

A. Pintér

A CRITICAL STUDY OF THE METHODS APPLIED IN THE COMPUTATION OF THE BOUGUER - CORRECTION

The most important problem with the interpretation of gravimetric measurements is that of the average density. There are available several methods to find out its value. Taking into account and applying all these methods we attempted to draw a density distribution map and so to obtain a suitable density value for each gravimetric station. Supposing that this density map has some reality, the Bouguer-anomaly map obtained with the use of these density values should not contain the effects of masses lying above sea level.

The application of the procedure to an area in some mountains did not produced satisfactory results, as it could be shown by a comparison with the Bouguer-anomaly map constructed for the same area by using constant (average) density throughout. As a matter of fact, this map does not show the "is anomalies on the sea level", and the applied average density might be considered as a "reference density", whose choice didn't influence significantly the general picture of the resulting anomaly-map.

A BOUGUER-KORREKCIÓ KISZÁMITÁSÁRA SZOLGÁLÓ MÓDSZEREK
KRITIKAI VIZSGÁLATA

Pintér Anna

A graviméterrel mért értékek értelmezésének alapja mind külföldi, mind hazai gyakorlatban a Bouguer-anomália térkép. Paye- és izosztatikus anomália térképeket általában csak speciális kérdések tanulmányozására készítünk.

A Bouguer-anomália: $\Delta g = \Delta g_g (\Delta g_\varphi + g_p + \Delta g_B + T)$.
A zárójelben levő korrekciós tag figyelembevételével azt akarjuk elérni, hogy a különböző magasságokban, más-más földrajzi szélességeken mért adatok összehasonlíthatók, áttekinthetők legyenek. Tehát a mért adatokat egy bizonyos földrajzi szélességre: hazánkban a 48 szélességi fokra, és egy bizonyos nivófelületre: általában a tenger szintjére vonatkoztatjuk. A betűk jelentése: g_g az észlelt érték, Δg_φ a szélességi hatás, Δg_p a tiszta magassági hatás, Δg_B a Bouguer hatás és T a topografikus hatás.

A normál érték és a tiszta magassági hatás kiszámítása nem jelent különösebb nehézséget, amennyiben csak geodéziai adatoktól függenek. A Bouguer-korrekciónak kiszámításához szükséges átlagsűrűség értékének megállapítása viszont különösen hegyvidéki mérések esetén a graviméteres mérések értelmezésének alapvető problémáját jelenti.

A topografikus korrekció szintén az átlagsűrűség függvénye. Erről itt csak annyit érdemes megjegyezni, hogy hegyes vidékeken is, általá-

ban két nagyságrenddel kisebb értéket jelent, mint a Bouguer korrekció. Természetesen egy adott állomás esetén mindig ugyanazzal a sűrűséggel kell a Bouguer és a topografikus korrekciót kiszámítani, ha elvileg helyesen akarunk eljárni.

Visszatérve a Bouguer korrekcióra, ha a tengerszintre való vonatkoztatást úgy akarunk értelmezni, hogy a végeredményként kapott izogal térkép már csak a tengerszint alatti tömegek sűrűség-eloszlására legyen jellemző, vagyis a tenger szintjén levő izogalokat akarunk ábrázolni, akkor a tiszta magassági hatás figyelembevételén kívül a mért értékből le kellene vonnunk a tengerszint feletti tömegek hatását. Ezt a hatást azonban csak akkor tudnánk kellő pontossággal kiszámítani, ha részletesen ismernénk ezen tömegek sűrűségi viszonyait. Ezt természetesen a legtöbb esetben nem ismerhetjük. A geofizikai és így a graviméteres mérések célja részben éppen az, hogy adatokat szerezzünk ezekről a viszonyokról is.

Az észlelt értékek tengerszintre való redukálásánál ezért közelítő megoldásként egy homogén, σ sűrűségű, h vastagságú végtelen lemez hatásával számolhatunk, ami a topografikus korrekcióval együtt, közelítőleg megadja a tengerszint feletti tömegek gravitációs hatását. Egy ilyen lemez hatása a jól ismert Bouguer-formula szerint:

$$\Delta g_B = 2 \pi f \sigma h ;$$

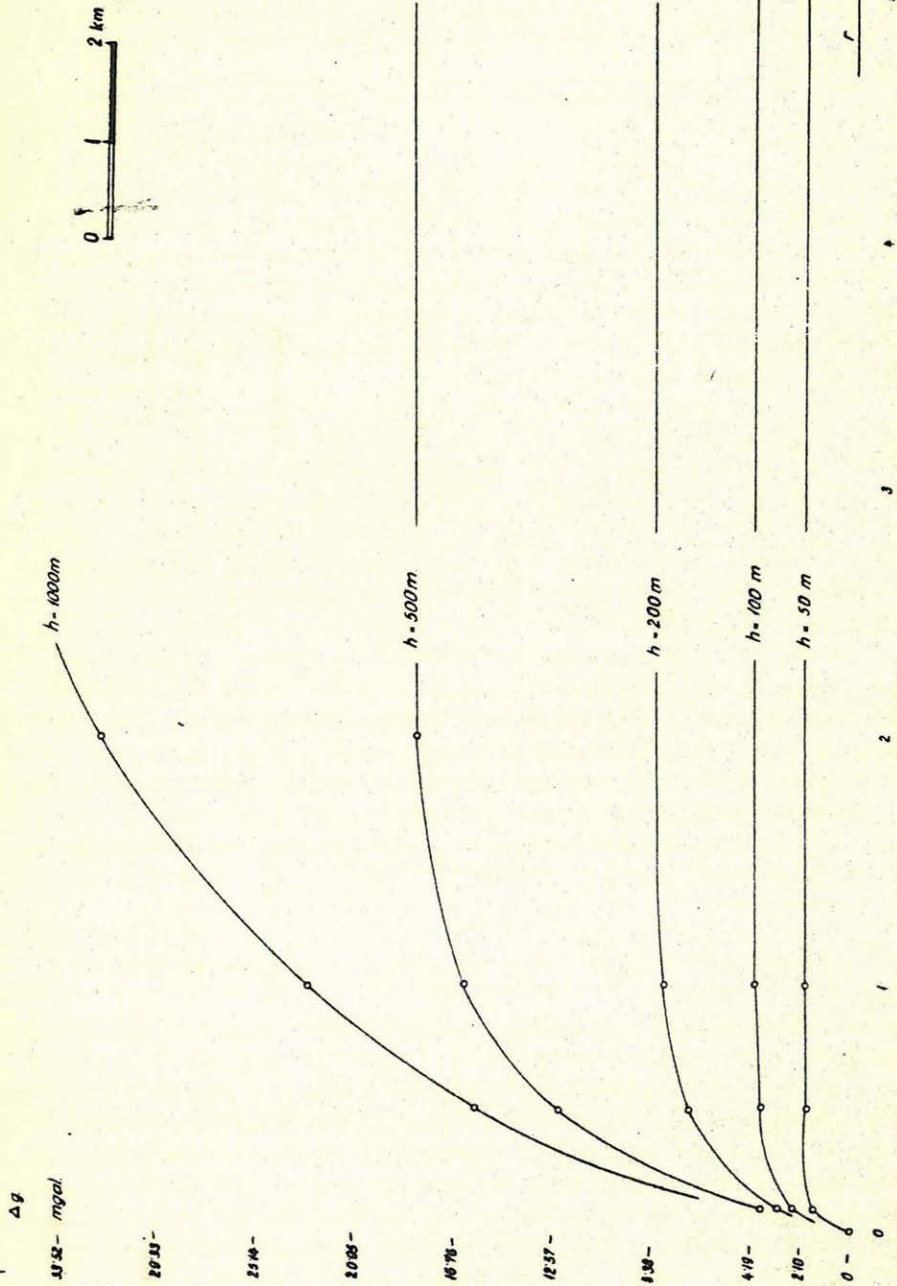
ahol h az észlelési pont tengerszint feletti magassága. Hogy vonatkoztatási szintként a tenger szintjét választjuk-e, vagy pedig a nehézségi erőter egy másik nivófelületét, ez megállapodás kérdése. A Bouguer-anomália görbéjében állandó sűrűség esetén ez csak az anomália szintnek egy konstanssal való eltolódását jelenti.

