenysége (óriási völgyzárógáták, felhőkarcolók, és egyéb építmények) a nehézségi erőter lokális változását eredményezik. Ma már rendelkezésre állnak olyan szoftverek, amelyekkel minden egyes speciális esetre ki lehet számítani az adott építmény lokális gravitációs hatását, amely akár néhány tized mGal nagyságú is lehet (Völgyesi–Tóth 2004).

A földi tömegátrendeződések legjelentősebb tétele a különféle víztömegek mozgásához, áramlásához, hidrológiai folyamatokhoz kapcsolódik. Földünk felszínének több mint 70%-át a világóceánok, tengerek és folyók alkotják, de nem elhanyagolható tömeget képviselnek a földalatti vizek, a sarki jégsapkák, a csapadék eső és hó formájában, valamint az a víztömeg, amely mozgása az ember tevékenységéhez kapcsolódik.

Érdeemes külön figyelmet szentelnünk az óceánok és tengerek globális méretű vízszint-változásaira. A földtudományokon belül a szeizmikus sztratigráfia egyre pontosabb eredményei lehetőséget adnak a nehézségi erőter szekuláris, vagy a földtörténeti korokra kiterjedő ún. paleoszekuláris változásainak meghatározására a világtengerek eusztatikus változásai vizsgálatán keresztül (Völgyesi, 1996). A 7. ábrán példaként a kainozoikumra vonatkozó eusztatikus változási görbét láthatjuk. Feltűnő, hogy a mai tengerszinthez viszonyítva az eddigi maximális szint csaknem 200 méterrel magasabban, míg a minimális szint mintegy 100 méterrel alacsonyabban volt. A világóceánjainak ilyen mértékű mozgása a nehézségi erőter – és ezen keresztül a geoid – földtörténeti korokra kiterjedő hatalmas méretű paleoszekuláris változásait eredményezi.

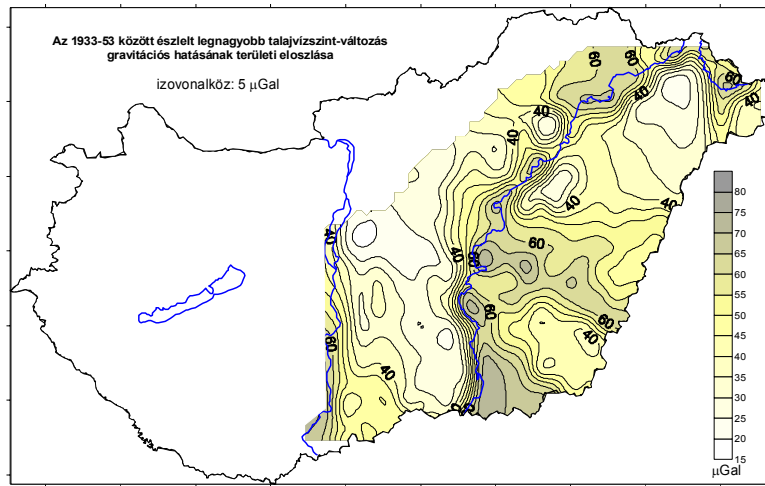
Hasonlóképpen érdekes és fontos a tengerfelszín topográfiájának rövid periódusú nem árapály jellegű időbeli változásait vizsgálni. Erre kiváló lehetőséget teremtenek az ERS-1,2 műholdak által mért adatok, amelyekből a tengerfelszín topográfiájának a középtengerszinthez viszonyított változása határozható meg és ábrázolható különböző időtartamokra 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 korrekció-



8. ábra. A tengerfelszín topográfiájának változása 1995 és 1998 között az ERS-1,2 műholdak mérési alapján

ként 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 tanulmányozhatjuk havi bontásban valamennyi óceán- és tengerfelszín topográfiájának időbeli változását. A 8. ábrán példaként az 1995, 1996, 1997 és 1998 áprilisára megszerkesztett izovonalas képeken követhető nyomon a tengerfelszín topográfiájának 12 hónaponkénti változása. Már ezen a négy képen is jól lehet látni a változások jellegét és mértékét. A vizsgált adatokon egyértelműen látszik az éves periódusú szezonális hatás, a változások nagyságrendje a vizsgált időtartam alatt mintegy  $\pm 20$  cm. Ugyanakkor éppen a 8. ábra mutatja, hogy egyéb jelentős nem szezonális hatások is jelentkeznek legalább  $\pm 10$  cm nagyságrendben.

