

Л. БЕНДЕФИ:

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВО ВРЕМЕНИ ВЫСОТЫ РЕПЕРОВ.

Автор рассматривает вопрос о том, как определяется высота репера в любое время без нивелирования, если высота предварительно определена в самые разные времена точным нивелированием. Первый метод определения является геодезическим способом: при помощи диаграмм движения (1 и 3 фигуры). Второй метод определения является гравитационногеодезическим способом: если относительно репера известны изменение во времени аномалии силы тяжести и связь этого изменения с изменением высоты уровня. Автор указывает на то, что с точки зрения решения задачи является безразличным, что происходящие здесь процессы являются ли изостатическими или же тектогенетическими. При отечественных изменениях высоты уровня участвует и компакция, не имеющая связи с аномалиями силы тяжести, поэтому второй способ употребляется лишь тогда, когда влияние компакции отделено от других движений.

Наконец автор устанавливает факт, что к отечественным нивелированиям прошлого века относятся ошибки в нескольких дециметрах из-за рефракции и коррекции рейки, поэтому основанные на этих данных выводы являются тоже ошибочными (цитата 1. 47). На основе нивелирований настоящего века можно делать вывод не об изостатическом (эпирогенном) поднятии, связанном с опрокидыванием слоев горных, а о сильных тектогенетических движениях.

L. B E N D E F Y:

DETERMINATION OF TEMPORARY CHANGES OF HEIGHT OF THE LEVELLING BASES

Author is studying the possibility of how to determine in an arbitrary time the height of a levelling base without levelling, if the height is already determined in different times and with exact levelling. The first method is geodetic: movement by means of diagrams (Figs. 1 and 3.) whereas the second method is a gravitational-geodetic one: if the temporal changes of the gravitation anomaly in the base and the connection of the same with the change of level are known. Author points out that it is quite indifferent from the point of view of the problem whether there take place isostatic or tectogenetic processes. Compaction has a part in the changes of level in Hungary; this compaction is not in relation with gravitational anomalies, the second method is thus only applicable when the effect of compaction is separated from other movements. Author finally states that the Hungarian levellings of the past century are responsible for refraction and rod-correction errors of several decimeters, thus the conclusions based upon the same are incorrect (see quotation 47.). According to levellings of our century we have to come to the conclusion not of an isostatic (epirogene) elevation combined with tilt, but to strong tecto-genetic movements.

A kézirat 1955. február 14-én érkezett be.

SZINTEZÉSI ALAPPONTOK IDŐKÖZI MAGASSÁGVÁLTOZÁSÁNAK MEGHATÁROZÁSA

BENDEFY LÁSZLÓ

Régi kíváncsi vagyok, hogy a szabatos szintezési gyakorlatban olyan módszert vezessenek be a felsőrendű szintezési alappontok magassági koordinátáinak meghatározására, amely lehetővé tenné, hogy a szintezési alappontoknak valamely T_i időpontban szabatosan meghatározott magasságát egy későbbi T_n időpontban, a $(T_n - T_i)$ időközre vonatkozó elmozdulásnak megfelelő, legmegbízhatóbb javítással láthassuk el.

A probléma geodéziai megközelítése

Érdekes, hogy erről a problémáról a külföldi szakirodalomban ezideig nem történt említés. Hazánkban azonban már 1942-ben megfogalmazta Rédey István a következőképpen: «A [szintezési alap-] pontok emelkedésének és süllyedésének sebességét ismerve, minden pont magasságváltozása az idővel kiszámítható, s így — ha szükséges — mindig megállapítható a már megvizsgált [alap-] pontok legvalószínűbb tengerszínfeletti magassága» (1).

A probléma megoldásának ez a tisztán geodéziai módszere feltételezi, hogy a szabatos szintezést ugyanazokon a vonalakon időnként megismételjük. Ha ugyanazon a vonalon, azonos szintezési alappontok magasságát $T_1, T_2, T_3 \dots T_n$ időpontban, szabatos szintezéssel ismételtlen meghatároztuk, akkor módunkban áll a $(T_2 - T_1), (T_3 - T_2) \dots (T_n - T_{n-1})$ időközökre vonatkozóan az egyes alappontok szintváltozását megállapítani.

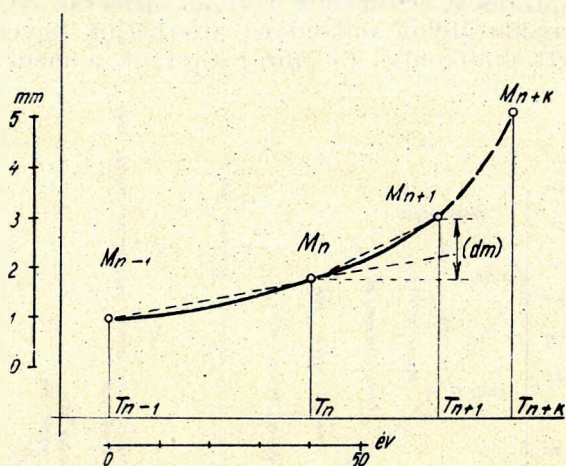
Ha egyértelmű és közel egyenletes mozgást tapasztalunk az időnként megismételt szintezések alapján, az alappontok szintváltozásának többé-kevésbé megbízható értékéhez jutunk.

Ha csak két szintezés történt, egyszerűen feltételezzük, hogy az időközi változás egyenletesen (lineárisan) következett be. Három vagy több szintezés esetén azonban már nemcsak arról lesz némi fogalmunk, hogy az időközi szintváltozás lineáris jellegű-e vagy sem, hanem bizonyos mértékig ítéletet mondhatunk arról is, hogy az egyes szintezések eredménye — egymáshoz viszonyítva — mennyire megbízható.

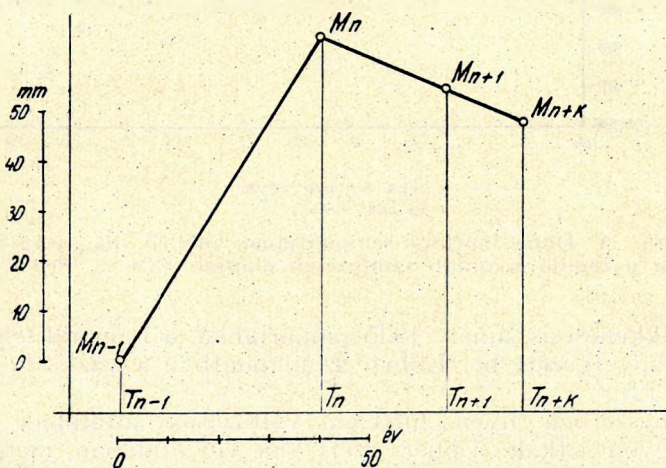
A század elejétől napjainkig végrehajtott szabatos szintezésekről, valamint az általuk nyert koordináták megbízhatóságáról eléggé tiszta képünk van. A korábbi szintezések, ha az észlelők megannyira törekedtek is a szabatosságra, egy sor bizonytalansági tényezőt rejtenek. Az egymást követő időközökre nyert szintváltozási értékekből azonban módunkban áll következtetni az egyes szintezések minőségére is.

Általánosságban azt kell feltételeznünk, hogy a szóbanforgó szintváltozások *nem egyenletesen* mennek végbe. A lineáristól való eltérés valószínűségének azonban megvan a határa. Ugyanis minden általános jellegű szintváltozási folyamatot geológiai és geofizikai törvényszerűségek szabályoznak.

Az 1. ábrán bemutatott szintváltozási folyamat láttán az a vélemény alakul ki bennünk, hogy a mérési eredmények megbízhatók, mivel a két egymást követő időszakra nyert szintkülönbség *egyértelmű és folyamatosan bekövetkezett mozgásintenzitás változásra* utal.



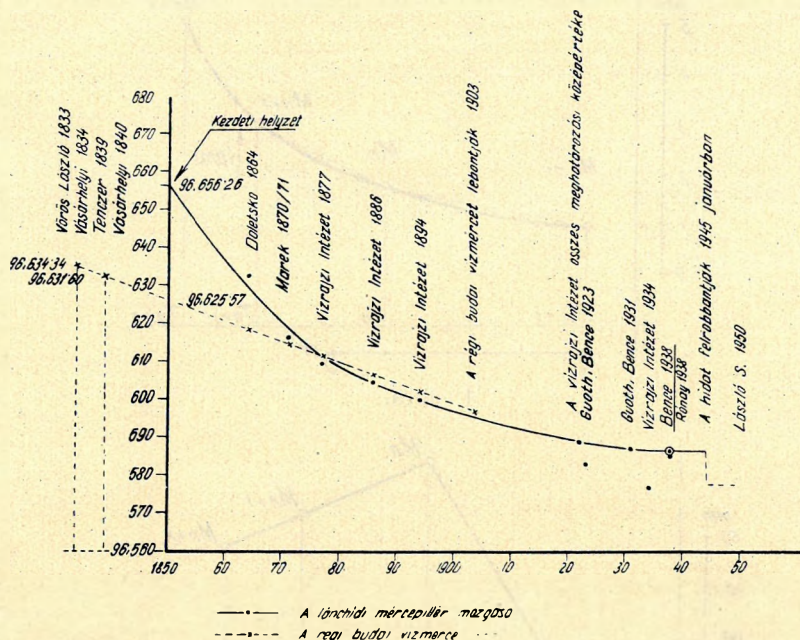
1. ábra.



2. ábra

Ezzel szemben a 2. ábrán feltüntetett szintváltozási folyamat bekövetkezése — geológiai és geofizikai szemszögből — már sokkal kevésbé valószínű, és olyan, aránylag nyugodtan viselkedő tektonikai környezetben, mint amilyen pl. hazánk területe is, az utóbbi évszázadban szinte kizártnak mondható. (Ismétlem: a helyi jellegű rendkívüli jelenségekről, mint pl. suvadásról, csuszamlásról, földrengés okozta kéregtörésről, felszakadásról, elvetődésről stb. ezúttal nincsen szó.)

Aránylag rövid időközökben újraszintezett alappont változását nagyon megbízhatóan tudjuk figyelemmel kísérni. Legjobb példa erre a budapesti «Széchenyi» Lánchíd budai mederpillérén lévő vízmérce zérusvonása, amelyet a szakirodalom «a Duna lánchídi sempontja» néven ismer. A sűrűn megismételt szintezések eredménye alapján nemcsak a sempont (azaz semlegespont) lassuló ütemű süllyedését kísérhetjük figyelemmel, hanem a megszerkesztett grafikonból (3. ábra) kitetszik a mederpillérnek az a



3. ábra. A Duna lánchídi sempontjának időbeli magasságváltozása a régebbi és újabb szintezések alapján. (Szerk. Bendefy)

hirtelen lezökkenése is, amely 1945 januárjában, a Lánchíd felrobbantása alkalmával következett be. Ebben az időpontban a vázlaton éles lépcső mutatkozik (2).

A természetben ilyen hirtelen változások általában nincsenek, illetőleg nagyon ritkák. Éppen ezért, ha egyáltalában mérhető volna az elemi Δt időközre eső változás, bármely P szintezési alappontnak ($T_{n+k} - T_n$) időközben megváltozott magassága, illetőleg az időközi szintváltozás ilyen alakban lenne kifejezhető:

$$M_{T_{n+k}} = M_{T_n} \pm \sum_{T_n}^{T_{n+k}} i \Delta t, \quad \text{illetőleg ebből}$$

$$M_{T_{n+k}} - M_{T_n} = \pm \sum_{T_n}^{T_{n+k}} i \Delta t,$$

ahol M_{T_n} a P alappontnak T_n időpontban mért magassága; i a sebességet (intenzitást) jelenti. Az összeg a változás jellege szerint pozitív vagy negatív előjelű lehet.

Sajnos, a szintváltozásnak ilyen szabatos meghatározása nem áll módunkban, mert az alappontok szintváltozását elemi kis időközökben sem mérni, sem ellenőrizni, de még csak kifejezni sem tudjuk.

Két módon is hozzájuthatunk azonban az időközi változás meglehetősen szabatos, gyakorlati célra mindenestre megbízható értékéhez, mégpedig számítással, illetőleg szerkesztéssel.

Numerikus módszer alkalmazása esetén határozzuk meg a $(T_{n+1} - T_n)$ időközre vonatkozó változás értékét (1. ábra); ez egyenlő a vizsgált időközre vonatkozó átlagos évi szintváltozás és az időköz szorzatával.

Az egy esztendőre vonatkozó szintváltozás értéke külön számítás nélkül képezhető akkor, ha — egyik korábbi tanulmányomban (3) tett javaslatnak megfelelően — az eredeti munkarészekben a szintváltozásoknak *tíz évre* vonatkozó értékét képezzük és tartjuk nyilván.