Számítsuk ki egy h magasságú henger gravitációs hatását különböző sugárméretekre esetére:

$$\Delta g = 2 \pi f \sigma \left[\sqrt{r^2 + h^2} - (r + h) \right].$$

E képlet $r \rightarrow \infty$ sugár esetében a Bouguer formulához vezet. Ha különböző hengermagasságok esetén ábrázoljuk r függvényében a gravitációs hatást, látható, hogy a hengermagasságoktól függően $r = 1 - 2$ km esetén a Δg értéke már erősen megközelíti az $r = \infty$ -re számolt hatást. (1. ábra)

Ez azt jelenti, hogy az észlelési pont aránylag szűk környezete adja a Bouguer-hatás legnagyobb részét. Ha tehát a tengerszint magasságában levő izogalokat akarjuk ábrázolni, akkor nagyon is részletesen kell ismernünk a tengerszint feletti sűrűségeloszlást, s ha a terület geológiai felépítése eléggé változatos, akkor feltehetően minden állomás esetén más-más sűrűséggel kell a Bouguer-korrekciót kiszámítanunk. Erre vonatkozóan a 2. ábrán egy egyszerű elméleti esetet mutatunk be, amely



$A \Delta g = 2\pi F \sigma [\sqrt{r^2 + h^2} - (r+h)]$ függvény ábrázolása, ahol r a henger sugarát, h a henger magasságát jelenti. ($A \Delta g$ értékek $6 = 100$ esetére vonatkoznak.)

szintén jól mutatja az alkalmazandó sűrűség gyors változtatásának szükségességét.

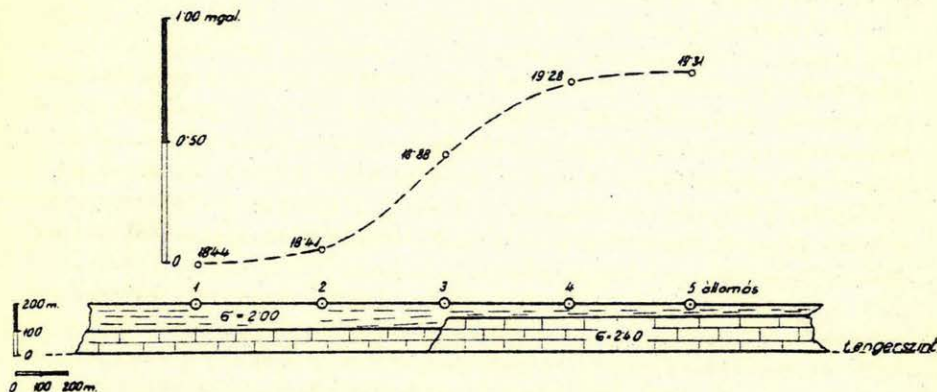
Kérdés, hogy a gyakorlatban miként lehet σ értékét meghatározni? Ha ugyanis szigorúan a $\Delta g = 2 \pi f \sigma h$ összefüggést tekintjük σ definíciójaként, akkor a gyakorlat számára egy szinte megközelíthetetlen értékhez jutunk. Ezért értékét, mint az észlelési pont környezetében levő kőzetek közepes sűrűségét, foghatjuk fel. Hogy ezt a közepes sűrűséget miként lehet meghatározni, arra vonatkozóan a gyakorlatban és az irodalomban általában kétféle eljárás ismeretes. Meghatározhatjuk σ -tközetmintákon végzett laboratóriumi mérésekből és meghatározhatjuk graviméteres mérések segítségével a terepmérések, illetve bányákban végzett graviméteres mérések adataiból.

A laboratóriumi mérésekhez kőzetmintákat a mérési területen kibúvásokból, feltárásokból, vagy furásokból gyűjtenek be. A méréseknél problémát jelent, különösen ha a felszínen begyűjtött mintáról van szó, az in situ állapot rekonstruálása. A kapott sűrűségértékek ezért bizonyos, 0,2 - 0,3 gr/cm³-es szórást mutatnak, ugyanazon a kőzetmintán végzett mérések esetén is, aszerint, hogy a kőzetmintát miként készítették elő a méréshez. Más eredményekre vezet a mérés ugyanannak a kőzetnek felszíni és furólyukból származó mintája esetében is. A minták begyűjtésénél és a mérési eredmények értékelésénél tehát nagyon körültekintően kell eljárni, mert kiszámítható, hogy 0,1 gr/cm³ hiba a sűrűségben, 100 m-es állomásmagasság esetén már 0,42 mgal hibát jelent a korrekcióban. A főproblémát ezek után az jelenti, hogy a rendelkezésünkre álló földtani térképek semmit sem mondanak az egyes formációk mélységbeli kiterjedéséről. Kellő sűrűségű fúrási hálózat hiányában így nem lehet olyan sűrűség-térképet készíteni, amely a valóságnak megfelelően mutatná, hogy mely állomásnál milyen sűrűséggel kell a Bourguer-korrekciót kiszámítani.