Természetesen nem csupán az óceánok tömegének gravitációs hatása érdekel minket, az utóbbi időben megnőtt azoknak a kutatásoknak a jelentősége, melyek a különféle víztömegek lokális gravitációs hatásával foglalkoznak. A talajvízszint ingadozásának gravitációs hatása évtizedek óta közismert. Vizsgálataink szerint pl. az Alföldön 1 m talajvízszint ingadozás átlagosan 10-15  $\mu\text{Gal}$  nehézségi gyorsulás változást eredményez (Csapó–Szabó–Völgyesi, 2003). 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 ázott talajvízkút és közel 16 000 fúrt kút adatait mérték meg és jegyezték fel. Ezen adatrendszer alapján az Alföld területére megszerkesztettük a talajvízszint ingadozás okozta maximális gravitációs hatás területi eloszlásának 9. ábrán látható térképét (Völgyesi et al. 2007).



9. ábra. Talajvízszint változás gravitációs hatása az Alföld területén

Érdekes és jelentős a nehézségi erőtér időbeli változása a folyók apadása-áradása következtében. 2002-ben megvizsgáltuk az augusztusi dunai árvíz gravitációs hatását is. Megállapítottuk, hogy a víztömeg gravitációs hatása közvetlenül a vízparton 0.2 mGal körüli érték, ami a vízparttól távolodva rohamosan csökken, tehát lokális hatás (Völgyesi–Tóth, 2004).

#### 4 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

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



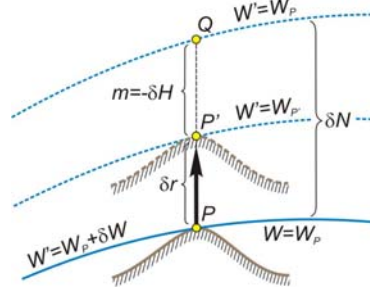
az ismert jelölésekkel (Torge, 2001; Hofmann-Wellenhof–Moritz, 2005) a geopotenciál modellből számítható és a globális hatásokat tartalmazó unduláció érték, a

