

B. BALKAY

## CRUSTAL STRUCTURE BELOW HUNGARY

After having defined the crust, the author proposes a method serving the computation of crustal thickness from gravity and deep-drilling data. The results obtained are in a fair agreement with the results of deep reflection work.

## A MAGYARORSZÁGI FÖLDKÉREG SZERKEZETE

BALKAY BÁLINT

### B E V E Z E T É S

Magyarország területe az alp-kárpáti hegységképződés során sok tekintetben különös módon viselkedett. Első orogén jellegű kéregmozgása az alpi időben az ausztriai szakaszra esik, amikor a környező geoszinklinális-övekben már nagyszabású kéregalakulások mentek végbe. Az ausztriai, larámi és szávai hegységképző mozgások alpi jellegű szerkezeteket nem hoztak létre, csak germán jellegű szerkezetalakulást okoztak, azt is csak az országnak aránylag kis részén (Mecsek hegység, Bükk hegység és környezetük). Az ország többi része csak töréses elváltozásokat szenvedett. Ezzel szemben a neozoikum vége felé, amikor a környező gyűrt hegységvonulatok szerkezete már kialakult, és mozgásaik is inkább csak eusztatikus jellegűek, a magyar terület hirtelen nagymértékű, iramát tekintve csaknem geoszinklinális-méretű süllyedésbe fog. Igen érdekes lenne ennek a merev kéregrésznek hirtelen mozgékonyvá válását a kéregszerkezet jelenlegi állapotából kiindulva nyomozni, és éppen ezt szeretném jelen dolgozatomban megkísérelni.

### 1. A kéreg elhatárolása

A földkéreg a mélyebb földövektől nagyobb szilárdsága révén különül el. Az izosztikus és földrengéstani vizsgálatok egybehangzó eredménye szerint a kéreg alsó határfelülete a Mohorovicic-féle földrengési törésfelület. Geofizikai szempontból ezt a felületet jellemzi a rugalmas hullámok terjedési sebességének ugrásszerű megnövekedése, a közsűrűség mintegy 0,3 cgs-nyi emelkedése, valamint a kéreg alatti anyagnak a kéregnél jóval nagyobb képlékenysége. A kéreg alsó határa tehát viszonylag egyszerűen definiálható.

A földkéreg felső határának kérdése nem ilyen egyszerű. Elvileg felső kéreghatárnak tekinthetjük:

1. a topográfiai felszint,
2. a földtani értelemben vett alaphegység felszínét,
3. a földtani értelemben vett mélyszerkezet felszínét,
4. a geofizikai értelemben vett alaphegység-felszint,
5. az „ősi földkéreg” felszínét.

A következőkben ezeket a lehetséges meghatározásokat vesszük kritika alá.

1. A topográfiai felszín a legkönnyebben megadható. Mivel azonban a topográfiai felszín alatt erősen változó vastagságú réteg állhat kiszilárdosult fiatal üledékekből, ez a meghatározás kéregmechanikai szempontból félrevezető lehet.

2. Földtani értelemben alaphegységnek nevezzük a múltbeli hegyképző mozgások által összetört vagy meggyúrt, de át nem alakult, összetömörödött, kompetens összetétet. Az alaphegység felett elhelyezkedő fiatal üledékekkel szemben a kompetencia a megkülönböztető kritérium. Az alaphegységfelszín kellő számú mélyfúrással egyértelműen megadható.

3. Földtani értelemben mélyszerkezetnek nevezzük az alaphegységösszlet alatti, magmás és átalakult kőzetösszletet. Ezt igen kevés mélyfúrás éri el ott, ahol a medenceüledékek alatt az alaphegységösszlet is megvan. Ahol a mélyszerkezet és a fiatalabb üledékek között az alaphegységképződés kiemelkedik, ott az alaphegység felszíne a mélyszerkezetével folyik egybe. Itt úgy foghatjuk fel a dolgot, hogy a mélyszerkezet és az alaphegység felszíne egybeesik.

4. A geofizikában az alaphegység nagyjából a földtani alaphegységgel összeeső olyan felület, amelyen valamely geofizikai módszerrel mérhető fizikai paraméterek ugrásszerűen változnak. Ez az alaphegységfogalom helyről-helyre és az alkalmazott geofizikai módszer szerint is változtatja tartalmát.

5. A Föld ősi, asztrális felszíne lenne a kéreg legkézenfekvőbb felső határa, de ez az elhatárolás a gyakorlatban nem valósítható meg.

A fentiek mérlegelésével gondolatmeneteink alapjául két kéregmeghatározást készíthetünk.

1. Kéregnek tekinthetjük a topográfiai felszín és a Mohorovicic-felület közötti kőzetövet. Az alaphegység feletti fiatal üledéksor ebben az esetben a kéreg egyik altagozatának minősül. Nyilvánvaló, hogy ez esetben fontos kéregjellemző adat a fiatal üledékek vastagsága, vagyis az alaphegységfelszínnek a topográfiai felszín alatti mélysége.

2. A kéreg felső határának a földtani alaphegységfelszint, ill. alaphegységképződés hiányában az alaphegység és mélyszerkezet közös felszínét vehetjük.

A két meghatározás között csak formai különbség van. Mivel azonban szerkezetalakulás szempontjából a fiatal üledékek kevésbé jelentősek, az alábbiakban a kéreg felső határának a földtani értelemben vett alaphegységfelszint fogjuk tekinteni. Magyar vonatkozásban a mezozoos és

kainozoos üledékeket jól észlelhető határral elválasztó larami diszkordanciát, más szóval a felső-kréta, vagy annál idősebb és az alsó-eocén vagy annál fiatalabb képződmények határát szokás az alaphegység felszínének tekinteni. Ebben a dolgotatban az alaphegység felszínét ettől a szokástól kissé eltérően, az ausztriai diszkordanciával adjuk meg. Minthogy az ausztriai és larami diszkordancia közé eső, azaz felső-kréta képződmények a Dunántúl és a Dunáninnen felszíni képződményeiben nem nagyon elterjedtek, ezeken a területeken a megkülönböztetésnek nincs nagy fontossága. Jelentősebb a Nagyalföld aljzatában található nagyobb kiterjedésű felső-kréta pászta területén. Az ausztriai diszkordanciának alaphegységfelszínül való megválasztását az indokolja, hogy ez legalább annyira elterjedt az országban, mint a larami és sokkal intenzívebb hegységképző mozgásnak következménye, miért is a mélyebb mezozoikumhoz szorosan simuló alsó-kréta és a viszonylag zavartalan felső-kréta rétegek között földtani és közetfizikai tekintetben is nagyobb a különbség, mint a felső-kréta és a kifejlődésben igen sok tekintetben hasonló eocén rétegek között. Ennek az állításnak geofizikai alátámasztására csak két adat: 1. A felső-kréta képződmények átlagos sűrűsége, fúrómagok adatai alapján, mintegy 0,2 cgs-sel kisebb, mint az idősebb tagoké (l. IV. táblázat). 2. Tomor szerint a nagylengyeli terület geofizikai vizsgálatában mindenütt a triász dolomit bizonyult geofizikai tekintetben alaphegységnek, nem pedig a felső-kréta sorozat.

