

Kísérlet a Bouguer-anomáliatérképet mélységtérképpé transzformáló helyi mátrix kiszámítására

SZ. PINTÉR ANNA – STOMFAI RÓBERT

A geofizikai mérések komplex értelmezése érdekében kísérletet tettünk a Bouguer-anomáliatérképet olyan átalakítására, amely optimálisan közelíti a szeizmikus (és/vagy geoelektromos) mélységadatokat. Ez az átalakított gravitációs térkép egyrészt megbízható interpolációt biztosít a szeizmikus szelvények közötti területeken, másrészt megtartja a gravitációs adathalmazban rejlő információt, harmadsorban a közelítés után a szeizmikus (geoelektromos) szelvények mentén a nagyobb eltérésekből újabb földtani következtetéseket vonhatunk le.

Для комплексной интерпретации геофизических данных были сделаны попытки преобразовать карты аномалий Буге в карты глубин, оптимально аппроксимирующие сейсмические (и/или электроразведочные) данные глубин. Такие преобразованные карты аномалий поля силы тяжести обеспечивают достоверную интерполяцию в пространствах между сейсмическими профилями, с одной стороны, сохраняют информацию, содержащуюся в гравиметрических данных, — с другой, причем по значительным отклонениям от сейсмических (электроразведочных) разрезов; выявляемым после аппроксимации, можно делать дополнительные геологические выводы.

For a complex interpretation of geophysical measurements we attempted a transformation of the Bouguer-anomaly map approximating in a most optimal way the seismic (and/or geoelectric) depth data. This transformed gravity map provides — on the one hand — a reliable interpolation on the areas between seismic profiles and — on the other hand — it retains all the informations contained in the gravity data; further on, having obtained the approximation we are able to draw additional geological consequences on the basis of greater deviations presenting themselves along the seismic (geoelectric) profiles.

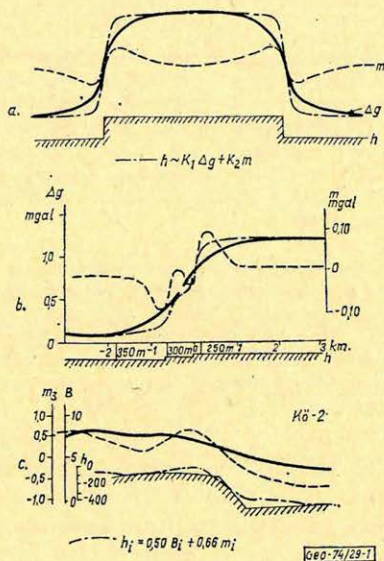
„A komplex geofizikai mérések módszertani kérdései a Vértes hegység előterében” című cikk (Magyar Geofizika, 1973. XIV. 5–6.) ismerteti annak a gravitációs módszertani problémának földtani kereteit, amelyet a jelen cikkben részletesebben elemeztünk. Hangsúlyozzuk, hogy nem egy lezárt kutatásról van szó, amelynek tételei általánosíthatóak, hanem csupán egy megkezdett kísérletről.

A probléma gyökere ott van, hogy bár a gravitációs Bouguer-anomáliatérképek, valamint a Meskó Attila által definiált mátrixokkal számított maradékanomália-térképek már a geofizikai előkutatás fázisában (azaz a szeizmikus-geoelektromos mérések tervezésének szakaszában) igen nagytömegű — igaz, nem mindig könnyedén értelmezhető — információt szolgáltatnak, ezen információtömeg nagy része a geofizikai mérések komplex értelmezésénél könnyen elvész. E hatalmas gravitációs adattömegből az értelmezést végző kutató jelenleg csak szubjektív és kvalitatív módon ragadhat ki elemeket. Nincs ui. olyan objektív és gyors eljárás, amely a kutatásnak ebben a záró fázisában a gravitációs adatok információtömegét könnyen értelmezhetővé, ábrázolhatóvá és áttekinthetővé tenné.

Ezen a nehézségen kíséreltünk meg segíteni, legalább az olyan, földtanilag kedvező felépítésű területeken, ahol a gravitációs anomáliák kialakításában az a földtani szint játszik döntő szerepet, amelyet a szeizmikus refrakciós mérésekkel vagy geoelektromos szondázásokkal kimutatunk, azaz általában a har-

madidőszaki medence aljzata. Azt állítjuk ugyanis, hogy *ilyen* területeken a szeizmikus-geoelektromos mérések kiértékelése után a mélységadatokat, valamint a gravitációs (Bouguer- és maradék-) anomáliákat felhasználva, kiszámítható olyan kisebb területre érvényes mátrix, amelyet a Bouguer-anomáliatérképre alkalmazva a szeizmikus refrakciós (ill. a komplex szeizmikus-geoelektromos) szintet legjobban közelítő adatrendszert, azaz végül is mélység-térképet kapunk.