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

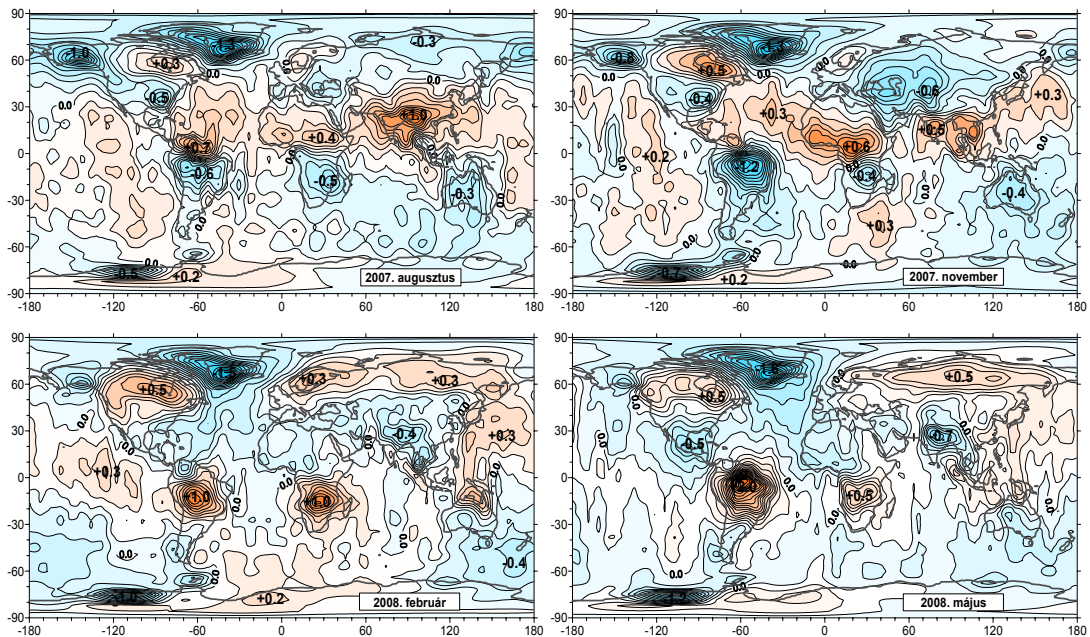
a nehézségi rendellenességekből a Stokes-integrállal (Biró, 1985) állítható elő regionális és lokális hatásokat adó hozzájárulás,  $\Delta N_H$  pedig a terephatásából számítható finomítás (Tóth 1999). A nehézségi erőtér időbeli változása a (4)-ben alapvetően a  $C_{nm}$ ,  $S_{nm}$  tagokban jelentkezik, az (5)-ben viszont a  $\Delta g$  tartalmazza és okozza a geoid időbeli változását.

Biró (1981, 1983) 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 10. ábrán látható módon a geoid  $\delta N$  megváltozása két részből tevődik össze: a  $W_P$  potenciálértékű szintfelület  $\delta H$  eltolódásából és a földfelszín  $\delta r$  deformációjából. A  $\delta r$  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.

Először vizsgáljuk meg a (4) összefüggés alapján a lehetséges globális változásokat! Rendkívül tanulságos a nehézségi erőtér és a geoid időbeli változását a GRACE és a LAGEOS műholdak 2002. július 29. és 2008. május 27. közötti mérési adatsora alapján tanulmányozni. A LAGEOS-1,2 mérései a  $C_{2,0}$  gömbfüggvény-együttható meghatározásában játszottak fontos szerepet, a GRACE mérései az összes többi gömbfüggvény-együttható meghatározásához szolgáltattak információt.



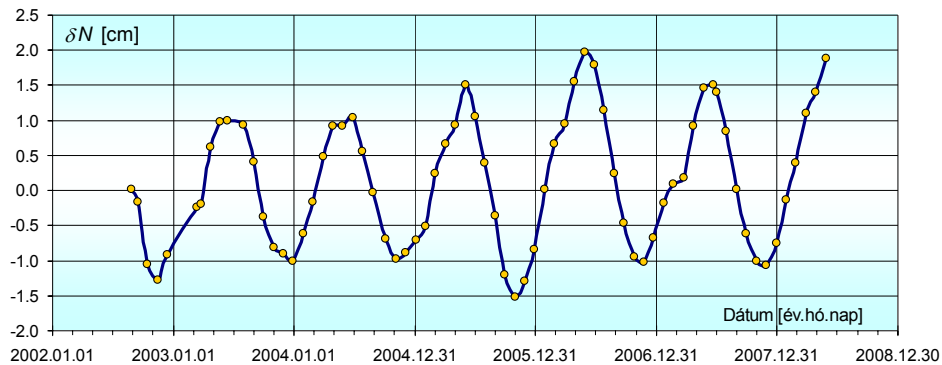
10. ábra. A geoidmagasság  $\delta N$  megváltozása