A numerikus eljárásnak hátránya az, hogy az $(M_{n+1} - M_n)$ változást lineárisnak kell feltételeznünk, noha a valóságban *esetleg* nem az.

E tekintetben talán pontosabb eredményt szolgáltat a *grafikus módszer*, amely abban áll, hogy a koordináták megszerkesztett változási görbéjén a kívánt $(T_{n+k} - T_n)$ időköznek megfelelő *változás* vektorát közvetlenül lemérjük.

A probléma geodéziai-geofizikai megoldásának felvetése

1952-ben *Tárczy-Hornoch Antal* lényegesen továbbfejlesztette a problémát. Rámutatott, hogy amennyiben igazolható volna, hogy «... az izosztatikus anomália és a süllyedés nagysága között nagyobb területeken egyenes arány áll fenn, akkor az anomália- és időegységre eső süllyedést, mint a kiegyenlítésből meghatározandó ismeretlent, ezeken a területeken esetleg magába a kiegyenlítésbe is bevihetjük. A kiegyenlítésből ennek az ismeretlennek középhibáját és így az érték megbízhatóságát is kiszámíthatnók. Ha az anomália- és időegységre eső süllyedés az egyes területeken eltérő értékű, több meg nem mért és meghatározandó ismeretlent is be lehetne a kiegyenlítésbe vinni, bár ezáltal a meghatározás megbízhatósága csökken» (4).

Kétségtelenül fontos és újszerű problémával állunk szemben, és éppen azért azt minden vonatkozásban tüzetesen meg kell vizsgálnunk. Azt kell elsősorban eldöntenünk, hogy a nehézségi rendellenességek és a geodéziailag meghatározható szintváltozások között van-e, illetőleg mi-féle kapcsolat van.

Szintváltozást előidéző geológiai folyamatok

Mielőtt ehhez a problémához nyúlnánk, legelsősorban kíséreljük meg röviden áttekinteni, hogy eredetük szerint milyen szintváltozásokról lehet szó.

1. Legáltalánosabbak és szemmel is legelőbb láthatók a geológiai

vagy talajmechanikai eredetű *helyi okokból* bekövetkezett szintváltozások (5). Ezeket a jelenségeket tárgyalásunkból eleve kizárjuk.

2. Igen nagy területeken szoktak jelentkezni az *izosztatikus jellegű mozgások*, illetőleg az ezek következtében létrejött szintváltozások (6). Ezek sorában mindenekelőtt a szárazulatképző (epirogenetikus) mozgásokat kell emlitenünk. A fogalom elnevezése emelkedő jellegű mozgásokra utal, de nemcsak emelkedéseket sorozunk ide. Ismerünk igen nagy régiókra kiterjedő, függőleges irányú izosztatikus, tehát mindenképpen epirogén süllyedéseket is.

Az évszázados jellegű epirogenetikus süllyedések következtében nagy és mély medencék alakulnak ki. Ezeket *Dana* után *geoszinklinálisoknak* nevezzük. A geoszinklinálisokban az üledékek vastagsága óriási méreteket érhet el. Így az északamerikai Rocky Mountains geoszinklinálisában 23 000 m, a Cascade Range geoszinklinálisában 6000 m, az Altai hegységben 10 000 m, a Donyec medence geoszinklinálisában 14 000 m vastagságú üledék halmozódott fel. A magyar Alföld és Dunántúl sokkal fiatalabb geoszinklinálisában is az üledékek átlagos vastagsága megközelíti az 1800–2000 métert, de helyenként a 3500–3600 métert is meghaladja.

Ma még nem mondható eléggé tisztázottnak az a kérdés, vajjon csak a regionális szintváltozásnak van-e izosztatikus jellege, vagy pedig a földkéreg egyes lokális geológiai szerkezeteiben jelentkező tömegtöbbletek, illetőleg tömeghiányok is, amelyek a gravitációs anomaliaszelvényben maximumok és minimumok alakjában jutnak kifejezésre, helyi jellegű izosztatikus mozgásokat végeznek-e.

Ennek a kérdésnek megítélésében nem szabad szem elől téveszteni, hogy a gravitációs anomaliaszelvényben helyi relatív maximumok és minimumok alakjában jelentkező lokális geológiai «szerkezeteket» — legalább is hazánkban — az esetek többségében nem izosztatikus, hanem tektogenetikus okok hozták létre. Emellett kérdés az is, hogy a helyi relatív maximumok és minimumok egyáltalán a szó szoros értelmében vett földtani szerkezeteket jelölnek-e, vagy egyebet, mert hiszen végtelen sokféle tömegelrendezés okozhatja a nehézségi erőnek ugyanazon eloszlását a Föld felszínén.

3. Az előbbiektől feltétlenül elkülönítendőek a hegységképződési övezetek orogén, illetőleg a közbenső tömegek kratogén, szekuláris jellegű, a mindennapi élet számára észrevehetetlen mozgásai. Ezek napjainkban is hasonló lassúsággal és egyenletességgel mennek végbe, tehát alkalmasak arra, hogy egy-egy rövidebb időközben (pl. 5–50 éven belül) lineárisnak tekinthessük őket.

4. A szintézisi alappontok magasságának változásában nagy szerepe van a *rétegtömörülésnek*. Ez a nagyon egyszerű természeti folyamat olyan igen nagy jelentőségű, hogy mindenképpen indokolt, ha külön fejezetben foglalkozunk vele.

Rétegtömörülés és izosztázia

Hogy rétegtömörülés van, s hogy mi is ez a folyamat, ma már eléggé tisztázott dolog (7) (8) (9) (10).

A folyamat fizikai része abban áll, hogy a felszíni laza üledékek

felettes részei (rétegei) önsúlyukból következően nyomást gyakorolnak az alsóbb szintben levő részekre (rétegekre). Ez a nyomás már kis mélységekben is tetemes, nagyobb mélységekben pedig egészen hatalmas értékeket ér el.

Vegyünk vizsgálatunk alapjául egy egységnyi (1 dm^2) alapterületű elemi hasábot, s vizsgáljuk ennek bizonyos mélységű szintre gyakorolt nyomását. Legyen a vizsgált szint mélysége $= 10 \cdot l \text{ dm}$; a hasáb köbtartalma $= v$; a földalatti kőzet térfogatsúlya $= q$; az oszlop súlya: $Q = vq = 10 \cdot l \cdot q \text{ kg}$. Ez a súly azonos azzal a nyomással, amelyet a medencében felhalmozódott üledék gyakorol az alatta $10 \cdot l \text{ dm}$ mélységben levő rétegekre.

A légkör nyomása ugyanerre az 1 dm^2 alapterületre, $P = 7,6 \cdot p \text{ kg}$, ahol $7,6 =$ a barométer higanyoszlopának normális magassága dm-ben, és $p = 13,596$ a higany fajsúlya. Ebből:

$$P = 7,6 \cdot 13,596 \text{ kg} = 103,33 \text{ kg}$$

A $Q/P = 10 \cdot l \cdot q : 103,33$ hányados adja meg a fölöttes rétegek önsúlyából származó, $10 \cdot l \text{ dm}$, tehát l méter mélységben jelentkező nyomást at-ban, vagyis a légköri nyomás egységében.

Nézzük számszerűen, hogyan alakul a nyomás nagysága különböző minőségű hordalékkal feltöltött üledékgyűjtő medencékben. Az alább közölt térfogatsúly adatokat (1. táblázat) *Vendl* (11) és *Glazenapp* (12) munkáiból vettük át.

1. táblázat

Néhány üledékes kőzet térfogatsúlya			
Homok	1,40	Mésztufa	1,65
Homokos kavics	1,55	Mészkö	2,54
Kavics	1,70	Homokkő	2,60
Medenceüledékek	1,80	Dolomit	2,85
Olajterületek üledékei	2,10	Mészkö, homokkő, dolomit átlaga	2,67

A 2. táblázatban a földrétegek nyomásának nagyságát közöljük különböző térfogatsúly esetén. (Mivel a talaj nem tökéletesen tömör, célszerűbbnek látszik térfogatsúlyal, s nem fajsúlyal számítanunk, bár ennek se volna semmi akadálya. Az eltérés a két érték között nagyságrendileg nem jelentős).

A fentebb ismertetett óriási mértékű nyomás hatására a mélyben levő rétegekben *átkristályosodás* megy végbe. A kérdés részletei ma még nem tisztázottak, sőt alig kutatottak, de pillanatnyilag nem is érintik túlságosan közelről tárgyunkat, maga a jelenség egésze azonban igen. Mindenesetre fel kell hívnom a figyelmet arra, hogy a ma tanulmányozható viszonyok több esetben nem felelnek meg tökéletesen azoknak a tényleges eredeti adottságoknak, amelyek mellett az átkristályosodás bekövetkezett. Nevezetesen ezek a folyamatok már régmúlt geológiai idők, esetleg évmil-

2. táblázat

Mély- ség	A földréteg nyomása Q/P atmoszférában, ha $P = 103,33$, valamint ha az üledékes közet térfogatsúlya				
	1,40 (homok)	1,55 (homokos kavics)	1,80 (medence üledék)	2,10 (olajterületek)	2,67 (mész-kő, homok- kő, dolomit)
<i>m</i>					
100	13,5	15,0	17,4	20,3	25,8
200	27,1	30,0	34,8	40,6	51,7
300	40,6	45,0	52,3	61,0	77,5
400	54,2	60,0	69,7	81,3	103,4
500	67,7	75,0	87,1	101,6	129,2
600	81,3	90,0	104,5	121,9	155,0
700	94,8	105,0	121,9	142,3	180,9
800	108,4	120,0	139,4	162,6	206,7
900	121,9	135,0	156,8	182,9	232,6
1000	135,5	150,0	174,2	203,2	258,4
1200	162,6	180,0	209,0	243,9	310,1
1400	189,7	210,0	243,9	284,5	361,8
1600	216,8	240,0	278,7	325,2	413,4
1800	243,9	270,0	313,6	365,8	465,1
2000	271,0	300,0	348,4	406,5	516,8

liók óta tartanak, s közben a felszíni erózió igen tekintélyes vastagságú üledéksorozatot pusztíthatott le a már átkristályosodott rétegösszlet feől. Erre nagy figyelemmel kell lennünk.

Hogy egyetlen példát említsek, a Sóshartyán I. és II. számú mélyfúrás (13) (14) mintegy 600 méter vastagságú kattiai slirt harántolt. A fúrási magokon észlelt rendkívül egyhangú kőzetkifejlődés egyenletesen süllyedő egykori tengerpartvidékre utal, ahol a homok és az agyag közötti arányban csak elvétve áll be kisebb ideig tartó eltolódás egyik vagy másik összetevő javára. (A törmelék minőségének változása egykori éghajlat-tani változások következménye). Ez az üledéksor valamikor egészen laza tengerpartközeli iszap volt, folyami delták változatos minőségű, leülepedett hordalékanyaga. Ma homokkő-, illetőleg agyagpalaszerű kemény, összeálló, körömmel is nehezen karcolható, majdnem teljesen vízzáró kőzet. Ez a közel tökéletes impermeabilitás is egyik bizonyítéka a nagymértékű rétegtömörülésnek. Ezzel szemben a frissen kikerült, tömör fúrómagok szabad levegőn néhány hét alatt ismét szétmállanak. Ha eső éri őket, folyós sárrá lesznek. Bent a fúrólyukban nyomás alatt a kőzet habitusa nem változik. A fúrólyuk fala bélésű nélkül is évtizedekig állékony marad.

A sóshartyáni és környéki kattiai slirben az átkristályosodás nyomaira már *Ferenci István* felfigyelt (15). *Bartók* részletesen ír erről a jelenségről is mindkét idézett tanulmányában. (Megjegyezzük, hogy a szürkészínű, félig palás agyag iszapolási maradékában talált apró kvarcsemek, finom csillámlemezkek, kb. 1 mm-es romboéderekben kifejlődött kalcitkristályok egy távoli kristályos hegység lepusztulásából származnak.)

Ma ez a rétegsor, tehát a szürkés színű, agyagos homokkő (slir)-összlet

17 m, illetőleg 33 m mélységben kezdődik és a II. sz. fúrásban 600 méterig változatlanul tart. A slír legfelső határszintje éppen olyan tökéletesen összetömörült és részben átkristályosodott, mint az alatta levő többszáz méteres rétegsor. Világos dolog, hogy a felsőbb rétegek is akkora nyomást kaptak, hogy ilyen mértékű diagenézis következhetett be. *Barlkó* szerint a felszíni erózió 30–40 métert pusztított le az oligocén-végi térszínből. A slír felső szintje arra vall, hogy legalább 100 méteres, esetleg még nagyobb vastagságú fedőréteg időközi lepusztulásával kell számolnunk.