Az átalakító mátrix kiszámításának elve eléggé szemléletes, bár nem problémamentes. A számítás gyakorlati kivitelezésénél szintén jelentkeznek problémák. Mi az első lépésben a legegyszerűbben megírható programot, a leggyorsabban alkalmazásba vehető eljárást dolgoztunk ki. Itt most ezt a lehetőséget ismertetjük. Amint azonban említettük, e témában további vizsgálatokat folytatunk.



1. ábra. Az átalakító mátrix elvének szemléltetése

Рис. 1. Иллюстрация принципа матрицы преобразования

Fig. 1. Illustrating the principles of the transformation-matrix

Legyen h egy kétdimenziós ható felszínét leíró görbe, Δg e ható gravitációs hatásgörbéje, m pedig valamelyik maradékanomáliagörbe (1a. ábra). Alkalmassal k_1 és k_2 szorzókkal elérhető, hogy $k_1 \cdot \Delta g + k_2 \cdot m \sim h$ legyen, azaz a Δg és az m görbék súlyozott összegzésével egy a h görbét jól közelítő újabb görbe szerkeszthető. Kérdés persze, hogy a sok lehetőség közül melyik maradékanomáliagörbét, vagy görbéket kell kiválasztani és milyen k szorzókat kell az összegzésnél alkalmazni.

Példaképpen bemutatunk egy kétdimenziós kétlépcsős vetőt (1b. ábra). Itt is található olyan k_1 és k_2 szorzó, amellyel a Δg és m értékeket szorozva és összeadva, a közelítés optimális. Jól látható azonban az, hogy itt az optimális közelítés is torzít. A pozitív és negatív maradékanomáliákra valószínűleg kü-

lön-külön kellene szorzót megállapítani. Ilyen programot egyelőre nem írtunk, de a kevésbé torzító közelítés érdekében erre feltétlenül szükség lesz, sőt szó lehet arról is, hogy a Δg relatív értéke is beleszóljon a k értékek kiszámításába. Egy egyszerű földtani példát is bemutatunk (1c. ábra), a Vértes hegység Ny-i előterében mért szeizmikus-refrakciós mérési anyagból a $K\bar{o}-2$ szelvény egy szakaszát. Itt hasonlóképpen olyan szorzókat kerestünk, amelyekkel a B_i Bouguer- és az m_3 ($s=250$ m, $\kappa=3$) maradékanomáliát megszorozva a h_{sz} szeizmikus mélységet jól közelítjük. A számítógépes program a $h_{g,i} - \bar{h}_g = 0,50(B_i - \bar{B}) + 0,65m_{3,i}$ értéket adta. Ehhez az összefüggéshez több lépésben jutottunk. A közelítés a vető mentén nem túlságosan jó, erre később visszatérünk.

* * *

A Vértes hegység Ny-i előterében, 1972-ben kb. 75 km² területen 12 szeizmikus szelvény mentén 250 m-ként vettünk mintákat összesen 559 ponton. Egyszerűsítési szempontok miatt a $h_{sz,i}$ szeizmikus mélységadatok és a B_i Bouguer-anomáliák mellett először csupán az $s=250$ m, $\kappa=3$ paraméterű m_3 maradékanomáliákat vontunk be a vizsgálatba.

Sajnos, mindegyik összeírt adatrendszerben van egy önkényes „szintbeállító” konstans (pl. a $h_{sz,i}$ adatrendszerénél a tengerszint), amelynek a hatófel-szín leképezéséhez nincs köze. Ezért az adatrendszereket át kell alakítani úgy, hogy minden adatrendszerből levonjuk az átlagértékeket.

Ezután olyan k_1 és k_2 értékeket kell keresni, hogy

$$\sum_{i=1}^n (k_1 m_{3i} + k_2 B_i - h_{sz,i})^2 = \min \text{ legyen.}$$

(Itt B_i és $h_{sz,i}$ már az átlagtól mentes értéket jelöli.)

A számítást elvileg valamennyi reális paraméterrel számítható maradékanomáliára ki kellene terjeszteni, azaz általában a

$$\sum_{i=1}^n (k_1 B_i + k_2 m_{2i} + k_3 m_{3i} + \dots + k_9 m_{9i} - h_i)^2 = \min$$

képlettel kell számolni.