A földkéreg tagolódása. A földkéreg kétoosztatúsága általánosan elfogadott tétel. A két kéregtag határa a Conrad-féle földrengési határfelület. Újabban egyrészt (Tatel és Tuve, [1]) támadják a Conrad-féle felület létezését, másrészt pedig Förtsch [2] vizsgálatai óta a kéreg háromosztatúságáról is szó esik. A legfelső, három-négy kilométer vastag tagozat Förtsch felfogása szerint átalakult (varisztida, kaledonida?) kőzetekből állna az „ősi felszín” felett. Ennek az egységnek alsó határát nevezte Reich „Förtsch-féle felületnek”.

Helyi viszonylatban nem annyira azon múlik a kéreg felosztása, hogy melyik mód a helyes, mint inkább azon, hogy a rendelkezésre álló adatok alapján melyiket lehet végrehajtani. Magyarországon a geofizikai vizsgálatok a Conrad-felületet több esetben kimutatták, a Förtsch-felületet viszont nem találták meg. Eszerint az alábbiakban a kéreg kétoosztatúságát vesszük alapul, a két rész közti határfelületnek a Conrad-felületet tekintjük és a két kéregréteg anyagára nézve csak fizikai jellegű feltevéseket teszünk. (Az ún. gránitréteg sűrűsége 2,67 cgs, longitudinális hullámsebessége 5,5 — 5,8 km sec<sup>-1</sup>, az ún. gabbróréteg sűrűsége 3,00 cgs, longitudinális hullámsebessége 6,0—6,5 km sec<sup>-1</sup>).

## 2. A földkéreg felépítése Magyarországon alatt

### A) A kéreg megismerését szolgáló adatanyag

*Geofizikai adatok.* Az izosztatikus vizsgálatok, izosztatikus anomália-meghatározások eredményei a kéregre vonatkozó történelmileg első és ma is igen fontos adatrendszerek.

Magyarország területéről Facsinay és Szilárd [3] ismertettek izosztatikus anomália-térképet. Tanulmányukban az ország Bouguer-anomáliaképe is szerepel és a kettőt összehasonlítva látjuk, hogy nincsen köztük lényeges különbség. Az izosztatikus anomália-képben éppenúgy a viszonylag kismélységű tömeggyenetlenségek tükröződnek, mint a Bouguer-anomáliák esetében. Ez természetes, mert az izosztatikus anomáliák számításánál a szerzőknek nem állt rendelkezésükre megfelelő adatanyag, melynek alapján földtani korrekciót végezhetek volna. Másrészt jelentős felszinközelei hatásokat elfedő izosztatikus anomáliákat az európai szárazföld belsejében amúgy sem várhatunk. Így a magyarországi izosztatikus anomália-kép nem különbözhet lényegesen a Bouguer-anomáliák térképétől. Scheffer és Kántás [4] is megállapítják: „Hogy az izosztatikus egyensúlyi állapot létrejöhesen, a (pozitív) izosztatikus anomáliák által jelzett tömegtöbbletek területeinek... süllyedniök kell... A Dunántúlon ennek éppen az ellenkezője állapítható meg...” Az izosztatikus anomália-kép tehát nem jellemző az országunk alatti kéregrészre.

A geofizikai kutatások történetében a következő lépés a kéreg megismerése felé a földrengésvizsgálat. Minthogy Magyarország, viszonylagos rengésszegénysége miatt, a szeizmológiai kéregkutatásra igen alkalmatlan terület, az első kéregvastagság-meghatározás csak az 1956-os dunaharaszti földrengés alkalmával sikerült (Bisztricsány és Csomor [5]). A kapott kéregvastagság-adatok, a módszer természetéből folyóan, az epicentrum és a  $P_n$ , ill. a  $P_+$  hullám kiegyenlítésére felhasznált állomások között húzott főkörök mentén vett átlagok, így nem a szorosan vett magyar kéregre jellemzők (I. táblázat).

I. táblázat

Hely	Conrad-f. mélysége km	Moho-f. mélysége km	$v_2$ km/sec	$v_3$ km/sec	Szerző, hivatkozás
Délkelet-Európa	20,20	33,00	5,49	6,98	Bisztricsány— Csomor [5]
Csapod (Sopron)	16,6	19,6	5,8	6,0	Gálfi—Stegena [6]
Hajdúszoboszló (Debrecen)	19,5	23,0	5,8	6,0	— „ —
Karád	21,1	—	5,8	6,0	— „ —
Hegyhátmaróc (Pécs)	19,5	24,5	5,8	6,0	— „ —
Szalatnak (Bonyhád)	21,8	28,1	5,8	6,0	— „ —
Haslach	20—22	29—33	5,9	6,5	Förtsch [2]
Helgoland	10,7	27,4	5,6	6,4	Bartels [9]
Kaukázus	20	48 ?	5,6	?	Tvaltvadze [10]
Dél-Németország	19 ?	31 ?	?	?	Reich [11]
Blaubeuren	20	28	5,9	6,5	Reich [12]
Murnau	17—18	30—31	5,5	6,0	Dohr [13]

A természetes rengések kéregszerkezetvizsgálatra való viszonylagos alkalmatlansága miatt az utóbbi években főként mesterséges rengések vizsgálata adott sok új kéregszerkezeti adatot. Magyarországon 1954—

1956 között öt ilyen mélyreflexiós kísérletet végeztek el sikerrel. Ezzel egy ideig Magyarország a kéregvastagság-adatok területi sűrűsége tekintetében az első helyen állt. A mélyreflexiós kísérletek eredményeit Gálfi és Stegena dolgozták fel [6, 7].

Gálfi és Stegena jelentésükhöz nem adtak hibaszámítást. Ezért elvégeztem méréseik hibájának számítását a következő feltevésekkel:

1. A gránitkéreg vastagságát az

$$s_2 = v_2 \left( t_2 - \frac{s_1}{v_1} \right)$$

egyenletből, a gabbróréteget az

$$s_3 = v_2 (t_3 - t_2)$$

egyenletből számítjuk, ahol  $s$  = a rétegvastagság;  $v$  a hullámsebesség a rétegben;  $t$  a hullám átfutási ideje; „1” index az alaphegységfelszín feletti üledékekre; „2” index a gránit-; „3” index a gabbrórétegre vonatkozik.

2. A  $t_{2-3}$  időket a szeizmogramból olvassuk le, ezek értéke 1%-nál kisebb hibával terhelt.

3. Az  $s_1$ ,  $v_1$ ,  $v_{2-3}$  adatok hibáját 10%-nak vettem. A  $v_{2-3}$  adatok esetében az irodalomból ismert sebességértékek egy-két kivétellel beleférnek ebbe az intervallumba (l. I. táblázat).

Számítottam a Mohorovicic-felület

$$m = s_1 + s_2 + s_3$$

képlet szerinti mélységének legvalószínűbb hibáját is.

A hibaszámítás eredményeit a II. táblázat tartalmazza.