Az átkristályosodást eredményező fizikai és kémiai folyamatot a tárgyalt jelenségek mellett befolyásolják a helyi endogén földtani tényezők. Így pl. felszálló hévvizek, forró gázok és gőzök kétségtelenül elősegítik az átkristályosodás folyamatát, vagyis a diagenézis határát a felszínhez közelebb hozzák.

Ezek a megfontolások és tények jelenleg elsősorban elvileg érdekelnek bennünket. Éspedig annyiban, hogy a mélybeni üledéksorozat egy része, mégpedig legelsősorban az átkristályosodási folyamaton átment része ma már (évmilliók eltelte után) nem szenved lényeges rétegtömörülést a nyomás hatására, s itt a mélyben inkább csak a kémiai folyamatok térlogatváltoztató hatása érvényesül. Ennek következtében ezek a *mélybeni rétegsorok megközelítően azonos mértékben követik az alaphegység süllyedését, vagy vesznek részt annak emelkedésében.*

A rétegtömörülés legnagyobb mértékét tehát a pleisztocén és holocén üledékek szolgáltatják.

Nem kétséges azonban, hogy maga a folyamat, azaz fizikai része elvileg és a valóságban jelen van, hat és érvényesül mindenütt, ahol csak laza üledékekkel találkozunk, a legkisebb vastagságú üledékektől a legnagyobb: több ezer méteres vastagságú üledéksorokig.

A rétegtömörülés mértékének ismeretét illetően igen sokat köszönhetünk *Athy* (7) és *Hedberg* (8) vizsgálatainak. Több ezernyi mérés eredményéből a matematikai törvényszerűséget *L. J. Peters* szűrte le.

Eleve kézenfekvőnek látszik, hogy a rétegtömörülés mértéke függ a vizsgált mélységtől, a kőzet sűrűségétől, a fedőkőzetek-, valamint a felszínen levő anyagok sűrűségétől, továbbá, miként azt *Peters* kielemezte: a sűrűség lehetséges legnagyobb növekedésének határértékétől.

Természetes dolog, hogy másképp viselkedik a tömörítő erő hatására pl. a tőzeg, a szárazföldi homok vagy agyag, a nagy folyamok artéri hordaléka, a tengeri agyag, vagy mésziszap; ismét másként ugyanaz az üledék a tengerben, illetőleg szárazulaton, ha regresszió folytán szárazra került. Egyébként hasonló tulajdonságú kőzetek tektonikailag zavartalan, illetőleg tektonikailag erősen igénybevett területeken (pl. hegységképződési övezetekben) merőben eltérően viselkedhetnek (9). (4. ábra).

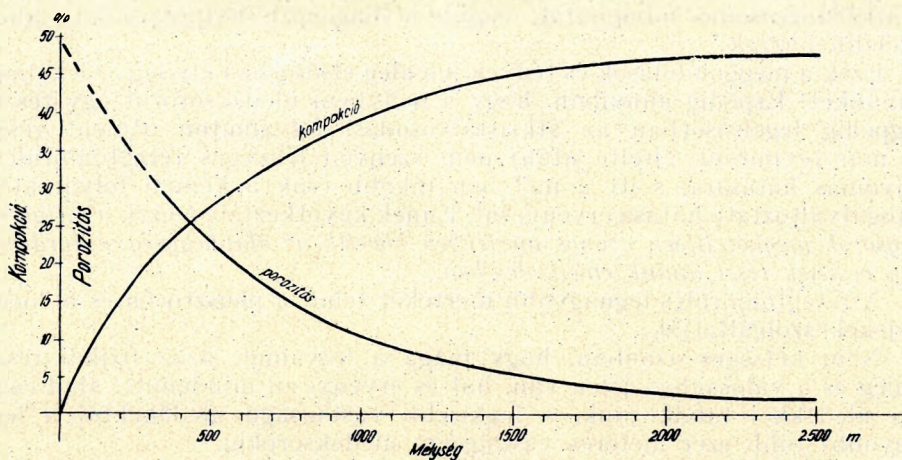
Minden bizonyítás nélkül belátható, hogy a rétegtömörülés, mivel kizárólag az önsúly hatására jön létre, alig-alig van kötve egyéb feltételhez. (Pl. a légkör súlyából származó nyomáshoz, a nehézségi gyorsulás helyi értékének változásához stb.) A természetes környezetéből kiszakított, s elszigetelt térségbe helyezett laza üledékben is zavartalanul tovább folyik a rétegtömörülés. Ezek szerint a *rétegtömörülés folyamata teljesen független az izosztatikai viszonyoktól, ugyanígy — természetesen — a földkéreg rugalmas-*

ságától, s végül a földszerkezettani (geotektonikai) körülményektől is, leszámítva azt a másodlagos hatást, hogy élő tektonikai törések közelében a szilárd földkéreg mozgásai következtében a laza üledékek rétegtömörülése is élénkebbé válik.

Fentiekből következik: 1. az üledékgyűjtő medencékben tapasztalt szintváltozások túlnyomó része a legfiatalabb rétegek tömörüléséből származik;

2. e nyers kompaktiós értékek és az izosztatikuss nehézségi rendellenességek között közvetlen kapcsolat nincsen.

Mint hogy a tömegeltolódás — feltételezésünk szerint — egy-egy elemi hasábnan egyenletesen történik, a nehézségi rendellenességek a réteg-



4. ábra. A kompaktió és a porozitás görbéje (Athy szerint)

tömörülés folyamata miatt bekövetkező számottevő változására nem kell gondolnunk. A változás nagyságát a Faye-féle redukció fejezi ki.

A legújabb szintezések alapján azt tapasztaljuk, hogy hazánk lapályos síkságain, ahol az üledéktakaró vastagsága a legnagyobb, általában évi 0,5–1,0 mm körüli rétegtömörüléssel számolhatunk¹. Ezek szerint egy fél évszázad alatt, rétegtömörülés következtében átlagos viszonyok között, 3–5 cm-rel szállhat alább a magasságjegyek szintje. Ez a nehézségi rendellenességek értékének változásában 0,010–0,015 mgal-t jelent, ami a mai graviméterek érzékenységének jóval alatta marad. (A hibahatárnak a kb. 30 cm-es szintváltozásához tartozó 0,1 mgal felelne meg.)

A rétegtömörülés folyamata a medencék belsejében nem okoz szemmel észrevehető térszíni változást. Még geológiai értelemben vett hosszabb időszak alatt sem, mert a medencékbe évről-évre bekerülő újabb hordalék nemcsak a morfológiai egyensúly fenntartásához elegendő, hanem — adott esetben — a medence térszínének feltöltődés folytán bekövetkező emelkedéséhez is vezethet.

¹ Nem végleges: csupán előzetes, tájékoztató érték!

A szekuláris jellegű szintváltozásokról

A fentiekben négy különböző mozgásféleségről szoltunk. Ezek mindegyike egy-egy rövidebb (5–50 éves) időközben feltehetően annyira egyenletesen, és olyan lassan megy végbe, hogy e tulajdonságok alapján mindegyikük alkalmas arra, hogy megfelelően szabatos szintezési eredmények birtokában, az alappontok tér- és időbeni helyzetének számszerű meghatározása érdekében ne csak interpolálni, hanem extrapolálni is merészeljünk.

Minthogy a szekuláris mozgások és szintváltozások jellemzői a kisebb időközön belüli közel egyenletesség, továbbá a mozgásintenzitásnak igen alacsony értéke, fenti szintváltozások mindegyikét *szekuláris jellegű* mozgások eredményének tekinthetjük. Ezek tehát 1. az izosztatikus mozgások, különös tekintettel a mindig regionális jellegű epirogenetikus emelkedésekre és süllyedésekre; 2. a hegységképző (orogenetikus) mozgások; 3. közbenső tömegek (kratogén) mozgásai; 4. a laza medencetöltelések és a felszíni takarórétegek rétegtömörülése (kompakciója).

Annak, hogy valamely kéregmozgás szekuláris jellegű-e, problémánk megoldásának szemszögéből igen nagy a jelentősége. Ugyanis csak a hosszú időre kiterjedő és a lassan végbemenő mozgásjelenségek alkalmasak arra, hogy őket jelenleg szóbanforgó vizsgálataink körébe vonjuk.

A dolognak ez a része tisztára geodéziai vonatkozású. Geofizikai vonatkozásban pedig az alábbiakat kell kiemelnünk.

Az orogén (tektogenetikus) és a kratogén mozgások kétségtelenül olyan mozgások, amelyeket *elsődleges erőhatások* hoznak létre.

Nem vizsgáljuk azt a kérdést, hogy milyen okok vezettek ezeknek az elsődleges hegységképző és az internid tömegekben jelentkező kratogén mozgásoknak kiváltódására. Megjegyezzük azonban, hogy azon a területen, ahol működésben vannak, a földkéreg izosztatikus egyensúlya — természetesen — megbomlik. De mindjárt hozzáfűzzük azt is, hogy orogén övezetekben és elsődlegesen mozgott közbenső tömegekben a *tektogenetikus mozgásokkal egyidejűen esetleg izosztatikus, tehát epirogen jellegű mozgások is felléphetnek*.

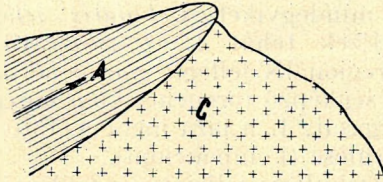
Ilyen eset következhet be pl. akkor, ha egymásra pikkelyeződő szárnnyakból a letarolás nagy tömegeket tüntetett el, és ennek következtében a letarolt hegység-részekben tömeghiány állott elő. A pikkelyeződés folyamatát a letarolás — természetesen — nem zavarja, de a tömeghiány miatt a pikkelyeződés mellett, s azzal egyidejűen, a letarolt hegység-rész lassú emelkedése következik be.

Korunkban mind több izosztatikus eredetűnek tartott mozgás-folyamatról bizonyosodik be, hogy elsődleges, azaz nem izosztatikus erőhatás szülöttje. *Bubnoff* szerint még a skandináviai és labradori posztglaciális emelkedéseknél is orogenetikus mozgások lehetőségével kell számolnunk.

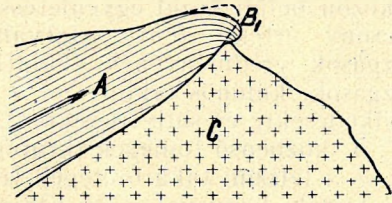
Ha a földkéregben tökéletes egyensúlyi állapot uralkodnék, és ezt sem külső, sem belső erők nem zavarnák, izosztatikus jellegű mozgás nem is jönne létre. Az izosztázia ugyanis nem elsődleges, nem hegység-

képző aktív erő, hanem kivétel nélkül, mindenkor a megbolygatott egyensúlyt helyreállítani törekvő másodlagos, passzív erőhatás (16).

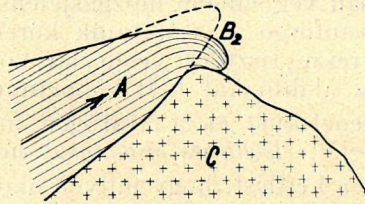
Az izosztatikus mozgások szerepét és jellegét az utóbbi időkben nem egy tanulmány téves megvilágításban állítja elénk. Egyesek határozottan vízszintes értelmű erőkomponenst is tulajdonítanak az izosztatikus «erőnek», (sokkal helyesebb, ha csak izosztatikus erőhatásról beszélünk), és ezen az alapon az izosztáziát a hegységképző erők közé sorolják (17). Ezzel szemben *Egyed L.* is felhívja a figyelmet arra, hogy «... az izosztáziánál csakis függőleges erőkkel számolhatunk, amelyeknek semmiféle vízszintes komponensük nincs» (18).



5a ábra



5b ábra



5c ábra

Ha egy lejtőn levő merev testre függőleges erő hat, akkor a test gyorsulása felbontható egy függőleges és egy vízszintes összetevőre. Ha a függőleges erő következtében a lejtőn *feljelle* mozgó, *nem teljesen merev* test (A) felső része a 4. ábra szerint eléri a lejtő tetejét, akkor a testnek a lejtőn támaszkodó részére alulról ható függőleges erő következtében a test felső része (B_1 , B_2) saját súlyánál fogva átbukik a lejtő tetején és rásimul az alatta levő (C) hegységgrészre.

Megjegyezzük, hogy amikor tanulmányunkban megemlékezünk az effajta hegységképződési elméletről, hangsúlyozni óhajtjuk, hogy nem tartjuk helyesnek azt a felfogást, hogy ilyen jellegű mozgások izosztatikus okokból jöhetnek létre. Ha ugyanis A tömeg *izosztatikus okból* került mozgásba, akkor a mellette levő C tömeg sem lehet mentes ettől. Ha viszont A és C hegységrészek *egymáshoz viszonyított mozgása* annyira különböző, mint az 5. ábrán, akkor ezt a mozgást *nem izosztatikus, hanem tektogenetikus okok váltották ki*.