Célszerűbbnek látszanak azok, a gyakorlatban is alkalmazott számítási módszerek, amelyek a graviméterrel mért értékek felhasználásán alapulnak.

A bányákban sűrűségmeghatározás céljából végzett graviméteres mérésekre nem térek ki részletesen. A gyakorlatban ugyanis nagyon ritkán adódhat elő olyan eset, hogy a mérési területen megfelelő akna álljon rendelkezésünkre. Ez a módszer tehát általánosan nem alkalmazható, eltekintve egy-két rendkívüli esettől. Érdekes viszont, hogy az így kapott sűrűségértékek általában elég nagy eltérést mutatnak a laboratóriumi kőzetmintákon végzett mérések eredményeitől, mégpedig a laboratóriumi értékek mindig szisztematikusan kisebb értékeket adtak, mind S. Hammer Ohio Állam egy mészkőbányájában végzett méréseinél, mind pedig

Whetton, Myers és Smith méréseinél, amelyet Yorkshire egy szénbányájában végeztek. Az eltérés oka lehet akár a graviméter mérések valamilyen szisztematikus hibája, akár a kőzetminták sűrűségének megállapításakor elkövetett szisztematikus hiba.



2. ábra. Elméleti Δg görbe 50 m magas mészkővető felett. Ha a Bouguer-korrekcióval akarnánk ennek a tömegnek hatását kiküszöbölni, akkor az 1 és 2. sz. állomás esetében $\sigma = 2.20 \text{ gr/cm}^3$, a 4 és 5. sz. állomás esetében $\sigma = 2.30 \text{ gr/cm}^3$ sűrűséggel kellene számolnunk. Az egyes állomások távolsága 500 m.

Legalkalmasabbnak látszanak mindenesetre a graviméteres terepmérések felhasználásán alapuló sűrűségmeghatározási módszerek. Ezek általában nagyobb területre adnak átlagos sűrűséget. Ha a terület geológiai felépítése nem egységes, akkor ezzel a területi átlagsűrűséggel számolt Bouguer-korrekció természetesen nem jelenti minden állomás esetén a tengerszint feletti tömegek hatásának levonását, s ez a területi átlagérték általában függvénye a vizsgált terület nagyságának, alakjának.

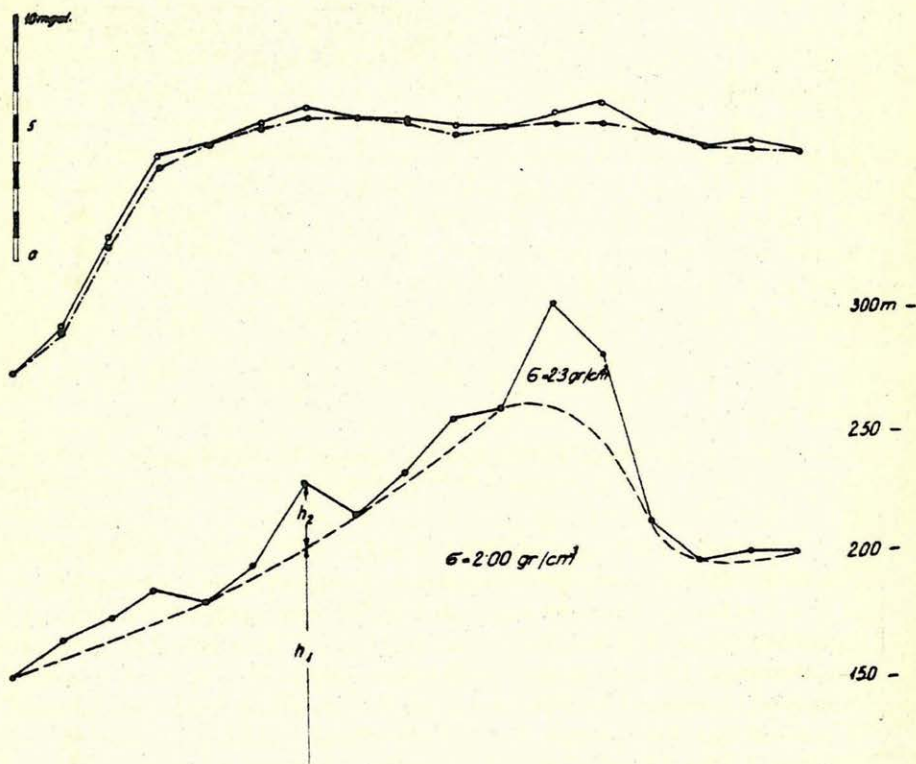
A legismertebb ilyen eljárás Nettletontól származik. Nettleton szerint a helyes sűrűséggel redukált Bouguer-anomália görbéje egy szelvény mentén független a topográfiai szelvény menetétől. Egyed módszerének lényege az, hogy helyes sűrűséggel adott nivófelületekre redukált Bouguer-anomáliák mindig analitikus felületeket jelentenek. Steiner eljárásánál ugyanez a követelmény, azzal az egyszerűsítéssel, hogy ő lineáris összefüggést tételez fel s az eljárást továbbfejleszti úgy, hogy az előzőeken

túlmenően ez a módszer már területi kiértékelésre is alkalmas. Végeredményben mindegyik módszer a Nettleton-féle gondolat más-más matematikai megfogalmazása, illetve általánosítása, s így mindegyik módszer a topográfia jellemző sűrűségértéket ad.

Nem valószínű, hogy ez az érték egészen a tenzer szintjéig érvényes legyen. Sok esetben a terület mélyszerkezete előformálja a topográfiát, s ennek az együttes hatásnak eliminálása csak egészen valószínűtlen sűrűségértékek mellett lehetséges. R. Vajk ezért már két részre bontja a Bouguer-korrekciót. Az említett módszerekkel meghatározott sűrűségértékeket csak a topográfia mélypontjait összekötő görbe feletti tömegekre alkalmazza. E görbe alatt egészen a tenger szintjéig egységes sűrűségértékekkel számol. (3. ábra) Vajk eljárása eléggé hosszadalmas és csak szelvénymenti kiértékelésre alkalmas, ezenkívül a mélypontokat összekötő görbe meghúása erősen szubjektív feladat. Az említettekén kívül többen, Parasnis, Barnitzke és Jung is dolgoztak ki a Nettleton-elvhez közelálló módszereket, ezek azonban a gyakorlati számítások során nem váltak be és így azokat részletesen nem ismertetjük.