II. táblázat

Hely	$s_2$ hibája km	$s_3$ hibája km	$m$ hibája km	$m$ legvalószínűbb értéke km
Csapod	1,63	0,42	1,73	19,6
Hajdúszoboszló	1,88	0,49	1,94	23,0
Karád	2,01	—	—	—
Hegyhátmaróc	1,87	0,66	1,99	24,5
Szalatnak	2,11	0,72	2,24	28,1

Megállapítható, hogy az  $m$ -érték legnagyobb valószínű hibája 2,24 km: az ennél nagyobb kéregvastagság-különbségek valószínűleg tekinthetők. A valószínűleg ennél jobb lehet a helyzet, mert a legnagyobb hibátétel a  $v_2$  érték pontatlan ismerete adja. Az ezzel elkövetett hiba pedig olyan kis kéregrészen, mint Magyarország, rendszeres hiba lehet: így, bár ez a hibátétel a kapott kéregvastagság értékét a véletlen hibánál jobban rontja, az egyes pontok közötti vastagságkülönbségek hibáját viszont csökkenti.

Az I. táblázat adatait összevetve feltűnik, hogy az Európában meghatározott kéregvastagságok, a már majdnem óceáni Helgoland kivételével, mind nagyobbak a legnagyobb (szalatnaki) magyar kéregvastagság-adatnál is. *A geofizikai adatok alapján tehát Magyarország az európai földkéregrésznek az átlagosnál (jóval) vékonyabb területe.*

*Földtani adatok.* A felsorolt geofizikai adatrendszerek mellett földtani eredményeket is tekintetbe kell vennünk. Ezek egyrészt a magyarországi mélyfúrások adatai (alaphegységmélység, üledékvastagságok), másrészt a mélyfúrások kőzetmintáinak sűrűségmeghatározási eredményei. Az előbbieket a kéregfelszín meghatározása, az utóbbiak a gravitációs eredmények értékelése tekintetében szükségesek. Ezeket az adatokat a Kőolajkutató és Feltáró Vállalat hocsátotta rendelkezésemre, amiért e helyen köszönetet mondok.

### B) A nehézségi rendellenességek és a kéregfelépítés kapcsolata

*A nehézségi többletrendellenesség fogalma.* Az előbbi fejezetben kimutattam, hogy az izosztatikus anomáliák magyarországi viszonylatban nem jellemzők a kéreg szerkezetére és mozgásállapotára. Ezért a gravitációs adatoknak más feldolgozási módját kerestem meg, amely a kéreg felépítésére nézve többet árul el.

A Bouguer szerinti nehézségi rendellenességek onnan származnak, hogy a Föld felépítése eltér a nemzetközi földvonzás-képlet származtatásánál alapul vett homogén öves felépítéstől. Az eltérés részben onnan van, hogy a tengerszint felett a levegőt egyes helyeken kőzet helyettesíti: ezt az eltérést a Bouguer-javítás kiküszöböli. Másrészt a kéreg felső részének 2,67 cgs átlagos sűrűségű anyagát helyről-helyre változó mélységben kisebb sűrűségű fiatal üledékanyag pótolja. Harmadsorban pedig a kéreg alsó felszíne sem sima és az itteni 2,9–3,0 cgs sűrűségű anyagot kisebb vagy nagyobb vastagságban a köpeny felső részének 3,3 cgs körüli sűrűségű anyaga helyettesíti.

Kíséreljük meg a következőkben a kéreg alsó és felső határfelületének színtingadozásából származó nehézségi rendellenességet különválasztani.

Ha a kéreg alsó felszíne sima forgási ellipszoidfelület lenne, akkor a nehézségi rendellenességet tisztán a felső felszín egyenetlenségei szabnák meg. Tegyük fel egyelőre, hogy a felső felszín egyenetlenségeit homogén  $\sigma$  sűrűségű üledékanyag tölti ki. Ebben az esetben a nehézségi rendellenességnek lineárisan kell függenie az alaphegységfelszín és a topográfiai felszín közötti szintkülönbségből. (Ez az állítás pontosan csak akkor igaz, ha a kéreg és a fiatal üledék határfelülete nivófelület, ha azonban ettől nem tér el nagyon hirtelen, állításunk elég jó közelítésben igaz marad).

Állításunk ellenőrzését a következő módon végezhetjük el. Felrakjuk az ország különböző pontjain lemélyített, alaphegységet elért fúrásokban észlelt fiatal üledékvastagságot a fúrásponthoz tartozó Bouguer-rendellenesség függvényében. Ahol kis területre sok fúrás esik (pl. Biharnagybajom), ott a rendellenességet is és a mélységet is átlagolva,

egy pontot viszünk fel. A fentiek szerint a pontoknak egyenes mentén kell elhelyezkedniük, amelynek egyenlete

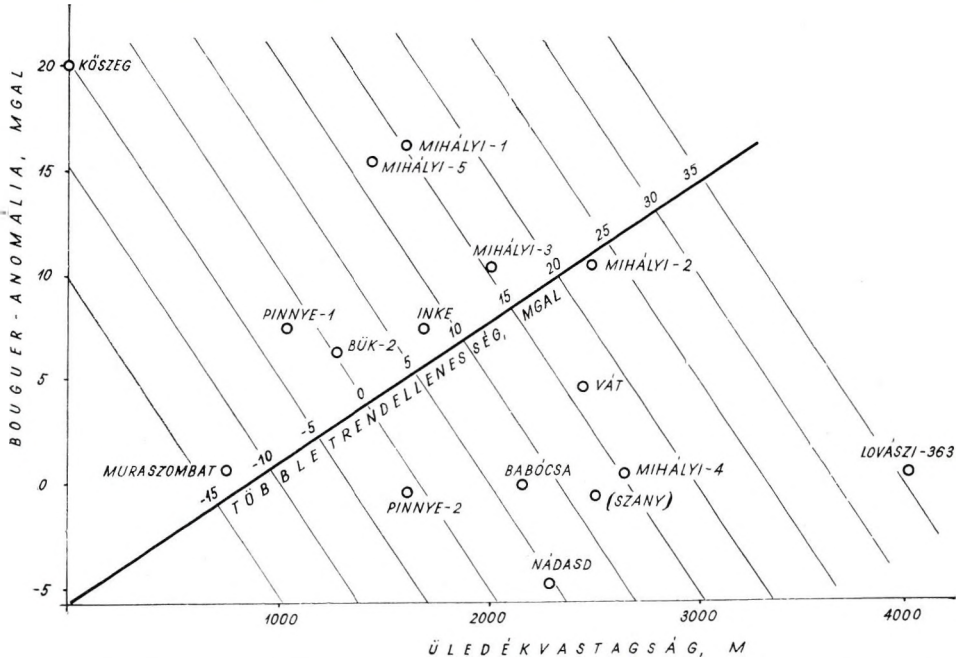
$$g_B = k h + C, \quad (1)$$

ahol az egyenlet baloldalán a Bouguer-rendellenesség értéke áll, a jobb-oldalon  $h$  a fiatal üledékek vastagságát jelenti,  $k$  pedig arányossági tényező, melynek értékére még visszatérünk. — Az így adódó diagramot a Dunántúlra az 1., az Alföldre a 2. ábra mutatja.