Vizsgált problémánk szempontjából figyelembe kell vennünk azt is, hogy még az izosztatikus jellegű mozgásoknak is számos olyan kísérőjelensége van, (mint pl. a kéregrugalmasság, tektonikus tényező, rétegtömörülés, és itt a dolgok lényegébe bele nem játszó, de esetleg meglevő

és felszinalakító, tehát a szintezési eredményeket erősen befolyásoló helyi jelenségek, mint pl. felszíni rétegek suvadása, csúszása, elvetődése stb.), amelyeket külön-külön szinte lehetetlen figyelembe venni. Még a leggondosabb válogatás mellett is marad egy sor olyan rejtett endogén és exogén tényező, amelyeknek jelenlétét és hatását nem ismerjük eléggé.

A szintváltozások és a nehézségi rendellenességek kapcsolata

Tárczy—Hornoch A. fent idézett elgondolása nyomán megkezdődött a vizsgálat arra vonatkozóan: vajjon kimutatható-e olyan értelmű szigorú összefüggés a nehézségi rendellenességek és a szintváltozások között, amely szerint a szintváltozások emelkedő, illetőleg süllyedő jellegét és nagyságát a nehézségi rendellenességek értékváltozása szabja meg.

Mindenekelőtt vegyük a kérdést tisztán elméleti oldalról szemügyre. Több alapvető ténnyt kell szem előtt tartanunk:

1. Geodéziai vonatkozásban mind a négyfajta, fent tárgyalt szekuláris mozgás alkalmas vizsgálati céljainkra.

2. Az a körülmény, hogy a geológia megállapítása szerint az izosztatikus mozgások zömét tevő epirogenetikus emelkedések, illetőleg süllyedések hosszú időn át tartó *lassú* mozgások, míg az orogenetikus, valamint az internid tömegekben végbemenő kratogén mozgások viszonylag *gyors* és rövidebb geológiai időszakra korlátozódó mozgások, geodéziai szemszögből teljességgel közömbös. Ugyanis a hegységképződések aránylag rövidebb geológiai időtartama is évmilliókat jelent.

3. A szóbanforgó vizsgálatok céljára csakis a geodéziai szemszögből teljesen kifogástalan szintezési anyag használható fel. Ennek érdekében nemcsak statisztikai vizsgálatra, hanem minden egyes szintezési alappont gondos, kritikai vizsgálatára van szükség, ide értvén a szintezési alappontok háborítatlanságának kívánalmát is.

4. A szintezési alappontok, illetőleg a gravitációs anomáliaértékek összevetése alkalmával a legszigorúbb kritikával kell eljárunk. A gravitációs anomáliaértékek meghatározásában, valamint az izosztatikus redukció pontosságát illetően $\pm 1,0$ mgal hibahatáron belül kell maradnunk.

5. Nem téveszthetjük szem elől, hogy a szintváltozási értékekben többféle tényező együttes hatása jelentkezik. Ezek, hogy csak a legfontosabbakat említssem: 1. a mérési hibák és kiegyenlítési kényszerek; 2. a tényleges kéregmozgásoknak, valamint 3. a rétegtömörülésnek majdnem mindig együttesen jelentkező hatása; 4. a földkéreg rugalmasságából, 5. tektonikus okokból eredő elmozdulások, továbbá 6. az esetleges helyi földtani rendellenesség (suvadás, földrengés stb.) hatása. (Ez utóbbi esetben az alappontot ki kell zárunk a regionális jellegű vizsgálat köréből.)

Tehát a mozgástani vizsgálatok megkezdése előtt meg kell állapítanunk 1. a mérésből és a kiegyenlítésből származó hibák, majd 2. a rétegtömörülés nagyságát. E két érték levonása után áll csak előttünk az alappont helyén jelentkező valódi kéregmozgásra vonatkozó eredmény.

Mindig szem előtt kell tartanunk ugyanis azt a nagyon is lehetséges és nálunk az alappontok 99%-ánál fennálló esetet, hogy mind az epirogén (azaz izosztatikus), mind a tektogenetikus mozgásokkal együtt, ugyanazon

a helyen, egyidejűleg, rétegtömörülés is jelentkezik². Ha a kéregmozgás és a rétegtömörülés hatását nem választjuk szét egymástól, merőben hamis eredményre jutunk. Ugyanis a rétegtömörülés vagy növeli vagy csökkenti a szilárd kéreg mozgásából származó szintváltozás értékét.

A rétegtömörülés mértéke számos tényező együttes hatásának függvénye. Szerepe van itt — többek közt — a laza üledékek teljes vastagságának, az egymásra települt rétegek minőségének és sorrendjének, állandó és változó víztartalmuknak, szemcseszerkezetük fizikai és kémiai tulajdonságainak makro- és mikrovonatkozásban egyaránt. Nem utolsó sorban igen jelentős tényező az idő is. Igen régi geológiai korban keletkezett és felhalmozódott üledékek többnyire már alig-alig tömörülnek. Viszont esetleg ugyanazon a helyen a felszínen levő fiatal hordalékokban igen élénk ütemű rétegtömörülés tapasztalható.

Meg kell említenünk, hogy a magasságjegyek szintváltozásánál kétféle kompaktció jön számításba. Egyik a geológiai értelemben vett rétegtömörülés, amiről eddig beszéltünk. A másik a talajmechanikai értelemben vett rétegtömörülés, vagy konszolidáció.

Mivel a szintezésnél használatos magasságjegyeket (vas- vagy bronzcsapokat, tárcsákat) mindig valamiféle építménybe falazzuk be, (ide értvén a szintezési köveket is), maguk az építmények (és kövek) is bizonyos mértékű konszolidációt okoznak. Újonnan emelt épületekben elhelyezett magasságjegyeknek ilyen okból bekövetkezett süllyedése néhány év alatt is feltűnő. Ide kell számítanunk a vasúti, közúti és árvédelmi töltéseken elhelyezett magasságjegyeknek a töltések saját tömegének rétegtömörödéséből bekövetkező szintváltozását is.

Geológiai célzatú vizsgálatnál a konszolidáció hatását feltétlenül el kell különítenünk az egyéb eredetű szintváltoztató tényezők hatásától.

Sem a kéreg tényleges mozgásából, sem a rétegtömörülésből származó szintváltozások nem olyan természetűek, hogy a tényleges szintváltozási adatokat szomszédos sávokra megbízhatóan kivetíthetnők. Épp így nem lehet bármilyen rövid távra sem megbízhatóan kivetíteni (extrapolálni) a gravitációs anomáliaértékeket sem. A legkisebb extrapolálás is szolgáltathat a valóságtól merőben elütő értékeket. Jó példát láttunk erre a Bugyi község mellett telepített ürbőpusztai fúrás esetében. (21) (22)

A szintváltozási tényező és az izosztatikus anomáliák összefüggése

Egyes kutatók véleménye szerint a szintváltozási javítás alkalmazásának akkor van meg a lehetősége, ha a mozgások izosztatikus jellegűek, és a szintváltozás iránya (előjele), intenzitása, valamint a nehézségi rendellenesség között egyértelmű összefüggés állapítható meg. Azonban a vizsgálat kezdetén még nem is tudjuk, vajjon a vizsgált helyen működő endogén erők izosztatikus jellegűek-e, vagy sem. De a mi szemszögünkben, mint már kifejtettem, nem is lényeges, hogy a szóbanforgó kéregmozgások feltétlenül izosztatikus jellegű, azaz epirogén mozgások legyenek. Lehetnek egyéb tektogenetikussal (orogén, illetve kratogén) mozgások is.

² A rétegtömörülés regionális értékének meghatározási módját 3 a. id. munkámban ismertettem, így arra részleteiben nem térek vissza.

Geodétikus úton mindegyik szekuláris mozgás esetén kiszámítható bármely alappont helyzete T_{n+k} időpontban. Megfelelően kicsiny, akár néhány hetes vagy hónapos időközökkel bányaterületeken épült házak, hidak stb. elmozdulása, néhány napos időközökkel pl. a budapesti földalatti vasút építése következtében bekövetkezett süllyedések legkisebb értékei is tanulmányozhatók (23).

E sorok írója két felsőolaszországi szintezés és az időközben történt tengerszintváltozások ismeretében a közelmúltban, ugyane folyóiratban kísérletet tett e két mennyiség összehasonlítására (24). E dolgozatban igyekeztem lehetőséget keresni a regionális rétegtömörülési viszonyok érzékeltetésére. Egy valamivel későbbi tanulmányomban a rétegtömörülés helyi értékének lehetőség szerinti számbavételére mutattam példát (25). Hazai példán a nem végleges szintezési adatok miatt ilyen kísérlet ezidő- szerint még nem végezhető.

Említett két dolgozatomban nem a szintváltozási tényező megállapítása volt a fő cél, hanem általános betekintés a pövölgyi szerkezeti mozgások mechanizmusába. Amennyiben azonban a szintváltozási tényező meghatározását tűzzük ki elsőrendű feladatul, akkor ezt a geodéziai-geofizikai vonatkozású feladatot — véleményünk szerint — csakis alappontként szabad elvégezni. Középtérképkészésnek ebben az esetben nincsen sok létjogosultsága, különösen nem regionális vonatkozásban.

Mind a hazai, mind a külföldi példák arra intenek, hogy csakis olyan szintezési alappontokat szabad a vizsgálatba bevonni, amelyeknél a nehézségi mérések ténylegesen a szintezési alappont közvetlen közelében történtek.

A helyi (felszíni) szintváltozási értékből a rétegtömörülés hatását előzőleg ki kell szűrni. Különösen veszedelmes a konszolidációból származó részlet.

Amennyiben a szintváltozási adatok és a nehézségi rendellenességek értékei nem volnának összhangban egymással, «geológiai korrekció» (20), (26) alkalmazása előtt gondosan meg kell vizsgálni, vajjon nincs-e valami mérési hiba egyik vagy másik fajta meghatározásban. Századeleji vagy múlt századi szintezések eredményének felhasználása esetén az esetleges refrakcióhibákra különösen kell ügyelnünk.

Mivel az egyes szintezési alappontok egymástól különböző mértékben változtatják magasságukat, szabatosan csakis úgy járhatunk el, ha a vizsgálatot minden egyes érdekelt szintezési alappontra külön-külön végezzük el, és a javítási tényezőt is minden egyes szintezési alappontra nézve külön-külön határozzuk meg. Bármilyen sok adatból középtérképként képezett javítási tényező egy-egy alappontra nézve nem szolgáltat és so- hase szolgáltathat szabatos eredményt.

A probléma részletei magyarországi vonatkozásban

Fenti általános problematikai tárgyalás után lássuk, lehetséges-e ma a magyarországi szintezési alappontokra nézve a magasságváltozási javítási érték meghatározása a gravitációs anomáliák alapján.

Hazánkban három szintezés áll rendelkezésre. Ezek a következők:

a) Az egykori bécsi Katonai Földrajzi Intézetnek 1873 és 1898 között végrehajtott, úgynevezett «szabatos» szintezése. Az ebből a munkálatból származó szintezési vonalak meglehetősen ritka hálózattal borítják az egykori monarchia területét. E szintezés eredményei a maguk korában a szabatoság akkori fogalmának megfeleltek, azóta azonban bebizonyosodott, hogy többrendbeli súlyos mérési, kiegyenlítési és módszerbeli hiba terheli az egész hálózatot (27)—(30).

b) A Háromszögelő Hivatal által 1921 és 1944 között kifejlesztett és mért magyar országos felsőrendű szintezési hálózat alappontjai (31)—(33).

c) Az Országos Földméréstani, illetőleg a Geodéziai és Kartográfiai Intézet által 1950 óta kifejlesztett és mért új országos felsőrendű szintezési hálózatunk. Ez a háború alatt igen nagy veszteségeket szenvedett, b) alatt említett hálózatot hivatott pótolni, illetőleg azt megfelelő sűrűségű II. és III. rendű hálózattal kiegészíteni. Ez a hálózat munka alatt áll, s bár a Dunántúlon levő I. és II. rendű hálózatrész mérése elkészült, végleges kiegyenlítésére csak évek múlva kerülhet sor.

A b) szintezési hálózatról a Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió 1930. évi kongresszusának elnöke megállapította, hogy szabatoság dolgában akkoriban Európában a legelső helyen állott (34).

Ugyanannak a szervezetnek 1951. évi brüsszeli értekezletére beküldött adatok alapján pedig *Kukkamäki*, az Unió főtítkára, hivatalosan közölte, hogy a magyar országos felsőrendű szintezés szabatosság tekintetében jelenleg világviszonylatban az első helyen áll (35).