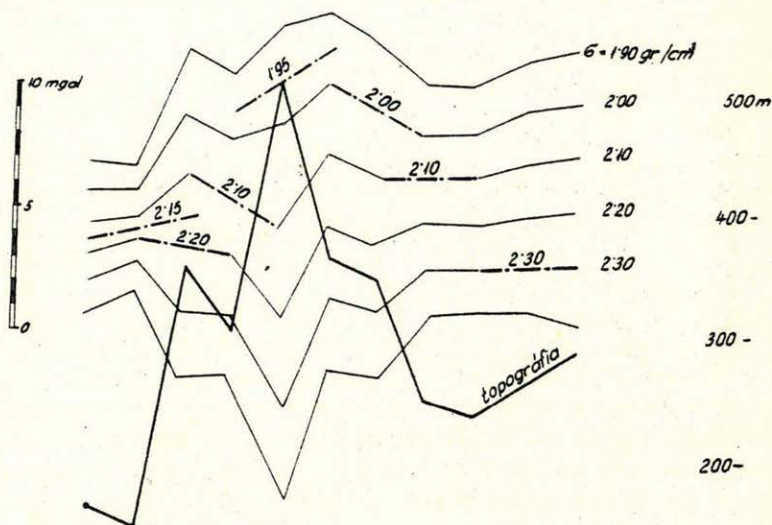
A vázolt módszerekkel hegyvidéki területen végeztünk számításokat. Felmerült az a kívánság, hogy lehetőleg minden egyes állomásra külön határozzuk meg a Bouguer-korrekcióhoz szükséges sűrűséget. Ezért megkíséreltük Nettleton és Steiner módszerét úgy alkalmazni, hogy végül is jó sűrűségértékhez jussunk.

A Nettleton-módszerrel 7 különböző szelvény mentén végeztünk sűrűség-meghatározást. Minthogy ezen a területen - amint már említettük, - a sűrűségeloszlás nagyon változatos, egy hosszabb szelvény mentén természetesen nem kaphattunk, az egész szelvényre nézve egyértelmű sűrűséget. Ezért kísérletképpen szakaszonként értékeltük ki a görbesegeket. Megbízhatóbb értékhez jutottunk volna, ha a szelvények mentén az átlagos állomástávolság 600 m helyett jóval kisebb, mondjuk 2-300 m lett volna. (4. ábra.) Első pillanatra erőltetettnek tűnik a szakaszonkénti kiértékelés, de ezt később a Steiner-módszer részleteiben is igazolta.



3. ábra. Vajk módszerével számolt Bouguer anomália görbe —.—
 $\sigma = 2.0 \text{ gr/cm}^3$ állandó sűrűséggel számolt Bouguer anomá-
 liagörbe. —

0 500 1000 m



4. ábra. A Nettleton-szelvény szakaszonkénti kiértékelése.

100 -

A Steiner-módszer kiértékelésénél egy kissé eltértünk az eredeti elgondolástól, ezért ezt a módszert részletesebben ismertetjük:

Legyen z_1 a helyes magassági korrekciókoefficienssel számolt anomáliaérték, z_1^0 a graviméteres mérési adat, amely magassági korrekciót nem tartalmaz és h_1 az állomás magassága. Ekkor $z_1^0 = z_1 - kh_1$; ahol k a magassági korrekció koefficiensse. Négy szomszédos állomásra, amelyek közelítőleg egy síkba esnek és paralelogrammát alkotnak, geometriai megfontolások alapján felírhatjuk a következő összefüggéseket:

$$Z = z_2 + z_3 - z_1 - z_4 = 0$$

$$z^0 = z_2^0 + z_3^0 - z_1^0 - z_4^0$$

$$H = h_2 + h_3 - h_1 - h_4$$

Az így definiált értékeket írva a fenti egyenletbe:

$$z^0 = Z - k H .$$

Ha e pontok kielégítik az egysikuság feltételét, akkor $Z = 0$ és így

$$k = \frac{Z^0}{H}, \text{ ebből pedig}$$

$$\sigma = \frac{0,3086 - k}{0,0419}.$$

Általában Z nem mindig zérus, hanem egy kis pozitív vagy negatív szám, de elég sok paralelogrammára mindenképpen felírható, hogy

$$k = \frac{Z^0}{H'}.$$

Az összegezést tehát nagyobb területre kell elvégezni. Így a kapott k értékből egy nagyobb terület átlagsűrűségét nyerjük. Ahhoz, hogy állomásonként változó sűrűséggel számolhassunk, a $k = \frac{Z^0}{H}$ összefüggést kellett felhasználnunk, ami azt jelentette, hogy minden egyes paralelogrammára külön határoztuk meg k és ebből értékét. Minthogy az egysikuság természetesen nem mindig állt fenn, ezért Z nem volt mindig zérus, s így az egyes paralelogrammákra számolt k értékek nem adtak minden esetben valószínű σ értéket. A felhasznált 480 paralelogramma közül csak kb. 200 esetben kaptunk elfogadható sűrűségértéket, amelynek alapján végül is izovonalas térképet szerkeszthettünk. Ebbe a térképbe jól beilleszthetők a Nettleton-módszerrel számolt sűrűségértékek (5. ábra). A térkép alapján minden állomáshoz kiolvashattunk egy sűrűségértéket és elkészíthettük a terület változó sűrűséggel számolt Bouguer-anomália térképét. Azt vártuk, hogy ez a térkép simább lefutású lesz, mint az egységesen $\sigma = 2,00$ sűrűséggel számolt anomáliatérkép, mivel elgondolásunk szerint a Bouguer-korrekcióval a felszínközeli hatók hatását kiszűrtük. Az eredmény ezzel szemben egy rendkívül tagolt, maradékanomáliatérképhez hasonló Bouguer-anomália térkép lett, s ez nyilván a helytelen sűrűségértékekből adódó hibáknak köszönhető (6. ábra).

Összehasonlítás céljából mellékeljük a $\sigma = 2,00 \text{ gr/cm}^3$ állandó sűrűségértékkel számolt Bouguer-anomália térképet is (7. ábra).