Látható, hogy a mérési eredmények egy olyan sávba esnek, amelynek tengelye

$$g_B = 14 h + C. \quad (2)$$

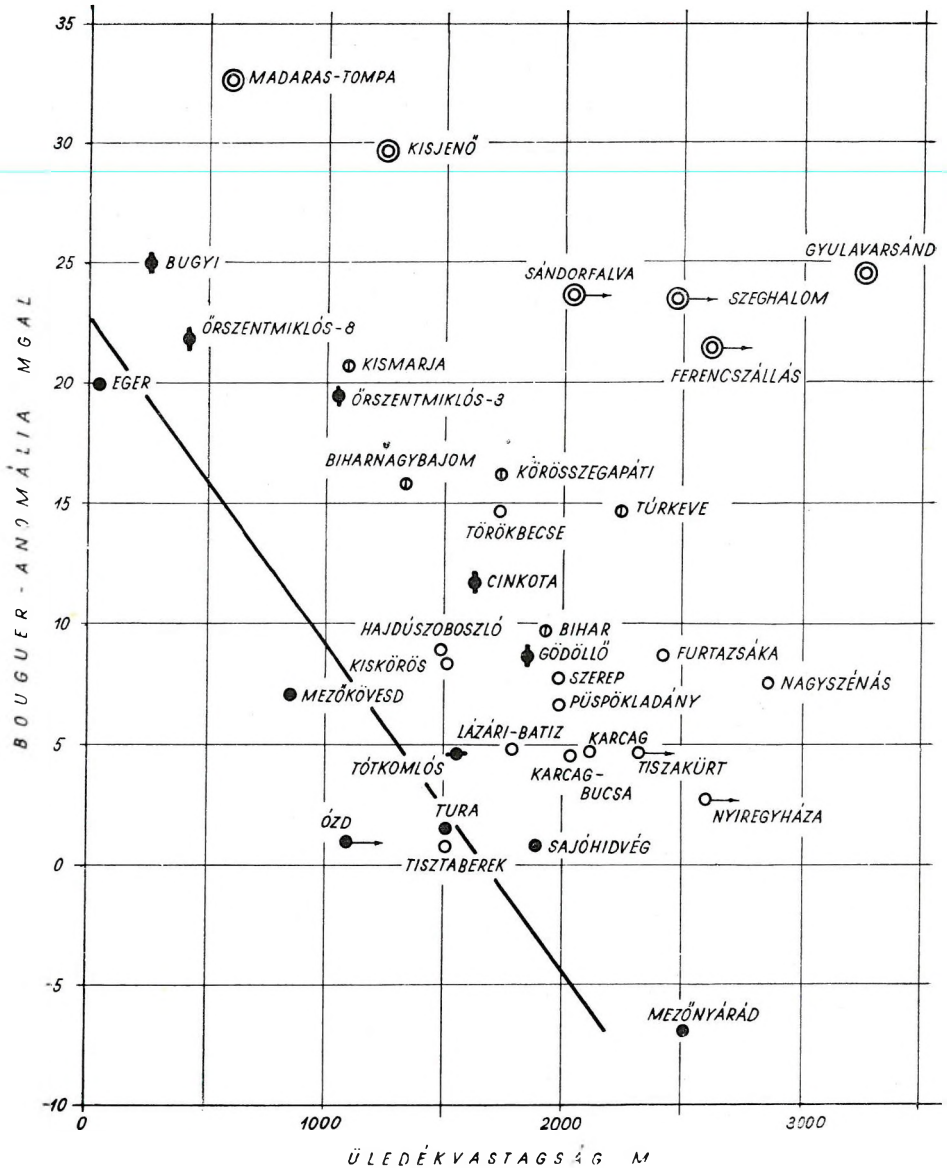
A pontok a tengely két oldalán nagy szórással foglalnak helyet.



1. ábra. A dunántúli mélyfúrásokhoz tartozó Bouguer-anomália és üledékvastagság összefüggése

Behatóbb megtekintésre kitűnik, hogy egy nagyszerkezeti egységre eső fúrások pontjai aránylag kis szórással egy-egy, a (2)-ben megadottal párhuzamos egyenes mentén vannak. Ilyen egyenesen települnek a mihályi szerkezet fúrásai (MI 1—5, Vát; talán Szany is, bár ez nem érte el az alaphegységet), a középhegység tengelyébe eső adatok (az 1. ábrán üres körök), vagy a Bükkalja fúrásai (Eger, Mezőkövesd, Ózd, Sajóhidvég, Mezőnyárád). Ez annyit jelent, hogy az egyes fent említett szerkezeti egységeken belül a nehézségi rendellenesség a fiatal üledékvastagság függvénye.

Vizsgáljuk meg, hogy a (2) egyenletben szereplő arányossági tényező értékét le tudjuk-e vezetni abból az állításból, hogy a Bouguer-rendellenesség a fiatal üledékvastagságtól függ?



2. ábra. A dunáninneni mélyfúrásokhoz tartozó Bouguer-anomália és üledékvastagság összefüggése



Ha a kéreg felett elhelyezkedő fiatal üledéksorozatot a Bouguer-féle javítás elve szerint végtelen lemezzel helyettesítjük, akkor a fiatal üledékek okozta nehézségi hatás

$$g_B = 41,9 (2,67 - \sigma) h, \quad (3)$$

ahol 41,9 a Bouguer-féle javítás együtthatója km/mgal egységben;  $\sigma$  a fiatal üledékek átlagos sűrűsége;  $h$  pedig a fiatal üledékek vastagsága km-ben.

A fiatal üledékek átlagos sűrűségére nézve a III. táblázat ad felvilágosítást. Az ott ismertetett mélyfúrások rétegsorának átlagos sűrűségét úgy számoltuk, hogy a Kőolajipari Tröszt Laboratóriuma által meghatározott sűrűségeket az egyes rétegtani egységekre nézve közepeltük, majd a fúrási rétegsor átlagsűrűségét mint az egyes rétegtani egységek sűrűségének az egység vastagságával súlyozott átlagát számoltuk ki. A táblázat szerint  $\sigma$  legvalószínűbb értéke 2,23.

III. táblázat

Fúrás	Sűrűség cgs	Fúrás	Sűrűség cgs
Görgeteg Babócsa-11	2,28	Pinnye-2	2,01
Buzsák-13	2,36	Hídvég-2	2,21
Bajcsa-1	2,32	Furtazsáka-1	2,26
Tótkomlós	2,27	Tóalmás-1	2,20
Jászberény	2,18	Cinkota-3	2,22
Emőd-1	2,21	Karcag—Bucsa-1	21,3

Az ezen értékkel számított együttható (3)-ban 18,4, azaz elég jó egyezést mutat a (2) egyenletben empirikusan nyert együtthatóval. Az eltérés főoka az lehet, hogy a Bouguer-féle végtelen lemezes közelítés a mi esetünkben nem a legjobban felel meg, de ennél pontosabb közelítést a megfelelő adatok hiánya miatt nem lehet végezni.