Valószínű azonban, hogy valamennyi maradékanomália bevonására nincs szükség. Erre vonatkozó elméleti vizsgálatokat még nem végeztünk, de van olyan tapasztalatunk itt nem ismertett modellkísérletnél, hogy egyes hasonló paraméterű maradékanomáliák (pl. m_7 , m_8) szorzói valószínűtlenül nagy pozitív vagy negatív számok lehetnek, így ezek végeredményben nullázzák egymást.

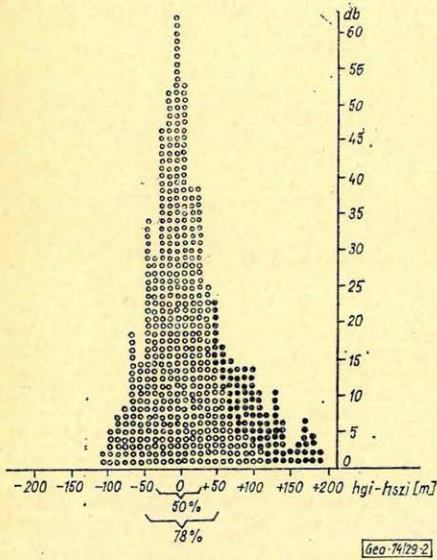
A szorzók ismeretében a Meskó Attila által definiált mátrixok elemeit megszorozzuk és összeadjuk, így jutunk végül az új mátrixhoz, amelyet a Bouguer-anomáliatérképre a szokásos módon alkalmazunk (ez egyszerűbb számítás, mint az egyes térképek adatainak szorzása és összeadása).

Visszatérve a Vértes előterének h_{sz} , B_i és m_{3i} adatrendszerére, a közelítést fokozatosan végeztük. Az első közelítés után

559 adatra a $0,50B_i + 0,87m_{3i} = h_{gi}$, $\sigma^2 = 3014$ összefüggést kaptuk, ezután kihagyva a ± 150 m, majd a ± 100 m, a ± 75 m, végül a ± 50 m-nél nagyobb eltérésű pontokat, rendre a következő eredményeket kaptuk:

pontok száma	k_1	k_3	σ^2	$ h_{sz} - h_g $
559	0,50	0,87	3014	
553	0,49	0,87	2762	< 150 m
519	0,50	0,84	1938	< 100 m
456	0,50	0,74	1234	< 75 m
385	0,50	0,66	644	< 50 m

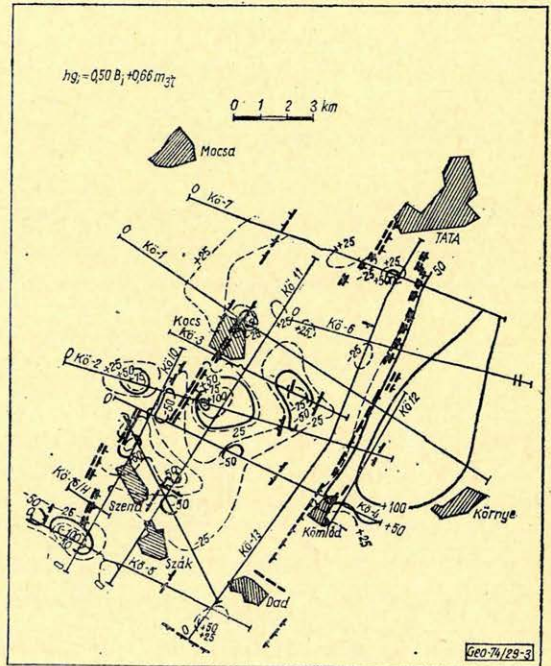
Ha figyelembe vesszük, hogy e 75 km^2 területen a Bouguer-anomáliák az átlagtól maximálisan $\pm 6 \text{ mgal}$ -ra térnek el, a maradékanomáliák elérik a $\pm 1,5 \text{ mgal}$ értéket, helyenként pedig, mind a bemutatott $K\ddot{o}-2$ szelvény mentén a Bouguer-anomália $2,5 \text{ mgal}$ -os változása $1,5 \text{ mgal}$ -os maradékanomália-változással jár együtt, látható, hogy a maradékanomáliák szerepe a közelítésnél jelentős. Itt – közvetve – említjük meg azt is, hogy az említett (itt nem ismertett) modellkísérleteknél a korreláció a maradékanomáliák bevonásával $30-40\%$ -kal javul ahhoz a helyzethez viszonyítva, amikor csak a Δg hatásokkal végezzük el az optimalizálást.