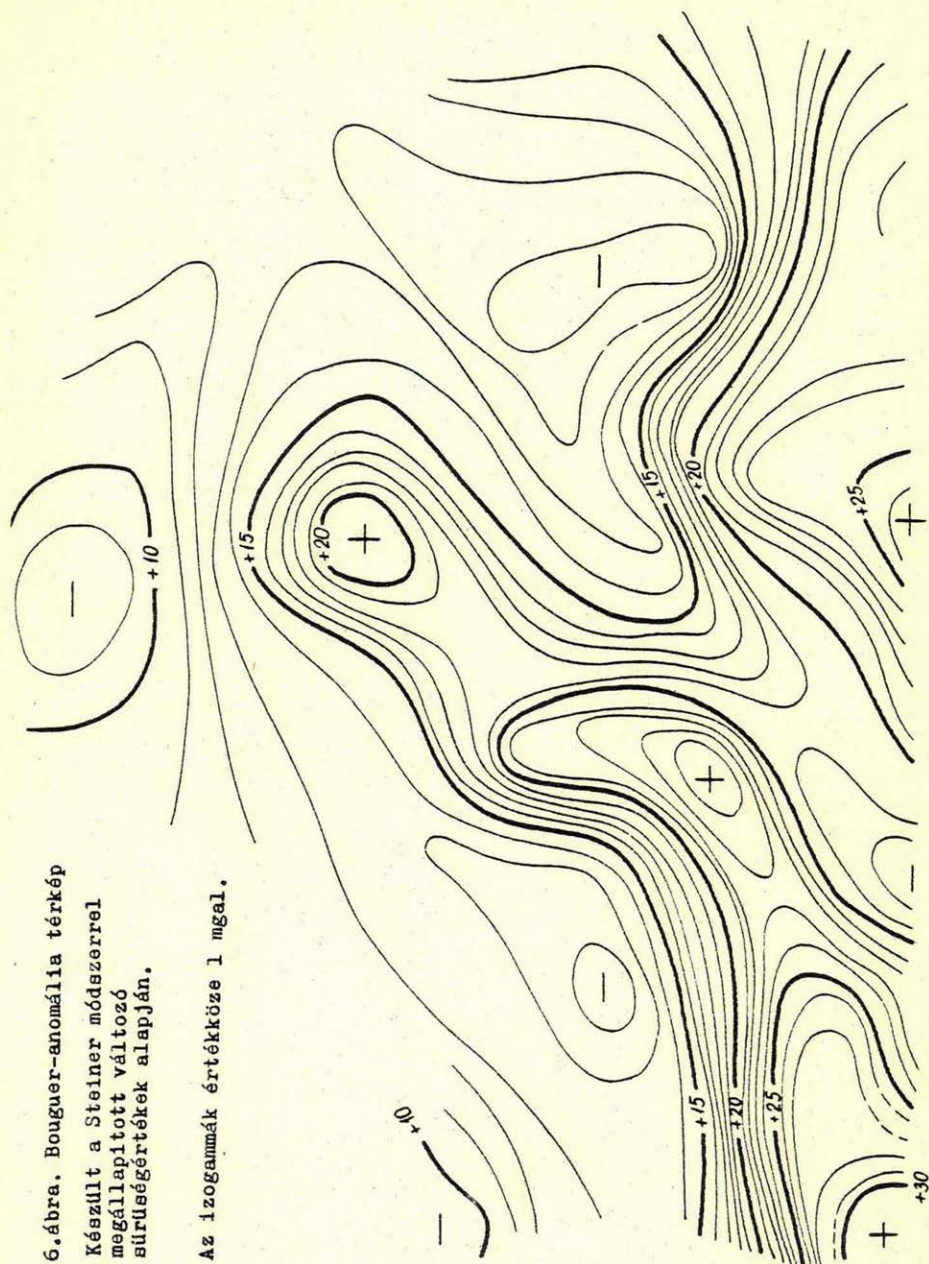
Ezzel a módszerrel tehát csak negatív eredményre jutottunk.

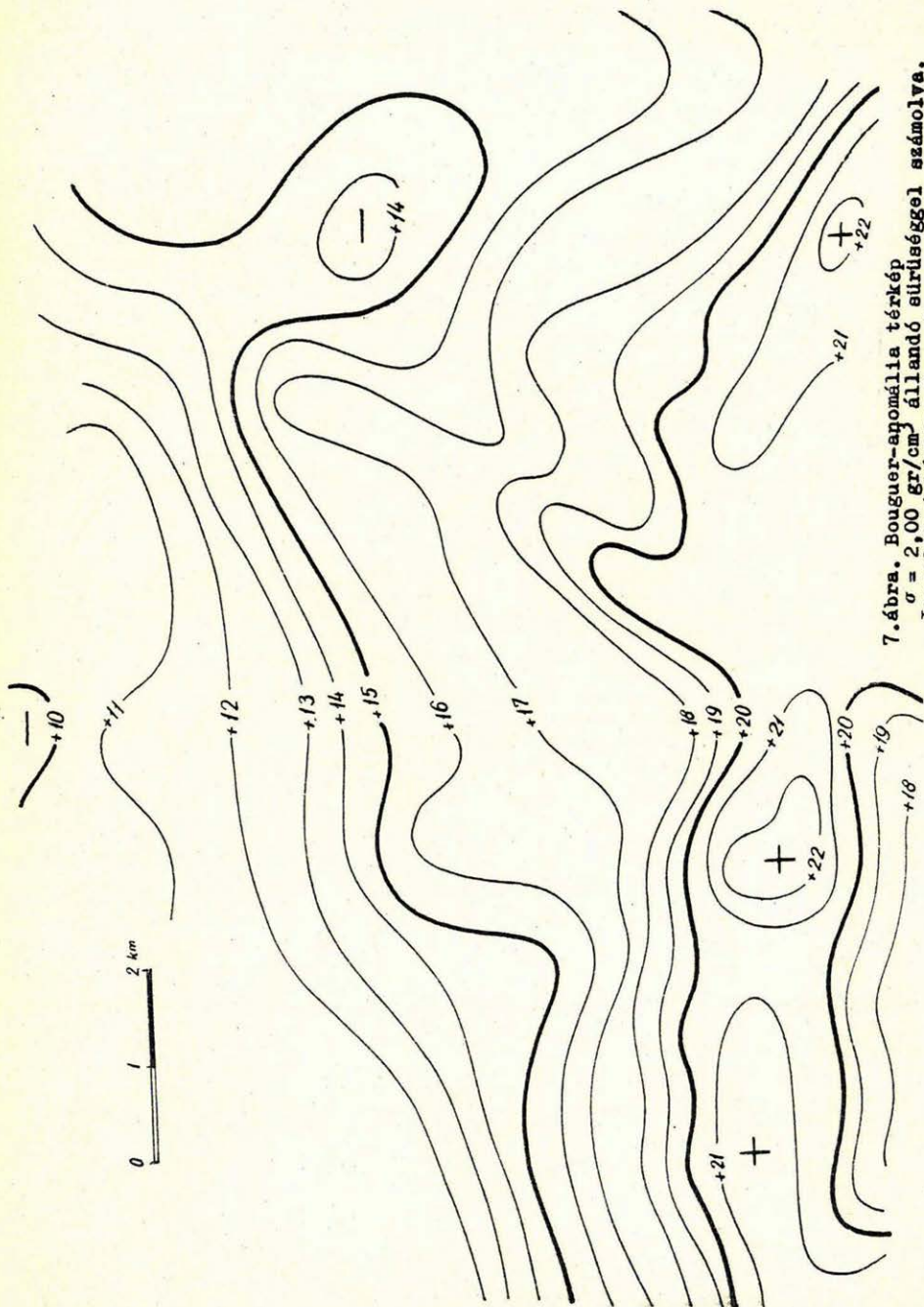
Ha az eredeti összefüggést alkalmazzuk, akkor a terület keleti részére $\sigma = 2,15 \text{ gr/cm}^3$, a nyugati részére $\sigma = 2,35 \text{ gr/cm}^3$ sűrűségértéket kapunk, amely jól egyezik ugyanerre a területre, illetve a terület keleti részére az Egyed-módszerrel meghatározott 2,12 és 2,15 gr/cm^3 értékkel. Ezeket az értékeket a sűrűségterkép elkészítésénél természetesen nem vehettük figyelembe, minthogy ezek területi átlagértékek.