Vegyük most már szemügyre, hogy mi okozza az egyes szerkezeti egységek pontjainak az 1 és 2. ábrában látható elrendeződését? Nyilvánvalóan az, hogy a fiatal üledékek okozta nehézségi rendellenességre valami más okra visszavezethető nehézségi rendellenesség rakódik rá. Ezt a továbbiakban *többletrendszenesség*nek fogom nevezni. Ennek a rendellenességnek oka nem lehet a domborzat egyenetlensége, egyrészt, mivel ezt a Bouguer-korrekciónal már eleve kiküszöböljük, másrészt mivel — teszem azt a Dunántúli Magyar Középhegység csapásába eső fúrások pontjait tekintve — a pontok helyzete nem függ az észlelési hely szintmagasságától. Kézenfekvő tehát ezt a többletrendszenességet a kéreg alsó határának színtingadozásaira visszavezetni: egyrészt azért, mivel a kéreg alsó határánál mélyebben fekvő rétegeket az eddigi vizsgálatok alapján homogén öves felépítésűnek ismertük meg, másrészt, mivel a többletrendszenesség egy-egy maximum- vagy minimum-vonulatnak (Kisalföld—Középhegység—Görgeteg—Igal—Mecsek) szélessége mintegy 50 km, amiért is feltehető, hogy az azt létrehozó ható tömeg felszínalatti mélysége is ebbe a nagyságrendbe esik.

Mielőtt a fenti kvalitatív megfontolásról a többletrendellenesség behatóbb vizsgálatára térnénk, szükséges ezt a fogalmat mennyiségileg is definiálnunk. Ha az azonos szerkezeti egységhez tartozó pontokat összekötő egyenest a  $\Delta g$ -tengelyig meghosszabbítjuk, megkapjuk a zérus üledékvastagsághoz tartozó nehézségi rendellenességet. Ez teljes egészében többletrendellenesség. Ez az érték, mint látjuk, szerkezetéről szerkezetre más. Az egyes szerkezeti egységek tengelyeinek  $\Delta g$ -tengelymetszetei közötti, millialokban vett  $\Delta g$ -különbséget nevezzük ezentúl többletrendellenességnek, és referenciatengelynek (zérus többletrendellenességű tengelynek) önkényesen a Középhegység-vonulat tengelyét vesszük.

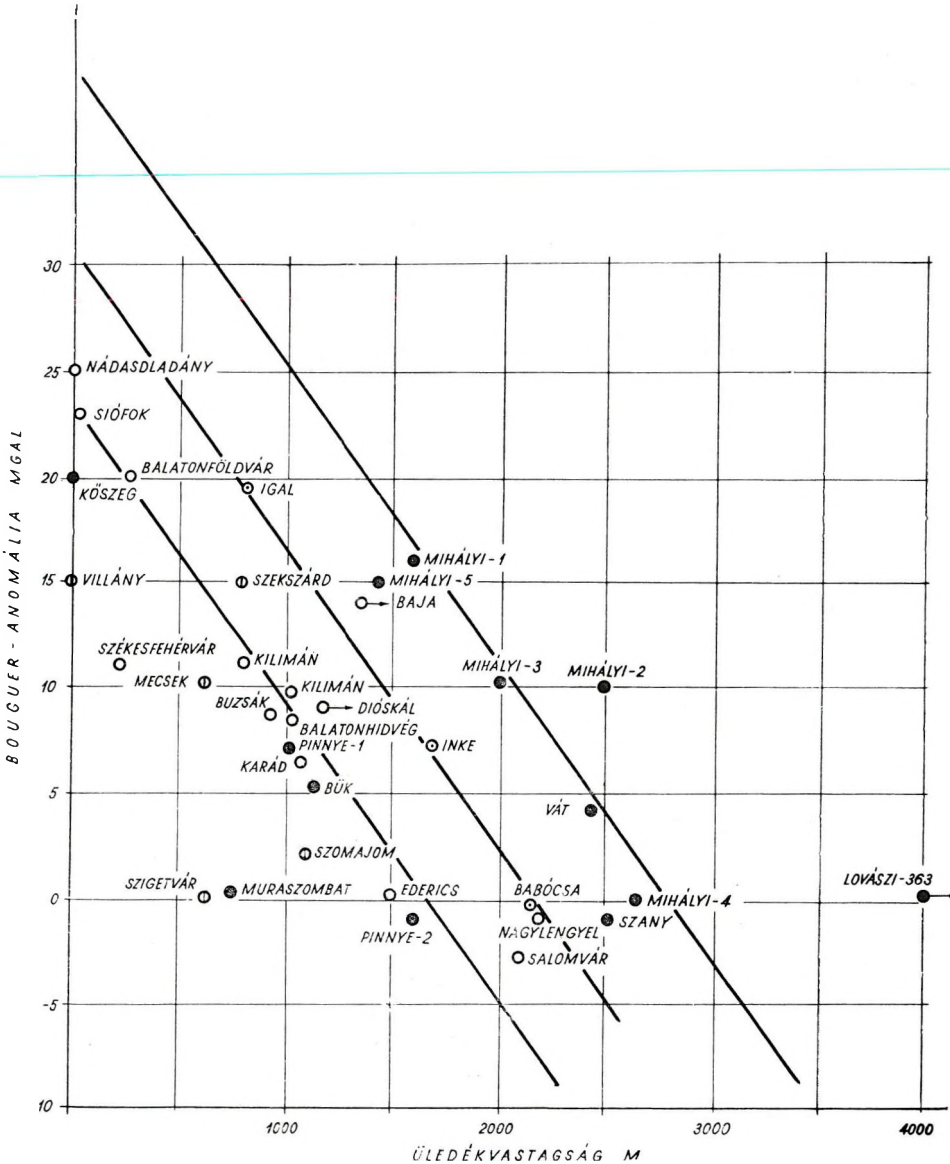
Látható, hogy vannak az ábrában az egyes szerkezet-tengelyektől igen távoleső pontok is (L-363). Az ezekhez tartozó többletrendellenességet úgy nyerjük, hogy rajtuk keresztül a (3) egyenletben megadott egyenessel párhuzamosot húzunk. Ennek az egyenesnek a  $\Delta g$ -tengelymetszete és a referenciatengely (Középhegység-tengely)  $\Delta g$ -tengelymetszete közti különbség adja a pontra vonatkozó többletrendellenességet.

Hogy az alsó kéregfelszín mélysége és a többletrendellenesség között van-e valószínűleg tekinthető összefüggés, azt a többletrendellenesség és a Gálfi—Stegena-féle kéregvastagság-adatok összevetése révén remélhetjük ellenőrizni. Ezt úgy tehetjük, hogy az egyes mélyreflexiók mérések robbantópontjaihoz tartozó többletrendellenességet és a kéregvastagságot egymás függvényében diagramban ábrázoljuk. Ha az összefüggés fennáll, a két mennyiség között lineáris kapcsolatnak kell lennie.

IV. táblázat

Fúrás	Sűrűség	Kőzet
Hídvég-1	2,72	kloritkvarcit
Hídvég-2	2,65	"
Pinnye-1	2,60	csillámpala
Pinnye-2	2,74	"
GB-7	2,66	"
-8	2,58	"
	2,77	"
-9	2,52	"
-10	2,68	"
-11	2,70	"
Jászberény-1	2,63	epimetamorf k.
Triász minták átlaga	2,66	
	átlag:	
Nagylengyel	2,67	
átlagos	2,52	inoceramuszos
értékek	2,60	márga, hippuritás
	2,54	mészkö, grifeás
Törtel-5	2,43	márga
-6	2,31	felső-kréta
Kaba-1	2,41	" ?
	átlag:	
	2,47	

Előrebocsátjuk, hogy a fenti lineáris kapcsolat megléte a mély-reflexiós adatok kis száma miatt nem tekinthető felfogásunk teljes bizonyítékának: csak annyit állapíthatunk meg, hogy ha a feltevésünk



3. ábra. A többletrendszenység és a mélyreflexiós kísérletekből meghatározott kéregvastagság összefüggése

erre a négy pontra teljesül, akkor ezek az adatok felfogásunknak *nem mondanak ellent*.