Ahogy a legújabb (c) szintezési hálózat mérése fokozatosan előrehaladt, tapasztalunk kellett, hogy a két legutóbbi szintezés közös alappontjainál (36) kimutatható szintváltozási értékek legtöbb esetben egyáltalában nem hasonlítanak az a) és b) alatt említett szintezés ugyanazon közös alappontjainál nyert, korábbi szintezési időközre vonatkozó magasságkülönbségekhez. Ez utóbbiakat az Állami Földmérés 1932-ben *Gárdonyi Jenő* műszaki tanácsos feldolgozásában hivatalosan is közzé tette (37).

A közzététel idejében még egyáltalában nem volt ismeretes, hogy ezeknek a magasságkülönbségeknek hányad részét teszik a mérési és kiegyenlítési hibák, s hányadát a tényleges geológiai eredetű mozgások. Ennek ellenére három-négy hónappal *Gárdonyi* közleményének megjelenése előtt, a budapesti egyetem természettudományi karának két professzora, majd rövidesen a földtani intézet igazgatója már állást foglalt amellett, hogy a szóbanforgó különbségek tényleges szintváltozásokat jelentenek (38)—(40). A legilletékesebbek állásfoglalása után több mint két évtizeden át általában mindenki: geológus, geofizikus, geográfus és geodéta ilyen szemszögből tekintette és taglalta ezt a kérdést.

Magam is több, mint másfél évtizeden keresztül úgy szemléltem és értelmeztem a *Gárdonyi* által közzétett görbéket, mint a magyarországi szintváltozások izobázisait. Ebben a felfogásban készült több tanulmányom (41)—(43).

1948. őszén a Háromszögelő Hivatal I. rendű módon újraszintezte a Lepsény és Győr közötti régi szintezési vonalat. Ugyanekkor, ugyanezen a terepen, *Szebényi L.* geológus földtani és tektonikai megfigyeléseket is végzett, hogy az esetleges mozgásokra valló helyeket tüzetesebben is meg-

vizsgálja. Ez alkalommal tapasztaltuk első ízben, hogy az *a)* és *b)* jelű, illetőleg a *b)* és *c)* jelű szintezések között mutatkozó függőleges koordinátakülönbségek ugyanazonokon az alappontokon nem egyértelműek. Mivel azonban akkor még sem hazánkban, sem külföldön nem volt hasonló tapasztalat a bécsi szintezésre vonatkozóan, úgy véltük, hogy a nagy különbségeket a bécsi hálózat eredeti kiegyenlítésében levő durva hibák okozzák (10. ábra).

Hogy ezeket kiejtsük, *Regőczy E.* (44) és a magam előmunkálatai után a Háromszögélő Hivatal az egész bécsi szintezési hálózatot 1949/1950. telén, *Tárczy Hornoch A.* akadémikus szives útmutatásának szem előtt tartásával újból kiegyenlítette, a hálózatot terhelő és fellelhető durva hibákat kikereste és kiejtette, majd a ma is meglévő és újraszintezett alappontok (furatos falitáblák) magasságát az új kiegyenlítési rendszerben kiszámította (45). Reméltük, hogy a durva hibáknak, amelyek több centimétert, sőt néhol decimétert is meghaladó eltolódásokat okoztak a bécsi magassági koordinátákban, nagy munkával való kiejtése után olyan állapotot teremtünk, amely túrhetően egyezik a legújabb szintezések eredményeivel. 1947—1949. között írt tanulmányaim ebben a felfogásban készültek (43).

Ahogy azonban a legújabb szintezési hálózat mérése fokozatosan előrehaladt, tapasztalnunk kellett, hogy a két legutóbbi szintezés közös alappontjainál kimutatható szintváltozási értékek legtöbb esetben egyáltalában nem hasonlítanak a bécsi katonai szintezés ugyanazon közös alappontjainál nyert korábbi szintezési időközre vonatkozó magasságkülönbségekhez.

Az 1950—1951., különösen pedig 1952—1953. évi tapasztalataink döntőek voltak. A legújabb hazai és külföldi szabatos szintezések eredményei alapján ugyanis olyan alapvető, eddig ismeretlen mozzanatok váltak világossá előttünk, amelyeknek nyomán át kellett értékelnem az 1931. és 1954. közötti összes ide vonatkozó eredményeket, beleértve — természetesen — a magam addigi állásfoglalását is.

Legutóbbi részletes vizsgálataim (46) során ugyanis kiviláglott, hogy a bécsi katonai szintezést a mérési módszerből és a régi típusú műszerek és felszerelés, főként pedig a szintezőlécek használati módjából származó szabályos hibák terhelik. Nagymértékben jelentkezik a naponkénti léckomparálás elmulasztásából, valamint a refrakciós jelenségekből származó hiba.

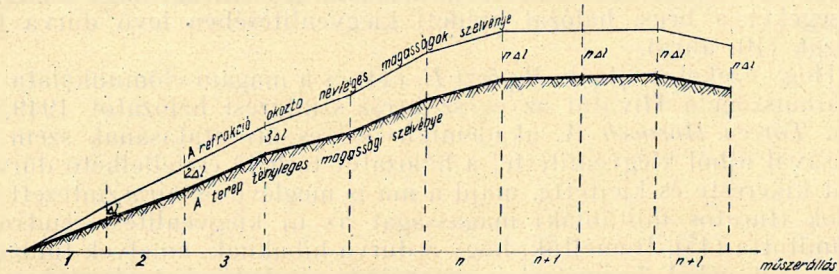
Mindkét hibának van egy szabályos része, amely egy-egy vonalrészben belül következetesen azonos előjelű, tehát halmozódó jellegű. A kétféle hiba másik része véletlen jellegű, s ez az egy-egy műszerállásban fellépő pillanatnyi mikroklimatikus viszonyoktól függ. A hiba véletlen része a teljes hiba menetgörbéjén enyhe fodrok alakjában jelenik meg.

Mindkét fajta hiba a szintezéseknél együttesen érezteti hatását, és a szintezési alappontok tényleges magasságát a névleges (nominális) magasságok kialakulásának törvénye szerint érezhető mértékben eltorzítja szolgáltatja.

A névleges magasságok kialakulási viszonyai (46) azt eredményezik, hogy a szintezési szakasznak az a része, amely esetleg már hibamentes,

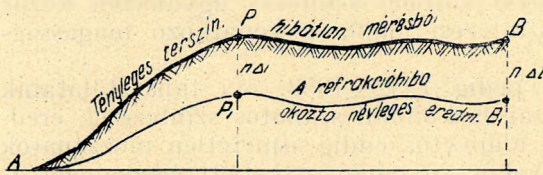
teljes egészében tovább viszi az előző műszerállásig összegeződött hibákat (6. ábra).

Ugyanígy a szintezési hálózatnak esetleg hibamentes szakaszai, illetőleg vonalai, teljes egészében átveszik és továbbadják a hibával terhelt

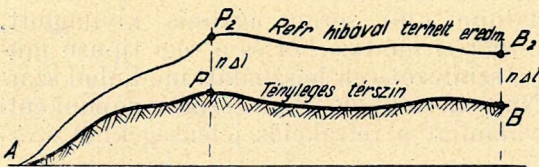


6. ábra. A hibák halmozódása egy szintezési szakaszon belül is a nominális magasságok kialakulására vezet

csatlakozó pontot terhelő teljes refrakció- és léckorrekciós hibát. Ugyanígy terjednek névlegesen tovább a mérés közben fellépő egyéb geodéziai hibák is. Ennek következtében a szintezési alappontok a valóságosnál vagy magasabb vagy alacsonyabb számszerű értéket (koordinátát) nyerne (7a–b ábra).



7a. ábra



7b. ábra

7. ábra. A hibátlanul mért vonalrész az előző, hibákkal terhelt vonalak összes hibájának számszerű értéke nominálisan terheli

Ezek a hibák a mai korszerű méréseknél alig észrevehetők, ellenben a 70–80 évvel ezelőtti szintezéseknél több deciméteres nagyságrendű teljes hibát eredményeztek.

Ha egy későbbi szintezés során, pl. a mai korszerű műszerek és felszerelés, valamint napjaink szabatos szintezési módszerének alkalmazásával meg lehet állapítani a szintezési alappontoknak a valódit legjobban megközelítő legmegbízhatóbb magasságát, a hibás és helyes értékek összevetésével — még tökéletes nyugalom esetén

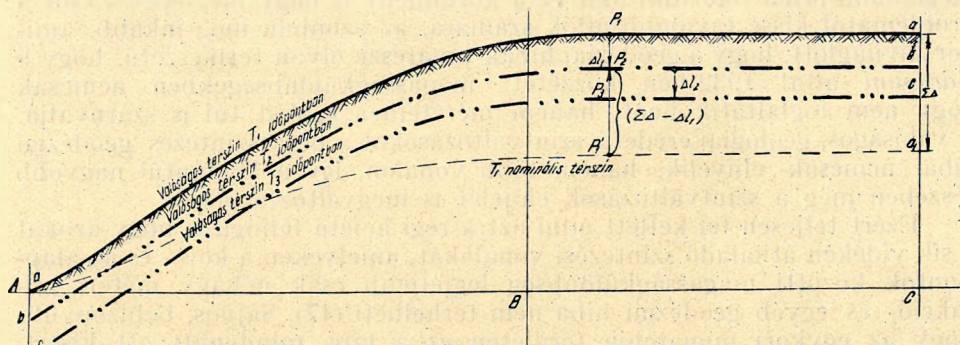
is — úgy tűnik, mintha az alappontok emelkedtek, illetve süllyedtek volna (7a–b ábra).

Ha figyelembe vesszük, hogy $(T_2 - T_1)$, illetve harmadik szintezés esetén $(T_3 - T_2)$ időközben tényleges szintváltozások is történtek, jóval bonyolultabb képet nyerünk (8. ábra). Legyen $(a - a)$ a térszín valóságos helyzete T_1 időpontban, $(b - b)$ ugyanaz a T_2 időpontban, és $(c - c)$

ugyanaz a T_3 időpontban. Tegyük fel, hogy $(b - b)$ és $(c - c)$ állapotot korszerű szabatos szintezések segítségével sikerült meghatározni, a T_1 időpontnak megfelelő állapotot azonban $(a - a_1)$ -nek, azaz hibásan határoztuk meg.

Ennek következtében a szintezési méréseredményekből csakis azt következtethetjük, mégpedig helytelenül, hogy P alappont $(T_2 - T_1)$ időközben $(\Sigma \Delta - \Delta l_1)$ értékkel megemelkedett, noha a valóságban Δl_1 értékkel süllyedt. A $(T_3 - T_2)$ időközre vonatkozóan, mivel az utóbbi két szintezést a mai értelemben is szabatosnak tételezzük fel, Δl_2 szintváltási értéket is megbízhatóan nyerjük.

A $(T_2 - T_1)$ időközre vonatkozó Δl_1 helyes értéke ismeretlen, de ha feltételezzük azt, hogy a *geológiai értelemben elenyészően rövid* $(T_3 - T_1)$



8. ábra. Az időközi magasságkülönbségek alakulása hibás és hibátlan szintezések esetén.

$(A - B)$ = mérési hibákkal terhelt vonalrész;

$(B - C)$ = mérési hibák ezen a vonalrészen mérés közben nem keletkeztek. Ennek ellenére a B alappontban összehalmozódott $(\Sigma \Delta - \Delta l_1)$ hibát a $(B - C)$ mégis tartalmazza a P_1 magasságában kialakult nominális térszín formájában.

időközön belül intenzitás- és fázisváltozás nem következett be, a Δl_2 érték alapján több-kevesebb megbízhatósággal kiszámítható, s az így meghatározott $\Sigma \Delta$ értékek segítségével a térszín T_1 időpontnak megfelelő valóságos állapota $(a - a)$ is megközelítően rekonstruálható.

A fentieket csakis akkor tisztázhattuk, amikor ugyanazokon a szintezési vonalakon a bécsi katonai szintezés után további két szabatos szintezés eredményei álltak már rendelkezésünkre. Korábban ugyanis az összehasonlításra nincsen alkalom. A legutóbbi háború felsőrendű szintezési vonalaink alappontjainak tetemes részét elpusztította. A vonalak helyreállítása alkalmával vált lehetővé a bécsi eredetű alappontok újabb ellenőrzése is. Ennek a munkálatnak eredményéből a bécsi katonai szintezés eddig rejtett mérési hibái is meghatározhatókká váltak.