6. ábra. Bouguer-anomália térkép

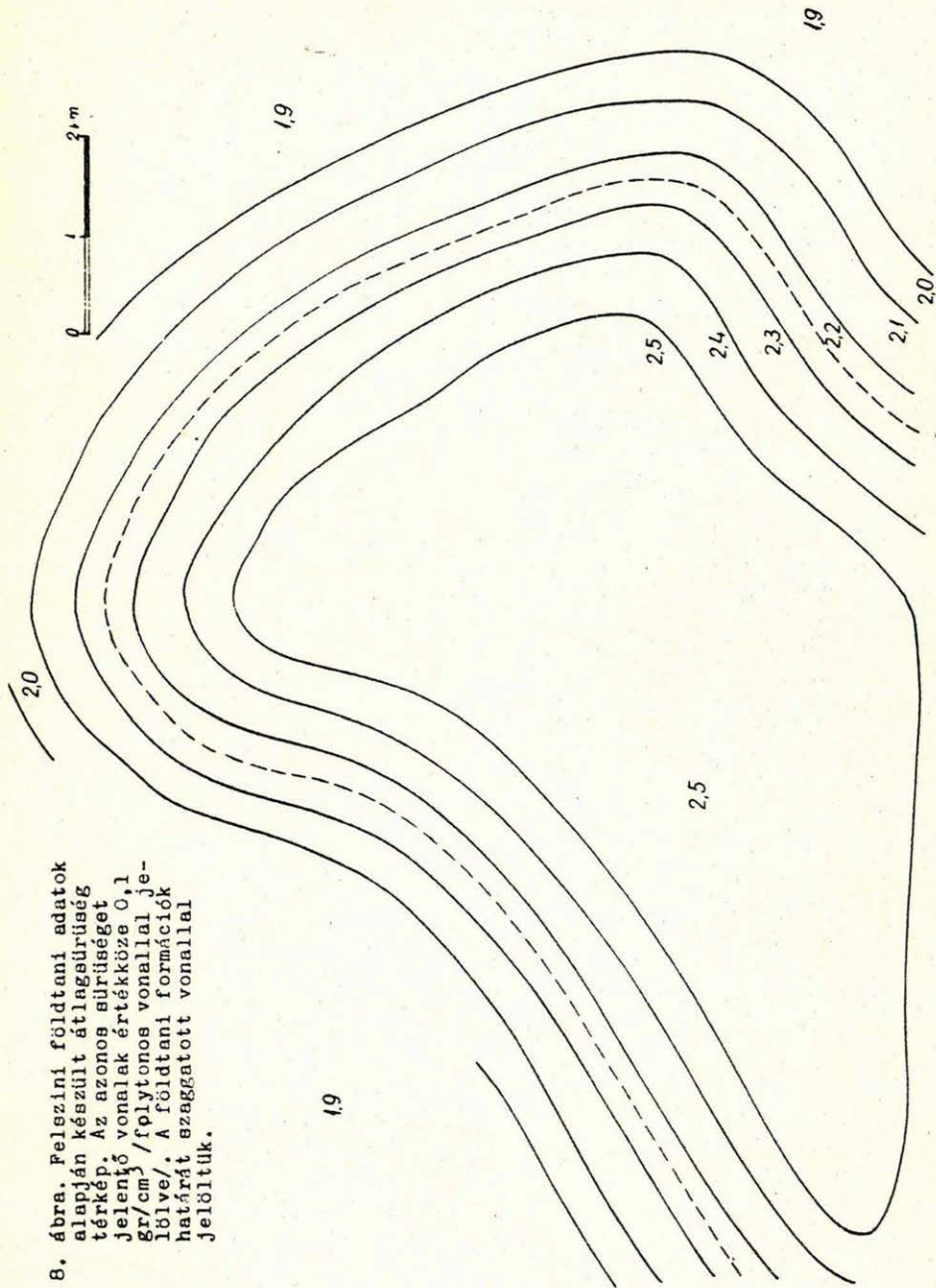
Készült a Steiner módszerrel
megállapított változó
sűrűségértékek alapján.

Az izogammák értékköze 1 mgal.