A kérdéses diagramot a 3. ábrában láthatjuk, a feltételezett linearitás elég jól teljesül.

*Az izosztatikus egyensúly kérdése.* Kérdés, hogy a többletrendellenességek mennyire befolyásolják az ország izosztatikus egyensúlyi helyzetét? Erre a kérdésre úgy kaphatunk választ, hogy 40 km kompenzációs mélységet feltételezve, a Gálfi—Stegena-féle adatokkal kiszámítjuk a kompenzációs felületre ható nyomást. Az üledékek sűrűségét szeizmikus sebességükkel arányosnak véve, valamint a gránitréteg sűrűségét 2,67 CGS-nek, a gabbroréteget 3,0 CGS-nek, az alattuk elterülő kőzetekét pedig 3,3 CGS-nek feltételezve 40 km mélységre az alábbi nyomásértékeket kapjuk:

V. táblázat

Hely	Nyomás atm
Csapod	11,932
Hajdúszoboszló	11,887
Hegyhátmaróc	11,805
Szalatnak	11,735

Ezek az adatok egymástól mindössze 1%-ban térnek el; ez az eltérés a felhasznált adatok pontatlanságával is magyarázható. Mindezek szerint a *magyarországi földkéreg* a fenti néhány adat alapján *izosztatikus egyensúlyban látszik lenni*.

A kevésszámú adaton alapuló kvantitatív meg gondolásnál sokkal meggyőzőbb kvalitatív képet nyerhetünk, ha meg gondoljuk, hogy adataink szerint a kéreg alsó határa ott emelkedik fel, ahol a felső széle a fiatal üledékek alatt a mélybe süllyed és fordítva. Ez a tény az izosztázia elvével teljes összhangban van. Az izosztatikus egyensúly fennállására vall egyébként az izosztatikus és Bouguer-anomáliák nagyfokú és részletekre is kiterjedő hasonlósága is.

Az elég nagy intervallumban változó kéregvastagság és az ennek ellenére fennálló izosztatikus egyensúly arra mutat, hogy *Magyarország területén az izosztatikus kompenzáció viszonylag kis területen belül érvényesül: csaknem lokálisnak nevezhető*.

### C) A magyarországi kéregrész domborzatának leírása a többletrendellenességi adatok alapján

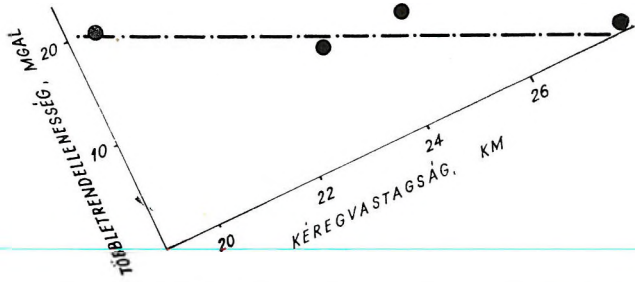
Adataink alapján meg lehetne kísérelni az ország többlet-anomália-térképének megszerkesztését, amely a fentiek szerint a kéregvastagság térképeként is felfogható. Hogy ez lehetséges, azt oly módon illusztráljuk, hogy bemutatjuk az ország nyugati széléről szerkesztett térképrészletet (4. és 5. ábra). Az itt végighúzódo többlet-trendellenességi boltozat aránylag egyszerű szerkezetű, így kevés pontból szerkeszthető volt. Az ország

többi részeire azonban az ilyen térkép megszerkesztése a szerkezetek bonyolultabb volta és az adatok kisebb száma miatt még korainak tűnik. Ezért megelégszünk a többi országrész áttekintő szóbeli leírásával.

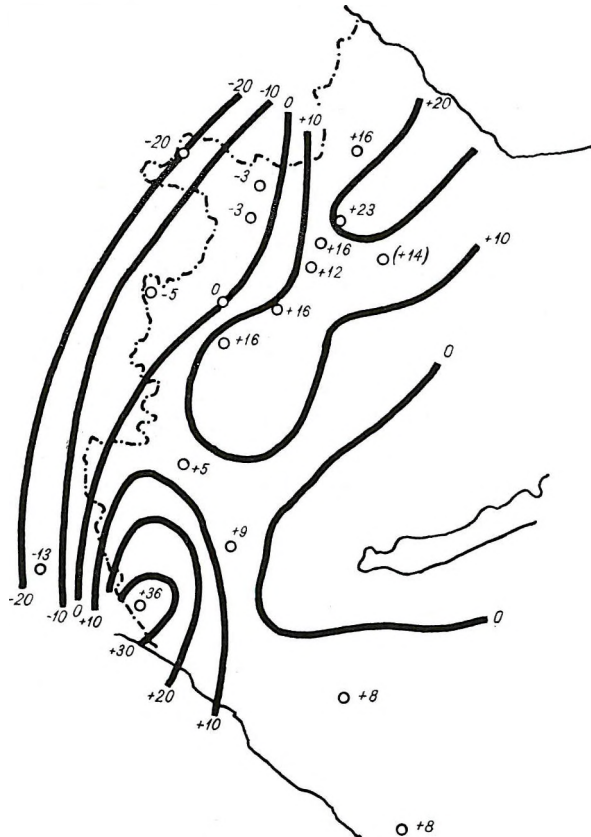
Dunántúl a legnagyobb kéregvastagság két vonulata a Középhegység, ill. a Mecsekhegység és távolabbi környéke (alapjával az országhatáron nyugvó, Szigetvár—Kaposvár—Szekszárd—Mohács csúcsú sokszög). Ezek közül a Mecsekhegység a vastagabb kérgű, É-i szélén a szalatnaki, eddigi legnagyobb, 27—28 km-es kéregvastagság-adattal. A Mecsekhegység és a Középhegység között az Inke-Igal vonulat a választóvonal, ez nyugaton dél felé hajlik és Babócsa környékén éri el az országhatárt.

Nyugaton az országhatárral csaknem párhuzamosan húzódó vékony kéregrészt, a csapodi 20 km-es, Európában eddig legkisebb kéregvastagság adattal, élesen elüt a szomszédos Alpok 35—40 km vastagra becsült kérgétől. A kettő közötti átmenet Sopron, Kőszeg és Muraszombat vonalában látható. *Kéregszerkezeti tekintetben az Alpok a magyar medence szélén élesen elvégződnek és nem folytatódnak a magyar terület alatt.*

A nyugati határral



4. ábra. Többletrendellenesség-kiolvasó diagram az ország nyugati szélén elhelyezkedő mélyfúrásokra



5. ábra. A 4. ábra többletrendellenességi adatai alapján szerkesztett térkép. A többletrendellenesség pozitív értékei vékony kéregnek, negatív értékei vastag kéregnek felelnek meg

párhuzamosan futó vonulat legérdekesebb része a lovászi környéki rész. Adataink itt még a soproninál is vékonyabb kérget jeleznek: az itteni 4000 m-t meghaladó fiatal üledékvastagság az izosztázia elve alapján ugyancsak a kéreg erős elvékonyodását követeli.