A szóbanforgó refrakciós és egyéb geodéziai hibák esetünkben nagyon tetemesek. Amikor a bécsi katonai szintezés az egykori magyar-osztrák határt elérte, kb. 35–40 cm nagyságú összes hibát tartalmazott. A horvát síkságon áthaladó vonalakat is (a Karsztok miatt) 20–25 cm-es hiba terhelt. Az alappontok névleges magassága ennyivel tért el a való-

ságtól. Ez a hiba a Balaton és Budapest irányában ellenkező értelmű hibák hatására lassan csökkent, majd ellenkező értéket vett fel. Abból a körülményből, hogy Nadap I. főalappontnak az új szintezési hálózatban ugyanaz a számszerű magassága, mint a régi (bécsi) hálózatban volt, következik, hogy ezen a főalapponton — az önkényesen bevezetett matematikai kényszer folytán — mindennemű geodéziai hibának el kell tűnnie. Ezért alakult ki *Gárdonyi*nál (37) Nadapon keresztül vezető zérus vonal. Ezt a tényt érzékeltethetjük tömbszelvényyszerűen a 9. ábrán.

A névleges magasságok kialakulásának szabályai értelmében ezek a geodéziai hibák a hegyvidékekről a síkvidéki vonalakra is átterjedtek, és azokban nemcsak több centiméteres, hanem helyenként decimétert is meghaladó hibát okoztak. Már ez a körülmény is nagy meglepetés volt a problémától kissé távolabb állók számára, az azonban még inkább, amikor kiviláglott, hogy a geodéziai hibák javarésze olyan természetű, hogy a *Gárdonyi* által 1932-ben közzétett magasságkülönbségekben nemcsak hogy nem foglaltatik bent, hanem méreteiben azokat túl is szárnyalja. A valóságos, geológiai eredetű szintváltozásokat a bécsi szintezés geodéziai hibái nemcsak elnyelik, hanem több vonalon, így a Dunántúl nagyobb részében még a szintváltozások előjelét is megváltoztatják.

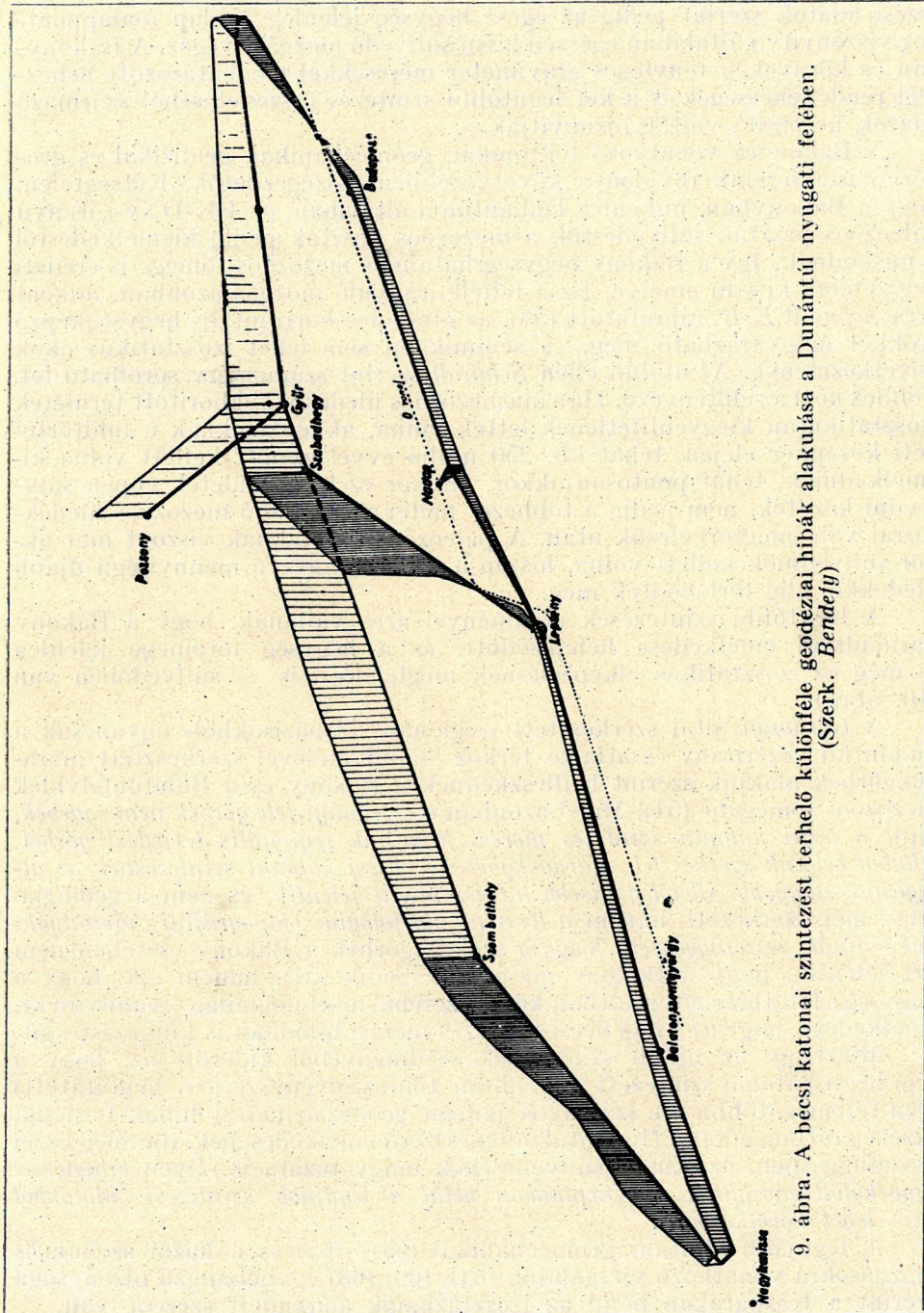
Ezért teljesen fel kellett adni azt a régi keletű felfogást, hogy azokat a sík vidéken áthaladó szintezési vonalakat, amelyeken a kötő- és az alappontok közötti magasságkülönbség legfeljebb csak néhány méter, refrakció- és egyéb geodéziai hiba nem terhelheti (47). Sajnos, bebizonyult, hogy az egykori monarchia területén ez a hiba mindenütt ott kísért, ahol a bécsi katonai szintezésnek nyers, illetőleg az első bécsi kiegyenlítésből származó eredményeihez nyúltak. Emiatt a *Gárdonyi* által közölt adatok (48) is helytelenek, illetőleg *nem szintváltozást jelentenek*.

Mivel ez a tény kétségtelenül bebizonyosodott, minden eddigi olyan tanulmány, amely a *Gárdonyi* által közzétett magasságkülönbségeket geológiai természetű szintváltozásként értelmezte, részben vagy egészben felülvizsgálatra és helyesbítésre szorul.³

A névleges magasságok kialakulásának törvényei szerint mindazokból a szintezésekből származó magasságok, amelyek a bécsi katonai szintezéshez csatlakoztak, annak a csatlakozópontban a refrakcióból, léckorrekcióból stb. származó hibáját teljes egészében átvették. Így hibásak a Vizrajzi Intézet századeleji szintezéséből származó magasságok is (49).

Hogy a *Gárdonyi* által közölt különbségek nem lehetnek szintváltozást jelentő mérőszámok, az legélesebben a Bakony esetéből látszik. *Gárdonyi* szerint a Bakony 40 esztendő alatt 24 cm-t emelkedett. A legújabb szint-

³ Az ide vonatkozó munkák közül megemlítjük a következőket: *Cholnoky* és *Gárdonyi* (38) állásfoglalása; *Papp Károly* (39) térképe; *Lóczy L. ifj.* (40) térképe; *Gárdonyi* (37) tanulmánya; *Bendefy* (41), (42) és (43) munkái; *Rédey* (1) munkája (7. §. 35–37. lapon foglalt részek); *Szalai* (50) dolgozata; *Scheffer–Kántás* (51) művéből a 342–348. lapon foglalt, a *Gárdonyi*-féle «szintváltozásokra» vonatkozó részlet; *Korbélij* (52) munkájának 88–89. lapján foglalt részlet; továbbá *Scheffer* (47) tanulmánya, amelynek *Gárdonyi*tól (37) átvett geodéziai alapadatai, amint éppen kifejtettük, nem szintváltozást jelentenek, hanem a bécsi katonai szintezés éckorrekciós és refrakció- és egyéb geodéziai hibáiból származnak.



9. ábra. A bécsi katonai szintezést terhelő különféle geodéziai hibák alakulása a Dunántúl nyugati felében.
(Szerk. Bendely)

100/1000

tezési adatok szerint pedig az egész hegység jelenleg Nadap főalappont-hoz viszonyítva általában egészen lassú süllyedő mozgást végez. A Bakonyban és környékén tényleges graviméter mérésekkel meghatározott nehézségi rendellenességek is a két legutóbbi szintezés összevetéséből származó adatok helytálló voltát bizonyítják.

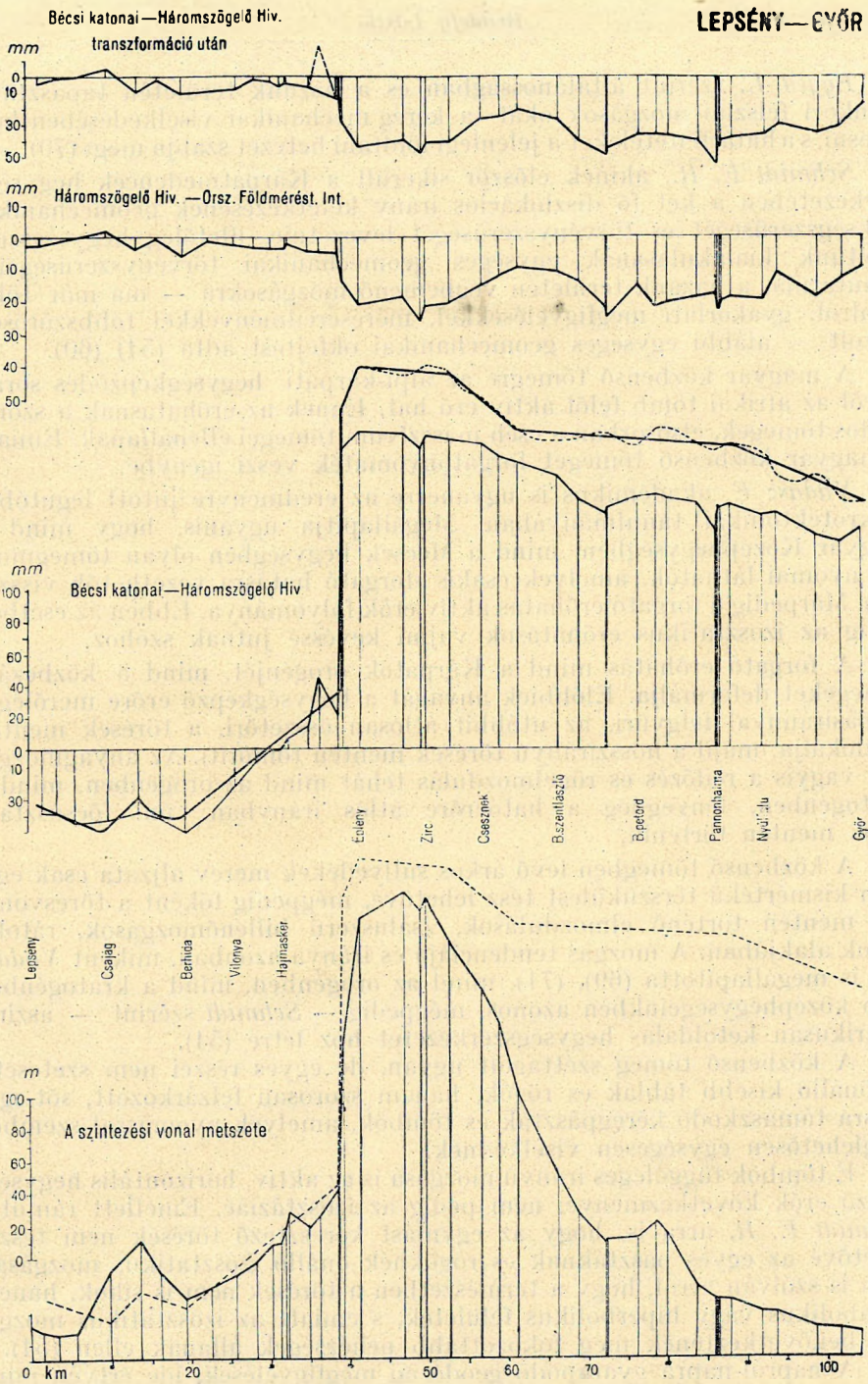
A Bakonyra vonatkozó tektonikai, geomechanikai, geofizikai és geodéziai ismereteink röviden a következőkben összegezhetők. Kétségtelen, hogy a Bakonyban, miként a Dunántúlon általában, az ÉK-DNy-i irányú paleozóos pászták süllyedésről, a mezozóos pászták pedig kiemelkedésről tanúskodnak. Így a Bakony hegység hatalmas mezozóos tömege is eredeti helyzetéből ki van emelve. Ez a felfelé irányuló mozgás azonban, miként arra *Schmidt E. R.* rámutatott (53), az általános horizontális hegységképző erőkkel magyarázható meg, és semmiképp sem lehet izosztatikus okok következménye. Az utóbbi ellen *Schmidt* szerint számos érv sorolható fel. Többek közt az időtényező. Ha a ma mezozóos üledékekkel borított területek izosztatikusan kiegyenlítetlenek lettek volna, akkor azoknak a földtörténeti középkor elején, tehát kb. 250 millió évvel ezelőtt kellett volna kiemelkedniök, tehát pontosan akkor, amikor ezek a területek éppen süllyedni kezdtek, nem pedig a többezer méter vastagságú mezozóos üledéksorral való megterhelésük után. A paleozóos pásztáknak viszont már akkor süllyedniök kellett volna, hiszen azóta számottevő mennyiségű újabb üledékek alig terhelődtek meg.