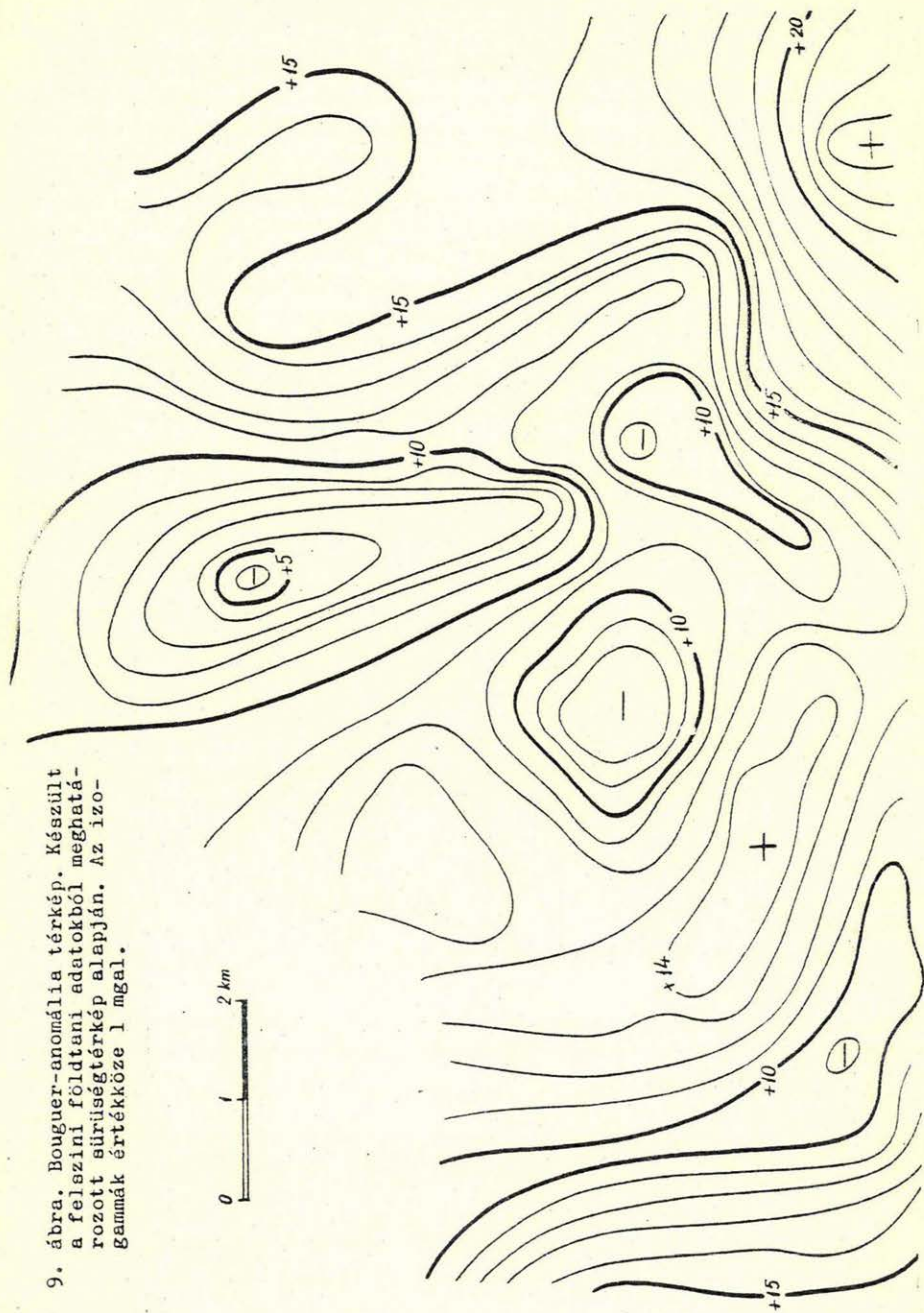


7. ábra. Bouguer-anómália térkép
 $\sigma = 2,00 \text{ gr/cm}^3$ állandó sűrűséggel számolva.
 Izogalok értékköze 1 mgal.



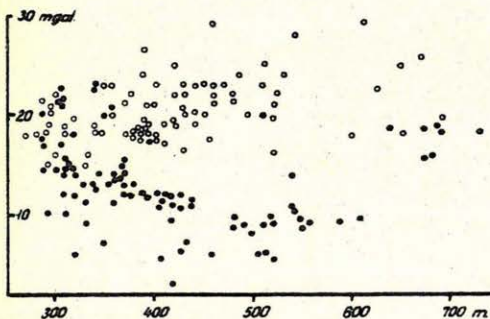
8. ábra. Felvezini földtani adatok alapján készült átlagsűrűség térkép. Az azonos sűrűséget jelentő vonalak értékköze $0,1 \text{ gr/cm}^3$ / folytonos vonallal jeölve/. A földtani formációk határát szaggatott vonallal jelöltük.

9. ábra. Bouguer-anomália térkép. Készült a felszíni földtani adatokból meghatározott sűrűségterkép alapján. Az izogammák értékköze 1 mgal.

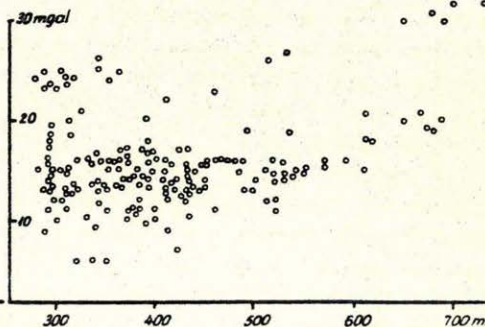


A gravitációs osztály szintén készített sűrűségterképet erről a területről a földtani térkép bizonyos egyszerűsítése, összevonása alapján és a területre vonatkozó mélyfúrási adatok figyelembevételével (8. ábra). Az ábrán szaggatott vonal jelzi a különböző sűrűségű földtani formációk határát. Az ugrásszerű sűrűségátmenet elkerülése érdekében sűrűség-lépcsőt tételeztek fel, vagyis a geológiai határ mindkét oldalán szimmetrikusan 500 m-ként $0,1 \text{ gr/cm}^3$ sűrűségváltozást alkalmaztak. Ez a sűrűségterkép csak nagyon nagy vonalakban mutat némi egyezést a gravitációs mérések alapján számolt sűrűségterképpel. Ha ezen az alapon is elkészítjük a Bouguer-anomália térképet, akkor első pillanatra ez a kép már esetleg megnyugtatóbbnak látszik (9. ábra). Azonban, statisztikai diagramot készítve, amelyen az állomásmagasságok függvényében az anomáliaértékeket ábrázoljuk úgy, hogy a nagyobb és kisebb sűrűséggel számolt anomáliaértékeket megkülönböztetjük, látható, hogy a diagram alapján elkülönülve helyezkednek el a nagyobb sűrűséggel számolt állomásértékek. A túlkompensáltság tehát szembetűnővé válik (10. a és 10. b ábrák).

10/a



10/b



10. ábra. Statisztikai diagram a mért állomások Bouguer-anomáliái alapján. A 10/a. ábrán üres karikák jelzik az $1,9 - 2,2 \text{ gr/cm}^3$ sűrűséggel, a sötét pontok a $2,3 - 2,6 \text{ gr/cm}^3$ -rel számolt anomáliákat. Az egyes állomások sűrűségértékeit a földtani térkép alapján állapították meg. A 10/b. ábrán valamennyi állomást egységesen $6 - 2,00 \text{ gr/cm}^3$ sűrűséggel számoltuk. Mindkét ábrán csak a 250 m feletti állomásokat (kb. 200 állomást) tüntettük fel.