A dunáninnyi területen a pestkörnyéki fúrások tanúsága szerint folytatódik a Középhegység vastagabb kéregvonulata. A Bükkhegység területén és annak északi-déli előterében, a vastagság a dunántúli értéket eléri, sőt meg is haladja.

Ezzel szemben a mecsekhegységi vastagabb kéreg a Duna vonalában elvékonyodik és bár a Madaras—Tompá vonulatban az alaphegység mindössze 5—600 m-re van a felszín alatt, ez a rész Sándorfalvát, Ferencszállást, és Szeghalmot, valamint a romániai Kisjenőt és Gyulavarsándot magában foglaló területtel együtt a mihályi szerkezetnél is vékonyabb), a lovászi területével összemérhető vékonyságú kérget sejtet.

Az Alföld keleti szélén húzódó kristályos vonulat (Kismarja, Bihar-nagybajom, Körösszegapáti, Túrkeve, Szerep, Püspökladány; Bihar Romániában) a mihályi szerkezetéhez hasonló elég vékony kérget mutat. — A középhegységinél csak kicsivel vékonyabb kérget találunk a Tiszta-berek—Nyíregyháza—Hajdúszoboszló—Kiskörös vonulatban.

Ha a fent elmondottakat összevetjük Kertai [15] posztszarmata rétegvastagság-térképével, kitűnik, hogy a vastagabb kéregrészek a fiatal üledéktakaró csaknem mindenütt igen vékony, vagy egészen hiányzik és hogy a fiatal üledéktakaró vastagsága a kéreg vastagságával nagyjából fordítva arányos. Ebből is látszik, hogy a *kéregvastagsági viszonyoknak a fiatal üledékképződésre döntő hatásuk volt az ország területén.*

### 3. A magyarországi földkéregész mozgékonyági viszonyai

A magyar földkéregész csekély mozgékonyágát az Alpok nagyobb mozgékonyágával szokás szembeállítani. Vadász [16] megállapítja, hogy a triász időszakban az Alpok üledékvastagsága a magyarországinak mintegy háromszorosa. Felhívja a figyelmet arra is, hogy a pannóniai gyors süllyedés sebességben a triászbelinek negyvenszerese is lehet.

Részletesebben Kraus [17] alpi, és a kőolajkutató mélyfúrások és földtani felvételek magyarországi adatai alapján a 6. ábrában állítottam össze a két terület üledékvastagságainak arányát. Az üledékvastagság — hacsak nem emelkedő területről van szó — a mozgékonyággal többé-kevésbé arányosnak vehető. A pannonkori adatokat éppen azért nem vettem fel, mert itt a magyar terület süllyedésével az Alpok pontosan nem ismert mértékű emelkedése állt szemben.

A diagramból látszik, hogy Magyarországot a mezozoikumban aránylag kis mozgékonyág jellemezte. (Ebben láthatjuk a Tisia-elmélet gyökerét.)

A fordulópont a kainozoikumban, közelebbről a miocén korban következett be. Ettől kezdve a magyar terület mozgékonyága az Alpokéval egyenértékű.

A mozgásban bekövetkező változást a fizika szerint vagy a mozgást okozó erő nagyságában, vagy az anyag ellenállásában bekövetkező vál-

tozás indokolhatja. Az erő jelen esetben a kéregben ható tektonikus erő, az anyagi ellenhatás pedig a kéreg szilárdsága. A változást tehát ennek a kettőnek vagy egyiküknek a megváltozása hozhatta létre.

A kéregre ható tektonikus erő megváltozása aligha okozhatta a mozgékonyosság ilyen megnövekedését: hiszen a miocén-pliocén korban már kicsengőben voltak azok az alpi hegységképző erők, amelyek a magyarországi kérget csak erejük tetőpontján (a kréta időszakban) tudták nagyobb megmozdulásra bírni. Kézenfekvő tehát az okot a kéreg szilárdsági változásában keresnünk.

A szerkezeti földtanban és a tektonofizikában a kéreg gyöngeségének fontos ismervéül jelölik meg az erős vulkáni-szubvulkáni tevékenységet. Magyarország földtörténete során a miocénben került először sor nagyszabású vulkáni-szubvulkáni tevékenységre. Ezt a tevékenységet az eocén-oligocén korban előzte meg kisebbmértvű magmás tevékenység. A mozgékonyosság megnövekedése tehát egybeesik az erőteljes magmás tevékenységgel.

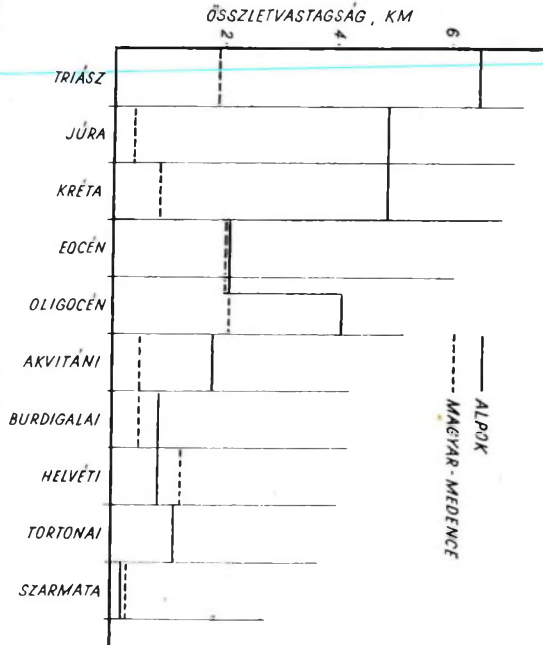
A miocén és az azt megelőző kezdeti eocén-oligocén vulkánosságot erős töréses — legnagyobb részben diszjunktív jellegű — szerkezetalakulás kísérte. Ez oka is, okozata is lehet a kéreg meggyöngyülésének.

Jelenleg — mint említettem — a kéreg az izosztatikus egyensúly állapotát jól megközelíti.

Ennek ismeretében a miocéntől máig terjedő szintváltozásokat háromféleképpen lehet magyarázni:

1. A miocén magmás tevékenység az izosztatikus egyensúlyban levő kérget kibillentette az egyensúlyi helyzetből, amennyiben a magmaömlések következtében meggyengült a kérget alulról megtámasztó nyomás és a kiömlött anyag megterhelte az eladdig terheletlen felszínt. Ennek révén kezdetben gyors, majd lassuló mozgásnak kellett létrejönnie, melynek teljes lecsillapodását késleltette a medencében felhalmozódó üledéksorozat okozta további megterhelés.

2. A miocén magmás tevékenységet létrehozó tektonikus erők a miocén vége felé és azután is tovább hatottak, egészen máig, és a terület egészében véve lassú, időnként meggyorsuló vetemedését okozták.