A legutóbbi szintezések eredményei arra vallanak, hogy a Bakony harmadkori emelkedése befejeződött, és a hegység főtömege jelenleg — még az izosztatikus elképzelésnek megfelelően is — süllyedőben van (10. ábra).

A *Gárdonyi* által szerkesztett «regionális izobázisokból» ugyancsak a dunántúli vezérirány és átlagos térköz alapulvételével szerkesztett maradékgörbék alakjuk szerint beilleszkednek a Bakony és a Balatonfelvidék mezozóos tömegébe (51). Mivel azonban a *Gárdonyi-féle görbék nem egyebek, mint a bécsi katonai szintezés mérési hibáinak regionális terjedési görbéi, tehát a belőlük szerkesztett maradékgörbék a bécsi katonai szintezésnek az átlagosnál nagyobb, illetőleg kisebb mérési hibáit jelentik*, és nem a geológiai vagy mélyszerkezeti, hanem a *térszíni morfológiai (topográfiai) viszonyokkal vannak összefüggésben*. Vagyis ezek a görbék a Bakony esetében nem azt jelentik, hogy a Bakony ma is emelkedik (51), hanem azt, hogy a hegység a földtörténeti múltban környezetéből morfológiailag olyannyira kiemelkedett, hogy az a régi bécsi szintezés mérési hibáiban is kifejezésre jut.

Minthogy az újabb szintezések eredményéből kiderült az, hogy a régi bécsi katonai szintezést (a 9. ábrán tömbszelvényyszerűen bemutatott) igen tetemes, többnyire szabályos jellegű geodéziai mérési hibák terhelik, ezzel együtt megdőlt a Dunántúl billenésszerű emelkedésének, illetőleg ezzel összefüggésben, az Alföld süllyedésének magyarázata is. Ilyen *billenéssel egybekötött mozgásra a Kárpátokon belül a legújabb szintezési adatokból nem lehet következtetni*.

A legújabb földtani, geomechanikai (54)—(65) és a hazai szekuláris mozgásokra vonatkozó vizsgálatok (64), (66) (68) egybehangzó bizonyossága szerint a Kárpátokon belül az izosztázának alárendelt szerepe van.



10. ábra. A Lepsény és Győr közötti szintezési vonalon tapasztalt szintváltozások diagramja.

Egyed L. szerint általánosságban és a hazánk területén tapasztalt, jelenkori felszíni mozgások okát «a kéreg mechanikai viselkedésében kell keresni, s a határfeltételeket a jelenlegi földtani helyzet szabja meg» (70).

Schmidt E. R., akinek először sikerült a Kárpátmedencék hegység-szerkezetében a két fő diszlokációs irány keletkezésének geomechanikai szükségszerűségét és törvényszerűségét levezetnie, illetőleg hegység-szerkezetünk kialakulásának egységes geomechanikai törvényszerűségeire rámutatnia, a hazánk területén végbemenő mozgásokra — ma már több oldalról, gyakorlati megfigyelésekkel, méréseredményekkel többszörösen igazolt — alábbi egységes geomechanikai okfejtést adta (54) (60).

A magyar közbenső tömegre az alpi-kárpáti hegységképződés során délről az afrikai tömb felől aktív erő hat. Ennek az erőhatásnak a szomszédos tömegek, elsősorban a cseh masszívum tömegei ellenállanak. Emiatt a magyar közbenső tömeget forgatónyomaték veszi igénybe.

Vadász E. akadémikus is ugyanerre az eredményre jutott legutóbbi makrotektonikai tanulmányában. Megállapítja ugyanis, hogy mind a Magyar Középhegységben, mind a Mecsek hegységben olyan tömegmozgás nyomai láthatók, amelyek csakis «forgató hatásra vezethetők vissza» (69). Márpedig a forgató erőhatás aktív erők folyománya. Ebben az esetben pedig az izosztatikus erőhatások vajmi kevésbé jutnak szóhoz.

A forgató erőhatás mind a Kárpátok orogénjét, mind a közbezárt tömegeket deformálja. Előbbiek anyagát a hegységképző erőre merőleges csapásiránnyal felgyúri, az utóbbit átlósan összetöri, a törések mentén diszlokálja, majd a hosszirányú törések mentén tömöríti. Az anyagmozgató, vagyis a redőzés és rögelmozdulás tehát mind az orogénben, mind a kratogénben, lényegileg a hatóerőre átlós irányban, ún. főcsúsztató síkok mentén történik.

A közbenső tömegben levő árkos süllyedékek merev aljzata csak egészen kismértékű térszűkülést tesz lehetővé, mégpedig főként a törésvonalak mentén történő elmozdulások, zsaluszerű billenőmozgások, rátoldások alakjában. A mozgás tendenciája és iránya azonban, miként *Vadász E.* is megállapította (69), (71), mind az orogénben, mind a kratogénben levő középhegységeinkben azonos, mégpedig — *Schmidt* szerint — aszimmetrikusan kétoldalas hegység-szerkezetet hoz létre (54).

A közbenső tömeg széttagolt ugyan, de egyes részei nem szétesett, különálló kisebb táblák és rögök, hanem szorosan felzárkózott, sőt egymásra támaszkodó kéregpázták és tömbök, amelyek nyomással szemben meglehetősen egységesen viselkednek.

E tömbök függőleges irányú mozgása is az aktív, horizontális hegységképző erők következménye, nem pedig az izosztáziáé. Emellett rámutat *Schmidt E. R.* arra is, hogy az egymást keresztező törések nem teszik lehetővé az egyes pásztáknak és rögöknek önálló izosztatikus mozgását, nem is szólván arról, hogy a természetben a törések nem is síkok, hanem parabolikus vagy hiperbolikus felületek, s emiatt az izosztatikus mozgások bekövetkeztének még fokozottabb nehézségek állanak ellen (54).

A napról-napra gyarapodó geodéziai megfigyelések, ide értvén mind a vízszintes, mind a függőleges irányú szekuláris mozgásokra vonatkozó,

tényleges mérésekből származó adatokat, a fentiekben vázolt tektonikai szemlélet helytállóságát bizonyítják.

A Budai hegységben, ahol megfelelő számú és szabatosságú geodéziai méréseredmény állott rendelkezésre, a fent vázolt mozgásokat valóban sikerült is kimutatnunk (66), (68). A korszerű geodéziai vizsgálati eredmények pedig közelebb visznek bennünket a földkéregben végbemenő tényleges mozgások helyesebb ismeretéhez.

* * *

Ezek után feltesszük a kérdést: 1. szükség van-e hazánkban a szintezési alappontok elmozdulásának időnkénti megállapítására, magassági koordinátájának megjavítására, szintezés nélkül; 2. hogyan oldható meg ma ez a feladat. ❧

1. Maga a probléma, mint előttünk álló szükségesség akkor merült fel (1942-ben), amikor még a *Gárdonyi*-féle adatok alapján azt hittük, hogy hazánkban 100 év alatt 30–50 cm-t is elérő szintváltozások vannak. Ma tudjuk, hogy csak tizedekkora szintváltozásokkal kell számolnunk. Vagyis 50 év alatt 15–25 mm-es átlagos szintváltozások a gyakoriak hazánkban. Gyakorlati szemszögből tehát a probléma sokkal kisebb jelentőségűvé vált, mint lett volna abban az esetben, ha a *Gárdonyi*-féle adatok valóban szintváltozást jelentenének. Ennek ellenére a kérdés, különösen tudományos szemszögből, határozottan nagy jelentőségű, sőt egészen különleges esetekben gyakorlati jelentősége is tagadhatatlan.

Úgy látjuk, hogy hazánkban a topográfiai térképek magassági adatainak javítása céljából erre az eljárásra szükség nincsen. Egyrészt azért, mert az 50 vagy 100 év alatt bekövetkező tényleges szintváltozások kisebbek, semhogy a térképi magassági adatok felkerekített értékeiben változást okoznának. Másrészt a magasságjegyeknek 50 vagy 100 esztendő alatt bekövetkező szintváltozása a legtöbb esetben kisebb, mint a topográfiai térkép többnyire trigonometrikus úton meghatározott egyéb magassági adatainak mérés közben bekövetkezett, deciméter nagyságrendű hibája. Azonban pl. Japánban, ahol — néhány évtizeden belül — métereket is elérő szintváltozásokat is tapasztaltak az ország egyes részeiben (72), még a topográfiai térképek adatainak javításánál is igen jól alkalmazható módszer lenne.

2. Az országos felsőrendű szintezések előrehaladtával az egykori bécsi Katonai Földrajzi Intézet és a magyar Háromszögelő Hivatal szabatos szintezéséből a mai napig fennmaradt szintezési alappontok szintváltozási állandójának valószínű értéke megállapítható lesz. Azonban amikor ez — a most folyamatban levő szabatos szintezések segítségével — lehetővé válik, akkor a legutóbbi két szabatos szintezés eredményéből származó, sokkal megbízhatóbb különbségek is rendelkezésünkre állnak majd vizsgálati célokra. Ennek következtében a bécsi katonai szintezés transzformált eredményeit legfeljebb összehasonlító anyagul lesz érdemes felhasználni.

A geodétikus eljárás, ha elegendő számú mérés áll rendelkezésre, bárhol, bármikor alkalmazható. A *Tárczy-Hornoch* A. ajánlotta összetett

módszer szabatos alkalmazására pedig akkor kerülhet sor, amikor az országos felsőrendű szintezés során — legalább is az országos I. és II. rendű szintezési vonalak szintezési alappontjain — a g értékek szabatos mérése megtörtént.