2. ábra. A szeizmikus mélységadatok (h_{sz}) és az átalakított gravitációs mélységadatok (h_g) eltéréseinek gyakorisága a Vértes hegység Ny-i előterében

Рис. 2. Повторяемость отклонений данных преобразованных гравитационных карт о глубинах (h_g) от сейсмических данных о глубинах (h_{sz}) в западном передовом участке гор Вертеш

Fig. 2. Frequency of the deviation between seismic depth data (h_{sz}) and transformed gravity depth data (h_g) in the Western foreground of Vértes mountains



3. ábra. A $h_{gi} - h_{sz_i}$ különbségek területi eloszlása

Рис. 3. Территориальное распределение разностей $h_{gi} - h_{sz_i}$

Fig. 3. Areal distribution of the differences $h_{gi} - h_{sz_i}$

Az utolsó ($0,5B_i + 0,66m_{3i}$) összefüggéssel mind az 559 pontra kiszámítottuk a $h_{gi} - h_{sz, i}$ különbségeket, azaz a gravitációs adatokból számított, valamint a szeizmikus mélységek különbségét, s a különbségek gyakorisági görbáját ábrázoltuk (2. ábra). A gyakorisági görbe pontjainak 50%-a mindössze ± 30 m különbséget jelez (ennyi hiba a szeizmikus mérésekben is lehet), 78% ± 50 m különbségen belül van. Feltűnő, hogy a gyakorisági görbe aszimmetrikus, viszonylag sok nagy pozitív értéket mutat. A gyakorisági görbén megjelöltük azokat a pontokat, amelyek területileg is elkülönülnek.

Térképszerűen ábrázolva ezeket a különbségeket két jellegzetességet figyelhetünk meg (3. ábra). A nagy eltérések helyei vagy csupán 1–2 elszigetelt pontra vonatkoznak váltakozó előjellel, vagy nagyobb összefüggő területen, azonos előjellel jelentkeznek.

Az első típus túlnyomóan ott fordul elő, ahol a szeizmikus mérések vetőt jeleznek. Ez érthető is, hiszen e területen a gravitációs mérések átlagos ponttávolsága 250–300 m (s e pontok sem a szelvényekbe esnek). A szokásos módon szerkesztett Bouguer-anomáliatérkép és az ebből számított maradékanomáliák ezért nem képesek elég élesen követni a pár száz méteren belüli hirtelen mélységváltozásokat. Persze, kisebb lokális kiemelkedések, mélyedések jelentkezhetnek hol a szeizmikus, hol a gravitációs képben, mert vagy az egyik, vagy a másik módszer veszi észre ezeket, így a kisebb eltérések egy része származhat ebből is. Az eltérések második jellegzetes típusa csak a földtani felépítés, a sűrűségviszonyok megváltozásával magyarázható. Az eltéréstérkép K_i peremén a gravitációs szint +100 m, +150 m-rel magasabban van a komplex szeizmikus-geoelektromos szintnél. Ez a terület egyébként egy vetőrendszerrel határolt medence. A gravitációs anomáliák növekedését itt egyaránt okozhatja a fiatal üledékösszletben vagy az aljzatban bekövetkező sűrűség-növekedés, esetleg a kettő együtt.

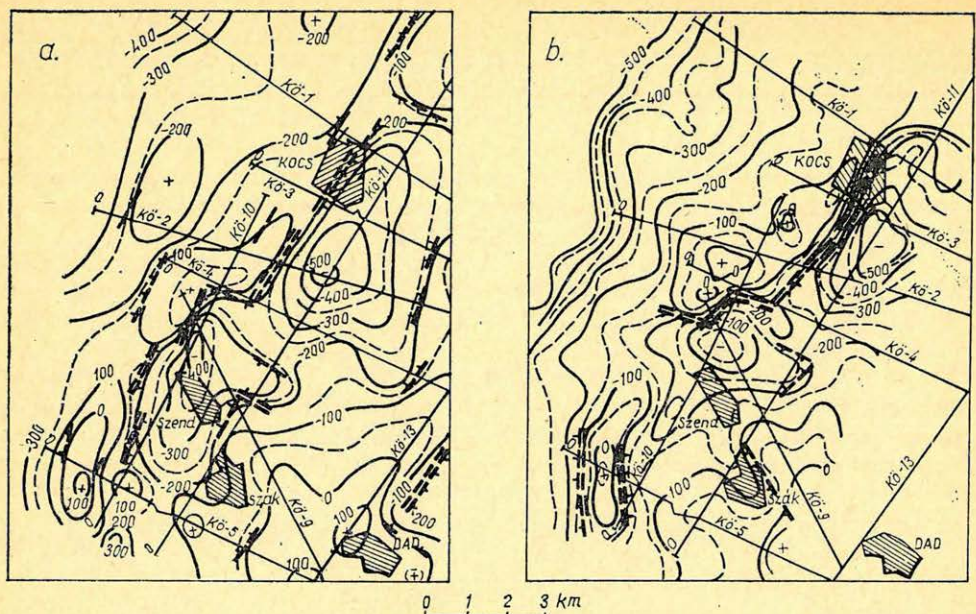
Végül az eltérések egy pontosan meg nem határozható része származhat abból a torzító hatásból, amit az 1. ábra kétlépcsős vetője mutatott jellegzetesen.