6. ábra. Az Alpok és a Magyar Medence legnagyobb üledékvastagságainak összehasonlítása Kraus alpi és a Köolajipari Tröszt magyarországi adatai alapján

A kialakult medencébe gyűlő üledékanyag szerepét ugyanolyannak tekinthetjük, mint az előző esetben.

3. Elképzelhető a tiszta izosztatikus süllyedés és a tiszta epirogenetikus-tektonikus süllyedés közti mindenféle átmenet is.

A fenti lehetőségek között ismereteink mai állása mellett még nem lehet biztosan választani. A legvalószínűbbnek azonban az első eset tűnik, mégpedig a következő megfontolás alapján:

A középső-miocénben indult és máig tartó süllyedés változó mértékű de végig egyazon irányzatú volt és maradt. A süllyedés mértékét is inkább egyenletes lassulás, mint szapura ingadozás jellemzi. Ha most ez a folyamat tektonikus feszültségek eredménye lenne, akkor ezalatt az idő alatt végig egyazon értelmű tektonikus erőhatások nyomait kellene találnunk. Ezzel szemben a középső miocén diszjunktív mozgások után a pannóniai korban erős kompresszív mozgásokat ismerünk (Mecsek-hegység), majd ezek nyomán ismét legalább egy diszjunktív szakasz következett, a hegységek és medencék pannóniai üledékeit elmetező szegélyvetődésekkel. Mindezek alapján a miocén-posztmiocén medencealakulás tisztán tektonikus eredete kétségbevonható.

Végeredményül tehát azt állapíthatjuk meg, hogy a magyarországi kéreg fiatal fejlődésmenetét a középső-miocén vulkáni tevékenységgel kapcsolatos nagyfokú kéreggyöngülés és az azt követő izosztatikus kiegyenlítődés jellemezte; az utóbbinak sebességét az alpi-kárpáti övkeretben fellépő tektonikus feszültségek kisebb mértékben befolyásolhatták.

Ezen az összképen belül feltűnő az ország keleti és nyugati részének szembenállása. Kertai poszt-szarmata vastagságtérképéből [15] területmérés útján azt kapjuk, hogy az észak-déli Dunaszakasztól keletre eső országrészek a terület 64%-át borítja 1000 m-nél vastagabb poszt-szarmata üledék: a nyugati országrészek a megfelelő arány 40%. 2000 m-nél vastagabb poszt-szarmata üledék fedi a keleti rész 30%-át, ill. a nyugati rész 18%-át. 3000 m-nél vastagabb poszt-szarmata üledék a keleti rész 10%-án, a nyugati résznek csupán 2%-án található. — A két területrésznek a Duna mentén való elhatárolását indokolja az, hogy a rétegvastagságok szintvonalai a Dunát elérve többnyire azzal párhuzamos irányba fordulnak, vagyis a Dunánál rétegvastagság-lépcső van. Hasonló, talán még jobban kifejlődött lépcső látható a Duna—Tisza, közének középvonalában: ennek a lépcsőnek északi része kissé kelet felé tolódott.

### Összefoglalás

A földtani és geofizikai együttes vizsgálati eredmények az alábbiakban összegezhetők.

1. A mélyfúrás adatok tekintetbevételével a gravitációs hálózatos felmérés olyan átértékelését végezhetjük el, amely közvetlenül a földkéregnek az illető terület alatti felépítésére ad felvilágosítást. Ez a módszer regionális jellege miatt igen jól egészíti ki a szeizmikus kéregvastagság-mérés pontszerű eredményeket adó módszerét.



2. A többletrendszenesség adatok az ország egész területére megerősítik azt a szeizmikus úton néhány ponton nyert megismerést, hogy a magyarországi kéreg az európai átlagnál néhány km-rel vékonyabb.

3. Magyarország területén kis területre kiterjedő, csaknem lokálisnak mondható izosztatikus kompenzáció látszik fennállni.

4. A Magyar medence neogén fejlődésmenetét a középső-miocén vulkánosság nyomán bekövetkezett izosztatikus kiegyenlítődési törekvés szabta meg. Ennek következtében az elvékonyodott kéregrészek lesüllyedtek, a vastagabbak kiemelkedtek, illetőleg magasabban maradtak. Az üledékösszletek nagyobb vastagsága a vékonyabb kéregrészek fölött alakult ki. Erre az alapfolyamatra rakódtak rá az alp-kárpáti övkeret szerkezeti mozgásai, valamint Dél-Európa általános kiemelkedése.

#### I R O D A L O M

1. *Tatel, H. E., Tuve, M. A.*: Seismic exploration of a continental crust. Crust of the Earth, Arie Poldervaart, Editor, Geological Society of America Special Paper 62, 1955.

2. *Förtsch, O.*: Analyse der seismischen Registrierungen der Grosssprengungen bei Haslach im Schwarzwald am 8. April. 1948., Geol. Jahrb. 66, 1952.

3. *Facsinay L. és Szilárd J.*: A magyar országos gravitációs alaphálózat. Geofizikai Közlemények, V. 2. 1956.

4. *Scheffer V. és Kántás K.*: A Dunántúl regionális geofizikája. Földtani Közlöny, LXXIX, 1—4. 1949.

5. *Bisztricsány E. és Csomor D.*: Az 1956. január 12-i földrengés. Geofizikai Közlemények, VI. 1—2. 1957.

6. *Gálfi J. és Stegena L.*: Szeizmikus reflexiós méréssel meghatározott néhány adat a földkéreg magyarországi részéről. Geofizikai Közlemények, VI. 1—2. 1957.

7. *Gálfi J. és Stegena L.*: Tiefenreflexionsversuche in Ungarn zum Studium der kontinentalen Aufbauung. Geologische Rundschau, 64. 1. 1957.

8. *Bederke, E.*: Zur Geologie und Geophysik der Tiefen. Geologische Rundschau, 64. 1. 1957.

9. *Bartels, J.*: Wissenschaftliche Ergebnisse der geophysikalischen Beobachtungen der Sprengung auf Helgoland, Geol. Jahrbuch, 64. 1950.

10. *Tvaltvadze, G.*: Sztrojenije zemnoj korü v verchnyej Kartli. Szooobszenija Ak. Nauk Gruzinszkoj SzSzR, XI. 8. 1950.

11. *Reich, H.*: In Süddeutschland seismisch ermittelte tiefe Grenzflächen. Geologische Rundschau, 64. 1. 1957.

12. *Reich, H.*: Über seismische Beobachtungen der PRAKLA., Zeitschrift d. d. geol. Ges., 104. 1. 1952.

13. *Dohr, G.*: Ein Beitrag der Reflexionsseismik zur Erforschung des tieferen Untergrundes. Geologische Rundschau, 64. 1. 1957.

14. *Egyed L.*: A Föld fizikája. Általános Geofizika. Akadémiai kiadó. Budapest, 1957.

15. *Kertai Gy.*: A magyarországi medencék és a köolajtelepek szerkezete a köolajkutatás eredményei alapján. Földtani Közlöny, LXXXVII, 4. 1957.

16. *Vadász E.*: Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlata. MTA. Műszaki Tud. Oszt. Közl. XIV. 1—3. 1954.

17. *Kraus, E.*: Baugeschichte der Alpen. Akademie Verlag. Berlin, 1951.