IRODALOM

- [1] RÉDEY I: A földkéreg izosztikus egyensúlya. A Mérn. Továbbképző Int. Kiadv. XVI. kt. 28. füz. 35. és 37. l. Bpest, 1942.
- [2] BENDEFY L: A Duna sempontjának magassága az újabb s régebb meghatározások alapján. Földmérést. Közl. 3. évf. 3. sz. Bpest, 1951.
- [3] BENDEFY L: A Pó-síkság jelenkori süllyedése. (Tanulmány az alaphegység mozgásviszonyainak és a rétegtömörülésnek a gravitációs anomáliák segítségével való meghatározására.) Geofiz. Közl. III. kt. 6. sz. Bpest, 1954.
- [4] TÁRCZY-HORNOCH A: Hozzászólása SCHEFFER V. Izosztázia c. tanulmányához. — M. Tud. Akad. Műsz. Tud. Oszt. Közl. V. kt. 1—2. sz. 172. l. Bpest, 1952.
- [5] Bőv. l.: BENDEFY L: Fejezetek a térképészeti földtan tárgyköréből. (Egyetemi előadások) Bpest, 1953. VII. feje. Geodéziai alappontok helyzetének megváltozását okozó mozgások. IX. feje. Szintezési alappontok magasságváltozásának talajmechanikai okai.
- [6] BENDEFY L: 5 a. id. m. XII. feje. és RÉDEY I. 1 a. id. m.
- [7] ATHY L. F: Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. Vol. 14. Nm. 1. Year 1930.
- [8] HEDBERG H. D: Gravitational Compaction of Clays and Shales. — Am. Journ. of Science. Vol. 31. 1936. (Ugyanott bő irodalom.)
- [9] BUBNOFF S: Die Geschwindigkeiten der Sedimentbildung und ihre endogener Antrieb. Abh. für Geotektonik. No. 2. Berlin, 1950.
- [10] SZEBÉNYI L: Rétegtömörülés (kompakció) szerkezetképző hatása. 7 db melléklettel. Földt. Közl. 1955. évf. Bpest.
- [11] VENDL A: Geológia I. kt. (618. l.) Bpest, 1951.
- [12] GLASENAPP S: Application du nivellement de haute précision a la prospection du naphte. Bull. Géodésique, An. 1934. No. 43. Paris, 1934.
- [13] BARTKÓ L: Beszámoló az 1946. évben Sóshartyán—Szécsény környékén végzett kutatásokról. Jelentés a Jövedéki Mélykutatás 1946. évi sókutató munkálatairól. (A pénzügyminisztérium kiad.) Bpest, 1947.
- [14] BARTKÓ L: Jelentés az 1947. évben Sóshartyán—Szécsény környékén végzett kutatásokról. Jelentés a Jövedéki Mélykutatás 1947—1948. évi munkálatairól. (A pénzügymin. kiad.) Bpest, 1948.
- [15] FERENCZI I: Adatok az Ipoly-medence Sóshartyán—Karancsság, illetve Balassagyarmat körüli részének földtani ismeretéhez. (Földt. Int. Évi Jel. 1933—35-ről. II. kt.) Budapest.
- [16] SCHMIDT E. R., Hozzászólás SCHEFFER V.: Az izosztikus anomáliák és a hegységképződési vergenciák összefüggése c. munkához. — M. Tud. Akad. Műsz. Tud. Oszt. Közl. VII. kt. 4. sz. Bpest, 1952.
- [17] L. ebben a vonatkozásban SCHEFFER V. 16 a. id. munkáját.
- [18] EGYED L: Hozzászólás SCHEFFER V. 16 a. id. tanulmányához. M. Tud. Akad. Műsz. Tud. Oszt. Közl. VII. kt. 4. sz. Bpest, 1952.
- [19] EGYED L: Az izosztázia kérdéséhez. Földt. Közl. LXXXI. kt. 10—12. füz. Bpest, 1951.
- [20] EGYED L: A geofizika alapelemei. Bpest, 1955. (Egyetemi tankönyv.)
- [21] SCHERF E: Szénhidrogének és sósvizek felkutatásának lehetősége a Duna-Tisza közén. Jel. a Jövedéki Mélykutatás 1946. évi sókutató munkálatairól. (Pénzügymin. kiad.) 124—125 skk. 11. Bpest, 1947.
- [22] KÖRÖSSY L: Adatok az Alföld északnyugati részének földtani ismeretéhez. Földt. Közl. LXXXIII. évf. 1—3. szám. Bpest, 1953.
- [23] JÁRAY J: A földalatti vasút vérmézói munkahelyének kőzet- és földtani viszonyairól. Hidrológ. Közl. Bpest, 1954.

- [24] BENDEFY L.: 3. a. id. m.
- [25] BENDEFY L.: Újabb vizsgálatok a felszíni szintváltozások, a regionális rétegtömörülés és a gravitációs anomáliák összefüggésének kérdéséről. (Kézirat a M. Tud. Akad. birtokában.) Bpest, 1954.
- [26] FACSHINAY L.: Gravitációs mérések és izosztázia. 99. l. Bpest, 1952.
- [27] LEHRL FR.: Das Präzisions-Nivellement in der Öst.-Ung. Monarchie. I. Theoretische Grundlagen u. Ausführungs-Bestimmungen. Mit 6 Tafeln. Die Astronomisch-Geodätischen Arbeiten des k. u. k. Militär-Geogr. Inst. in Wien, VII. Bd. Wien, 1897.
- [28] LEHRL FR.: Das Präzisions-Nivellement in der öst.-ung. Monarchie. Mitth. d. k. u. k. Militär-Geogr. Inst. IV. Bd. S. 45–60. Wien, 1884.
- [29] LEHRL FR.: Das Präzisions-Nivellement in der öst.-ung. Monarchie. U. ott XIX. Bd. S. 166–193. Wien, 1899.
- [30] LEHRL FR.: Die Fortsetzung des Präzisions-Nivellements, ausgeführt im Jahre 1899. U. ott XIX. S. 196–197 l. Wien, 1899.
- [31] SZILÁGYI B.: A m. kir. Állami Földmérés felsőgeodéziai munkálatai az 1930–1932. években. (M. kir. Áll. Földm. közl. III.) Bpest, 1933.
- [32] SZILÁGYI B. és TÁTRAY I.: Rapport sur les Travaux Géodésiques effectués par le Bureau des Triangulations du Service Général de Cadastre Hongrois. Bpest, 1930, 1933, 1936 és 1939.
- [33] BENDEFY L.: Felsőrendű szintezési hálózatunk az 1949. évi kiegyenlítés tükrében. Földm. Közl. 4. évf. 2. szám, Bpest, 1952.
- [34] SZILÁGYI BÉLÁNAK, a Pénzügymin. IX. ügyosztálya azidőbeni vezetőjének szivességéből láthattam az Unio főtitkárától érkezett, erre vonatkozó hivatalos értesítést; néhány nap múlva GÁRDONYI JENŐNÉL láttam a P. M. IX. ü. o.-nak a Háromszög-elő Hivatalhoz intézett leiratát, amelyben a szóban-forgó közlés tartalmát hozta a hivatal mérnöki karának tudomására. Sajnos, az értékes iratok a háború alatt elkallódtak. (V. ö. 17 a. id. m. 8 l. jegyz.)
- [35] KUKKAMÁKI T. J.-nek a magyar Országos Geodéziai és Kartográfiai Intézethez intézett, 1953. márc. 23-án kelt leveléből.
- [36] BENDEFY L.: A magyar országos felsőrendű szintezés új főalappontjai. Földmérésügyi Közl. 4. évf. 1. sz. Bpest, 1952.
- [37] GÁRDONYI J.: A régi felsőrendű szintezési alappontok magasságainak változásai. Az Áll. Földm. Közl. II. sz. Bpest, 1932. Megjelent még: Geodéziai Közl. VIII. évf. Bpest, 1932.
- [38] CHOLNOKY J.: hozzászólása GÁRDONYI J. Az Alföld süllyedése a régi és újabb szintezések összehasonlítása alapján c. előadásához. Földrajzi Közl. LX. kt. 127–128. l. Bpest, 1932.
- [39] PAPP K.: közlése GÁRDONYI alapján: Karte der Niveauveränderungen Rumpfungarns im Mass-stabe 1:1500000. Földtani Szemle, Band I. Heft. 2. Bpest, 1932.
- [40] LÓCZY L. ifj.: Magyarország geofizikai-tektonikai térképvázlata. Földt. Int. Évi Jelentése 1933–1935. I. kt. 422 l., tb. mell. és Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 18, 7, 1934. 925 l.
- [41] BENDA L.: Belsőkontinentális kéregmozgások Csonka-Magyarország területén. Geogr. Pann. III. Pécs, 1932.
- [42] BENDEFY L.: A magyar föld szerkezete. Bpest, 1934.
- [43] BENDEFY L.: A volt bécsi Katonai Földrajzi Intézet szintezési főalappontjainak szerepe a jelenkori kéregmozgások meghatározásában. Térképészeti Közl. VII. kt. Bpest, 1950. U. az németül: Földtani Közl. LXXIX. kt. Bpest, 1949.
- [44] REGŐCZI E.: Magyarország régi elsőrendű szintezési hálózata. Földmérésügyi Közl. 1. évf. 3. szám, Bpest, 1949.
- [45] BENDEFY L.: Hozzászólás SCHEFFER V., Izosztázia c. tanulmányához. M. Tud. Akad. Műsz. Tud. Oszt. Közl. V. kt. 178–180. l. Bpest, 1952.
- [46] BENDEFY L.: Előtanulmány a magyarországi szintváltozási mérőszámoknak geológiai és geofizikai kiértékeléséhez. (Kézirat a M. Tud. Akad. birtokában.) Bpest, 1954.
- [47] SCHEFFER V.: A magyarországi szintváltozások izosztatikus jellege és a szintezési alappontok magasságainak időbeni értékjavítási lehetősége. M. Tud. Akad. Műsz. Oszt. Közl. XIII. kt. 14–25 l. Bpest, 1954.

- [48] GÁRDONYI J., 37 a. id. m.
- [49] Közvetéve BENEDEFY 41 és 42 a. id. munkában.
- [50] SZALAY T: Paleogén vulkáni lánc a magyar közbülső tömeg «O» vonala mentén. Bány. Koh. Lapok LXX. évf. Bpest, 1937. U. az németül: Zentr.blatt f. Min. etc. Jhg. 1938. Abt. A. No. 3. S. 65–69.
- [51] SCHEFFER V.—KÁNTÁS K: A Dunántúl regionális geofizikája. Földtani Közl. 1949. évi 9–12. sz. Bpest, 1949.
- [52] KORBÉLY J: A Tisza szabályozása. Debrecen, 1937.
- [53] SCHMIDT E. R: Megjegyzések Vadász E: «Magyarország földtana» c. könyvének hegyszerkezeti részéhez. A Földtani Társulat könyvankétján 1954. ápr. 14-én tartott előadás. Földtani Közl. LXXXV. ht. 217 l. Bpest, 1955.
- [54] SCHMIDT E. R: Közép- és sziget-hegységeink szerkezeti kialakulásának geomechanikai alapjai. Bány. Lapok 6. évf. 7. sz. Bpest, 1951.
- [55] SCHMIDT E. R: A Dunántúli Magyar Középhegység északkeleti részének hegyszerkezeti vázlata és kialakulásának geomechanikai magyarázata. Bány. Lapok 7. évf. 1. sz. Bpest, 1952.
- [56] SCHMIDT E. R: Karszt- és karsztos hévízforrásaink geomechanikai alapjai. Bány. Lapok 8. évf. 8. sz. Bpest, 1953.
- [57] SCHMIDT E. R: A magyarországi magmaprovincia kérdése geomechanikai megvilágításban. Bány. Lapok 8. évf. 11. sz. Bpest, 1953.
- [58] SCHMIDT E. R: A hidrológia néhány geomechanikai vonatkozásáról. Bány. Lapok 8. évf. 12. sz. Bpest, 1953.
- [59] SCHMIDT E. R: A baranyai hegységcsoport nagyszerkezete stb. Bány. Lapok 9. évf. 8. sz. Bpest, 1954.
- [60] SCHMIDT E. R: A geomechanikai szemlélet szerepe a karsztvízkutatásban és a karsztvíz elleni védekezésben. Bány. Lapok 9. évf. 9. sz. Bpest, 1954.
- [61] HORUSITZKY F., VIGH F., VIGH GY., PAPP F., KESSLER H., SZABÓ P. Z., SZALÁNCZY K., DZSIDA J., KRUPÁR G., STUBNYA V., JÁRAY J: Hozzászólások SCHMIDT E. R. geomechanikai elméletéhez. Bány. Lapok 9. évf. 9. sz. Bpest, 1954.
- [62] VENDEL M., SZTANKÓCZY I., KOVÁCS GY., BALOGH GY., FACSINAY L., VIDACS A., ERDELYI M., SIMON B., KREZŐI M: hozzászólása SCHMIDT E. R. geomechanikai elméletéhez. Hidr. Közl. 1955. 1–2. sz. Bpest.
- [63] CZEKE E: DR SCHMIDT E. R. geomechanikai elméletének gyakorlati alkalmazása a bányászatban. Bány. Lapok 9. évf. 9. sz. Bpest, 1954.
- [64] BENEDEFY L: Középhegységeink geomechanikai viszonyai a korszerű geodéziai méréseredmények tükrében. Bány. Lapok 10. (88) évf. 3. szám. Bpest, 1955.
- [65] JÁRAY J: Mikrotektonika és kőzetmozgás közötti összefüggés. Bány. Lapok 9. évf. 10. sz. Bpest, 1954.
- [66] BENEDEFY L: Vízszintes értelmű szekuláris mozgások Budapest területén. Földmérési Közl. 5. évf. 1. és 2. sz. Bpest, 1953.
- [67] BENEDEFY L: Orogén jellegű kéregmozgások Budapest főváros területén. Bány. Lapok 7. (85) évf. 10. sz. Bpest, 1952.
- [68] BENEDEFY L: Szekuláris változások Budapest területén. Bány. Lapok 8. (86.) évf. 7. sz. Bpest, 1953.
- [69] VADÁSZ E: Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlata. M. T. Akad. Műsz. Tud. Oszt. közl. XIV. kt. 1–3. sz. Bpest, 1954.
- [70] EGYED L: Hozzászólás VADÁSZ E. 69. a. id. tanulmányához. (U. ott, mint Vadász 69. a. id. m.)
- [71] VADÁSZ E: Magyarország földtana. Akad. kiad. Bpest, 1953.
- [72] V. ö. a Japánból közölt nemzetközi jelentéseket a Travaux de l'Assoc. International de Géodésie 1926. és 1930. évi 3. ill. 7. kötetében. Paris.