Figyelemreméltó hiba adódhat a változó sűrűséggel számolt Bouguer-anomália térkép elkészítésénél a sűrűséghatárok és sűrűségátmenetek kijelölése és megválasztása következtében is. Hamis anomáliák jelentkeznek, mint ez például az egyik-hegység Bouguer-anomáliáinak elkészítésénél is szembetűnő volt. O. Vecchia a Geofisca Pura e Applicata-ban ismerttetett egy módszert, amivel ez a sűrűséghatár-probléma megoldható. Ha ugyanis a földtani alapon készült sűrűségterképre, amelyen ugrászerű sűrűségváltozások vannak, egy, a kartografikus hatás kiolvasásához hasonló körszektorokra osztott rasztert helyezünk, az egyes graviméteres állomások pontjaiban, és kiolvassuk az egyes szektorok sűrűségértékét, megfelelő súlyozással olyan átlagsűrűség értékeket kaphatunk, amelyek már folyamatosan változnak. Sajnos, ez a módszer, amellet, hogy rendkívül hosszadalmas, ugyancsak nem adhat jó eredményt, mert az alapul felvett földtani térkép főleg a horizontális sűrűségváltozásokra jellemző.

Természetesen a leirt módszerekkel végzett kísérleti számítások egyes területek gravitációs kiértékeléséhez esetleg értékes adatokat nyújthatnak, de általában elmondhatjuk, hogy az eddig ismert módszerek nem adnak megnyugtató eredményeket. Az értelmező csak akkor tud a változó sűrűséggel számolt izogal térképből földtani következtetéseket levonni, ha egyidejűleg az alkalmazott sűrűségterkép is rendelkezésre áll. A két térkép együttes szemlélése pedig csak nehézkessé teszi az értelmezést. Hazai gyakorlatban ezért mind a részletmérések, mind pedig az országos gravitációs kép megszerkesztésénél állandó sűrűséggel, mégpedig az ország legnagyobb területén legjobban bevált $\sigma = 2,00 \text{ gr/cm}^3$ sűrűséggel számolunk.

Végül is be kell látnunk, hogy az értelmezés tulajdonképpen az u.n. "inverz probléma" megoldása kíván lenni: adott térerősségeloszlásból a ható tömegre akarunk következtetni. Ásmeretes, hogy a probléma tényleges megoldása még egészen leegyszerűsített esetben is mennyire komplikált feladat. Remélhetőleg az elektronikus számológépek segítségével további lépéseket tehetünk előre, de a Bouguer-korrektció sűrűségértékének megválasztásától nem szabad várni a feladat megoldását.

Elvileg is helyesen járunk el állandó sűrűség alkalmazásával. Ekkor ugyanis azt tesszük fel, hogy minden sűrűség-többlet, vagy sűrűség-hiány anomáliának számít, ami egy alapul felvett sűrűség-értéktől eltér, akár a tengerszint alatti, akár a tengerszint feletti tömegről van szó. Az átlagsűrűség ekkor egy vonatkoztatási sűrűséget jelent. Ezáltal lemondunk arról az általában teljesíthetetlen követelésről, hogy a tengerszint izoanomáliáit ábrázoljuk, de nem viszünk feleslegesen olyan bizonytalanságokat is a mért értékbe, amely megnehezíti a gravitációs mérések

értelmezését. Ám ha fel is tesszük, hogy valamilyen módon pontosan meg tudnánk határozni minden egyes állomás esetében a helyes átlagsűrűség értékét; kérdés, hogy többet mondana-e az így változó sűrűséggel számolt Bouguer-anomália térképnél? Az előbbi esetben ugyanis eltűnnének azok az esetleg gyakorlatilag is fontos anomáliák, amelyek a tenger szintje feletti hatóktól származnak. Eleve lemondhatnánk tehát arról, hogy a Bouguer-anomália térképből bármit is tudjunk mondani a tengerszint feletti szerkezetről.

Természetesen tisztában vagyunk az így számolt Bouguer-anomália kép értelmezhetőségének korlátaival. Ezért kerülnek egyre inkább előtérbe a különböző maradék-anomália módszerek is, azonban ezeken túlmenően gondolhatunk arra is, hogy a graviméterrel mért értékeket a megszórt anomália térképek helyett esetleg más módon is értelmezhetővé lehet tenni.

IRODALOM

1. R.Vajk: Bouguer Corrections with Varying Surface Density. (Geophysics XXI. 4. 1956.)
2. R.Vajk and N.Van Der Sleen: Standardization of Gravity Survey Procedures. (Geophysics XXIV. 3. 1956.)
3. D.S.Parasnis: A Study of Rock Densities in the English Midlands. (Geoph.Suppl. 6. 1951.)
4. Renner János: Jelentés az országos gravitációs feldolgozás számára készült átlagsűrűség térkép készítéséről. 1959.
5. S.Hammer: Density Determinations by Underground Gravity Measurements. (Geophysics XV. 4. 1950.)
6. O.Vecchia: Le densità nella gravimetria in montagna. (Quad. di geof. appl. XVII-XIX. 1957-58.)
7. Scheffer Viktor: A hegyes vidékeken végzett graviméter mérések magassági korrekcióiról. (Föld.Közl. LXXVII, 1947.)
8. Egyed László: Átlagsűrűség meghatározás gravitációs módszerekkel. (Bány. és Koh. Lapok, LXXXII, 4., 1949.)
9. Egyed László: Új módszer az átlagsűrűség meghatározására. (Geof.Közl. IV. 2., 1955.)
10. Nettleton: Determination of Density for reduction of Gravimeter Observation. (Geophysics, IV. 3., 1939.)
11. S.Hammer: A new Calculation Technique for Quantitative Interpretation in Gravity Prospecting. (Only abstract, Geophysics, XII. 3., 1947.)
12. J.T.Whetton; J.O.Myers and R.Smith: Correlation of Rock Density Determination for Gravity Survey Interpretation. (Geophy. Prosp. V. March, 1957.)

13. H.Jung: Dichtbestimmung im anstehenden Gestein durch Messung der Schwerebeschleunigung in verschiedenen Tiefen unter Tage. (Zeitschrift für Geoph. XV., 1939.)
14. Izumi Yokoyama and Hirokazu Tajima: A Gravity Survey on Volcano Huzi, Japan, by Means of a Worden Gravimeter. (Geophisica Pura e Appl., Vol. 45, 1960.)