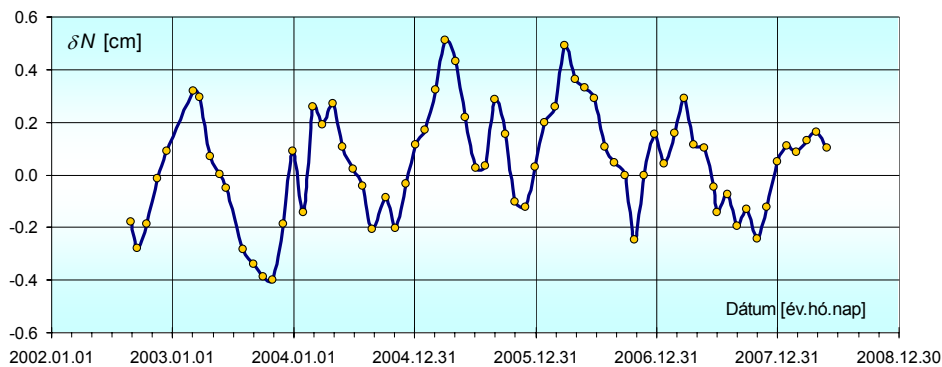
11. ábra. Példa a geoid időbeli változására a GRACE és a LAGEOS műholdak mérési alapján (Lemoine et al, 2007)

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 olvadásának 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 11. 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 geoidábra szerkeszthető a 2002 és 2008 közötti időtartamra, terjedelmi okok miatt azonban leszűkítettük a vizsgált esetek számát a 11. 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 (Földváry, 2008), amit egyébként a 12. 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 11. ábra tanúsága szerint más kontinentális területeken is.



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



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

Számunkra különösen fontos kérdés a változások nagyságrendje Magyarország területén. A 13. 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 adataira alapján. Látható, hogy a változás cm nagyságrendű, és több különböző periódusból tevődik össze. Az ábrán sejtethető 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 13. ábrán láthatóhoz hasonló.

Végül foglalkozunk még röviden a geoid lokális időbeli változásának kérdésével! A geoid lokális változásai a nehézségi erőter 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 (1981, 1983) vizsgálatai figyelembe vételével. Ezeknek a változásoknak a geoid időbeli változására gyakorolt mértéke és területi eloszlása további részletes vizsgálatokat és számításokat igénylő fontos kutatási feladat. Ebből a célból speciális szoftver elkészítését tervezzük, amellyel megfelelő modellszámítások végezhetők.

## 5 Összefoglalás

Egyik oldalról törekszünk a geoid minél pontosabb meghatározására, ugyanakkor általában nem gondoljuk végig, hogy pontosan mit is határozunk meg. Lassan hozzá kell szoknunk a gondolathoz, hogy a klasszikus Listing-féle geoid-definíció már egyre kevésbé tartható, vagy ha mégis ragaszkodunk hozzá, akkor egy bizonyos meghatározott geoidkép mellé oda kell írni azt az időpontot is, amikorra érvényes. Ha ugyanis cm pontosságú geoidot kívánunk meghatározni (márpedig a GPS magasságok gyakorlati alkalmazása mellett mindenképpen ez az igény), akkor nem hagyhatjuk figyelmen kívül, hogy a geoidmagasságok viszonylag rövid időn belül akár több cm-rel is megváltoznak.