A számítások második szakaszában ezt az eltérő földtani felépítésű területet jelző 96 pontot kihagytuk, s a számítást újra elvégeztük most már az m_3 , az m_6 és az m_9 paraméterű maradékanomáliák egyidejű bevonásával. Itt is fokozatos kihagyásokat alkalmazva, végeredményként a

$$0,5 B_i + 0,5 m_{3i} + 0,25 m_{6i} + 0,25 m_{9i} = h_{gi}$$

összefüggést kaptuk. Újabb eltéréstérképet is szerkesztettünk, amely lényegesen nem különbözik az elsőtől. Az m_6 és az m_9 paraméterű maradékanomáliák nem szüntették meg a vetők menti nagy eltéréseket. Ez voltaképpen az adott, viszonylag nagy átlagos állomástávolság miatt nem is volt várható. A szorzók segítségével kiszámított mátrixot a Bouguer-anomáliatérképre alkalmazva végül is egy, a szeizmikus mélységértékeket közelítő mélységértéket kaptunk (4b. ábra), amely biztosítja a szeizmikus szelvények közötti optimális interpolációt. A komplex értelmezést végző kutatónak e térképen kívül természetesen az eltéréstérképet is figyelembe kell venni. (Sajnos számítástechnikai okok miatt az egész területről nem tudjuk az optimális interpolációt biztosító mélységértéket bemutatni. Az egész területről ugyanis nincsenek összefüggő maradékanomália-térképeink, tekintettel arra, hogy a gravitációs méréseket és a maradékanomália-számításokat különböző években végeztük.)

Összehasonlítóként bemutatjuk azt a mélységértéket is, amely a szeizmikus vonalhálózatra van alapozva s ahol a Bouguer-anomáliatérképet csak



Geo74/29-4

4. ábra. A karbonátos mezozoós medencealjzat mélységtérképe a) a szeizmikus és a kvalitatív módon figyelembe vett gravitációs adatokból szerkesztve, b) az optimalizáló program segítségével interpolált mélységtérkép

Рис. 4. Карта глубины залегания карбонатного мезозойского основания а – по сейсмическим и по качественно учтенным гравиметрическим данным; б – карта глубин, интерполированная с использованием программы оптимизации

Fig. 4. Depth chart of the mesozoic carbonate base of the basin a) constructed from seismic data, taking into account gravity data too in a qualitative manner, b) depth-chart obtained by means of the optimisation program

szubjektív módon vettük figyelembe (4a. ábra). Jól szembetűnik, mennyivel több részletet jelez a gravitációs adatok kvantitatív bevonásával szerkesztett térkép. E bemutatott példa azonban inkább gondolatébresztő, semmint végleges eredmény. E területen 1973-ban további szeizmikus mérések folytak és helyenként a szelvény mentén gravitációs mérésekre is sor került. A számításokat tehát e területen is célszerű megismételni és finomítani.

További, esetleg általánosítható eredmények érdekében modellkísérleteket is végzünk, mégpedig nemcsak kétdimenziós alakzatokra, hanem tetszőleges szerinti, mélybeli domborzat Δg hatását kiszámító programok segítségével ún. háromdimenziós alakzatokra is. A modellezés előnye, hogy itt a számítás mentes a mérési hibákból, illetve a változás földtani felépítéséből eredő problémáktól. Modellkísérleteinkről egy későbbi időpontban számolunk majd be.

IRODALOM

- [1] Meskó Attila: Szűrőelmélet alkalmazása a gravitációs értelmezésben. Magyar Geofizika 1966. VII. évf. 1. sz. 17–43. o.
- [2] Szabadváry László–Hoffer Egon–Nyitrai Tibor–Ráner Géza–Sz. Pintér Anna: A komplex geofizikai mérések módszertani kérdései a Vértes hegység előterében. Magyar Geofizika 1973. XIV. évf. 5–6. sz. 156. o.