**Köszönetnyilvánítás.** Kutatásaink a K76231 OTKA támogatásával folynak.

## Hivatkozások

- Biró P** (1981): Zur Anwendung der Stokes'schen Formel für zeitliche Schwereänderungen. Zeitschrift für Vermessungswesen 106(10), 523-531.
- Biró P** (1983): Time Variation of Height and Gravity. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Biró P** (1985): Felsőgeodézia, egyetemi jegyzet Tankönyvkiadó, Budapest.
- Csapó G, Szabó Z, Völgyesi L** (2003): Changes of gravity influenced by water-level fluctuations based on measurements and model computation. Reports on Geodesy, Warsaw University of Technology, 64(1), 143-153.
- Dirac P A** (1937): The cosmological constants. *Nature*, 139, 323
- Gauss C F** (1828): Bestimmung des Breitenunterschiedes zwischen den Sternwarten von Göttingen und Altona, Göttingen.
- Douglas B C** (1997): Global Sea Rise: A Redetermination. *Surveys in Geophysics* 18, 279-292.
- Egyed L** (1970): A Föld belső szerkezetének új dinamikus felfogása. *Fizikai Szemle*, XX. 354-364
- Featherstone W E, Lichti D D** (2008): Fitting gravimetric geoid models to vertical deflections. *Journal of Geodesy*, DOI: 10.1007/s00190-008-0263-4
- Földváry L** (2008): Globális klimatológiai változások hatása a nehézségi erőterre, és annak műholdas észlelési lehetőségei. *Magyar Tudomány* 169(6), 704-714.
- Haq BU, Hardenbol J, Vail P R** (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156-1167.
- Heck B** (1989): A revision of R. Mather's Work on the Determination of Stationary Sea Surface Topography and Global Vertical Datum Definition, *Lecture Notes in Earth Sciences*, Springer-Verlag, 29, 85-97.
- Helmert F R** (1880): Die mathematischen und physikalischen Theorien der höheren Geodäsie, Teubner, Leipzig, Frankfurt.
- Hipkin R** (1988): Bouguer anomalies and the geoid: a reassessment of Stokes' method. *Geophysical Journal*, 92, 53-66.
- Hipkin R** (2002): Defining the geoid by  $W=W_0=U_0$ : Theory and practice of a modern height system, 3rd Meeting of the IGGC, Thessaloniki, Greece, Aug. 26-30, 2002, 367-377.
- Hofmann-Wellenhof B, Moritz H** (2005): *Physical Geodesy*, Springer, Wien.
- Lemoine J-M, Bruinsma S, Loyer S, Biancale R, Marty J-C, Perosanz F, Balmino G** (2007): Temporal gravity field models inferred from GRACE data, *Advances in Space Research* 39, 1620-1629.
- Li X, Götze H J** (2001): Ellipsoid, geoid, gravity geodesy, and geophysics, *Geophysics*, 66(6), 1660-1668.

- Listing J B** (1873): Über unsere jetzige Kenntnis der Gestalt und Grosse der Erde, Nachr. d. Kgl., Gesellsch. d. Wiss. und der Georg-August-Univ., 33-98, Göttingen.
- Roman D R** (2007): Geoid Surfaces and Theory, Annual Meeting of the Central Chapter of the PLSC. Denver, CO, February 24, 2007.
- Smith D A** (1998): There is no such thing as "The" EGM96 geoid: Subtle points on the use of a global geopotential model. IGeS Bulletin No. 8. International Geoid Service Milan, Italy, 17-28.
- Stokes G G** (1849): On the variation of gravity at the surface of the Earth, Transactions of the Cambridge Philosophical Society, V. 8, p. 672.
- Torge W** (2001): Geodesy, 3rd edn. Walter de Gruyter, Berlin.
- Tóth Gy** (1999): Szabályos hibák a gravimetriai geoidmeghatározásban és kimutatásuk GPS-szel, 12. Kozmikus Geodéziai Szeminárium előadásainak gyűjteménye, Székesfehérvár, 97-102.
- Völgyesi L** (1996): A geoid időbeli változása a tengerszintváltozások alapján. Geodézia és Kartográfia, 48(6), 26-33
- Völgyesi L, Tóth Gy** (2004): Modelling gravity gradient variation due to water mass fluctuations. IAG International Symposium, Gravity, Geoid and Space Missions. Porto, Portugal, 2004
- Völgyesi L** (2005): A nehézségi erőter időbeli változása, Geomatikai Közlemények VIII, 181-192.
- 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
- Völgyesi L** (2006): Some possible physical reason of time variation of Earth's gravity field (a possible proof of time change of gravitational constant). Periodica Polytechnica Civ. Eng, 50(2), 161-170.
- Völgyesi L, Csapó G, Szabó Z, Tóth Gy** (2007): A nehézségi erőter időbeli változása Magyarország területén. Geomatikai Közlemények X.159-166.