

J. LÁNYI

DIE TIEFENSTRUKTUR DER KLEINEN UNGARISCHEN TIEFEBENE, AUF GRUND GEOPHYSIKALISCHER MESSUNGEN

Unter den Landschaften Ungarns nimmt das unter dem Namen Kleine Ungarische Tiefebene bekannte junge Becken, das sich auch jenseits der Grenzen Ungarns fortsetzt, einen wichtigen Platz ein. Die Kenntnis seiner Tiefenstruktur ist, ausser dem Erkennen des Landes, auch aus industriellen Rücksichten von Bedeutung.

Die Studie befasst sich nur mit dem ungarischen, territorial jedoch grössten Teil der Kleinen Ungarischen Tiefebene. Dieses Gebiet ist geophysikalisch genügend durchforscht. Vom Jahre 1893 an wurden Messungen mit dem relativen Pendel, mit der Eötvös'schen Drehwaage und mit Gravimetern, ausserdem erdmagnetische Messungen durchgeführt; später wurden in diesem Gebiete auch seismische Reflexions-, Refraktions- und auch tellurische Messungen vollzogen. Die Studie befasst sich, nach einer geschichtlichen Übersicht, eingehend mit den einzelnen Messungen, untersucht sie von kritischem Standpunkte aus, und fasst die Resultate, nach Gegenüberstellung mit den Angaben der Tiefenmessungen, zu einem einheitlichem Bilde zusammen. Auf Grund eines auf diese Weise erhaltenen Tiefenstrukturbildes der Kleinen Ungarischen Tiefebene, können 2 wichtige Bruchlinien in SW-NO Richtung festgestellt werden, welche die Kleine Ungarische Tiefebene von W nach O verlaufend in 3 Teile teilen. Der erste Teil erstreckt sich von Sopron bis zur Linie Szombathely – Vát – Kapuvár, der zweite von der erwähnten Linie bis in die Gegend von Körmend – Szany – Öttevény, und der dritte Teil in östlicher Richtung bis zum westlichem Rande des Bakony.

Im ersten Teil ist das Grundgebirge aus kristallinem Schiefer und Diabas, im zweiten Teil aus kristallinem und mesozoischem Gestein und im dritten Gebiet ausschliesslich aus mesozoischem Gestein aufgebaut. Die Deckformationen bestehen im W aus miozänem und jüngerem, im O aus eozänem und jüngerem Sediment.

A MAGYAR KISALFÖLD MÉLYSZERKEZETE A GEOFIZIKAI MÉRÉSEK ALAPJÁN

LÁNYI JÁNOS

BEVEZETÉS

A Kisalföld üledékes medence, amely Pozsony és a Gerecse hegység között a Duna két partján terül el. Ez a tanulmány a Kisalföldnek csak a magyarországi részével, tehát a Dunától D-re eső területtel foglalkozik. Ezt a területet DK-en és K-en a Bakony, Gerecse és Vértes hegység, Ny-on pedig a Sopron—Kőszegi és Vas-hegység határolja. D-en éles földtani és földrajzi határ nélkül megy át a DNy–dunántúli dombvidékbe.

A kézirat 1950. január 14-én érkezett.

A Dunántúlnak ez a része majdnem teljesen sík terület. Morfológiailag két teljesen különböző fő részre oszlik: a győri medencére és a D-i rész letarolt peremvidékére. Az „Alföld” elnevezést voltaképpen csak a győri medence érdemli meg, mert csak ez szoros értelemben vett síkság. Nagy-részt a Duna és a Rába hordaléka borítja.

A Duna erősen alsószakasz jellegű főágából egy mellékág, a mosoni Duna ágazik ki; ez fogja közre a Szigetközt. A Szigetköztől Ny-ra a mosoni síkság terül el, amely a Fertő—Hanság medencében folytatódik. Ezt a területet túlnyomórészt a Duna és a Lajta törmelékűje tölti fel.

A Kisalföldet DNY—ÉK irányban a Rába folyó szeli át, amely a tőle Ny-ra levő Rábacával az ún. Rábaközt fogja körül. A Rábaközben végződik D felé a győri medence.

A letarolt D-i peremvidék tökéletlen síkság. Átlagos magassága közel 100 m-rel nagyobb mint, a győri medencéé. Főbb területegysége: a Rába és a tőle K-re folyó Marcal között elterülő Kemeneshát, majd ennek a Marcal felé alacsonyodó része a Kemenesalja, végül a Marcal-medence, amelyből két bazaltvulkánkúp, a Somlyó és a Ság emelkedik ki. Győrtől K-re fekszik a Vértesalja dombvidék, amely a Kisalföld K-i határa.

* * *

A Sopron környéki paleozóos, kristályos alaphegység Kópháza tájékán a mélybe süllyed. Fölötte neogén üledékes kőzetek vannak, amelyek az alaphegység domborzatának megfelelően változatos vastagságban települnek. A Kisalföldi medence DK-i részén az alaphegység minden valószínűség szerint mezozóos; anyaga és rétegtani alkata feltehetően egyezik a DK-i peremet alkotó Bakony hegységével.

A terület legújabb földtani térképét a M. Áll. Földtani Intézet 1956-ban állította össze. Ismertetésünkben erre a térképre támaszkodunk.

* * *

A Kisalföld medenceszerű besüllyedése a harmadkorban kezdődött. A továbbiakban fogunk állást foglalni abban a kérdésben, hogy az egyes területrészekben pontosabban mikor indult meg a harmadkori üledékképződés. Nem vitás, hogy a süllyedés, a pannóniai emelethen érte el legnagyobb intenzitását; ennek megfelelően a medencét túlnyomóan pannóniai üledékek töltik ki. A pannóniai emelet után jelentős szerkezeti mozgások már nem voltak.

A pannóniai és ennél idősebb harmadkori üledékek településükben nagyban és egészben követik az alaphegység domborzatát, amely megszabta ülepedésüket. Ebből következik, hogy az alaphegység morfológiája és a fedőhegység szerkezete egymással vonatkozásba hozható. Ez viszont azt is eredményezi, hogy geofizikai kutatásaink tárgyául az alaphegységet akkor is választhatjuk, ha a fedőhegység szerkezetét akarjuk felderíteni, de ennek esetleg valamilyen akadálya van.

A következőkben a Kisalföldön végzett geofizikai méréseket és azok eredményeit ismertetjük; majd a mérések szolgáltatata adatok segítségével megkíséreljük felvázolni a Kisalföld korszerű földtani képét.

Gravitációs mérések

A gravitációs *Bouguer*-féle anomália-térképek a sűrűségeloszlás képét tükrözik. Ez nem mindig hozható közvetlen kapcsolatba földtani szerkezettel.

A dunántúli mélyfúrásokból származó fúrómagok sűrűségvizsgálata szerint az alaphegységet alkotó paleozóos és mezozóos kőzetek sűrűsége nagyobb, mint a felettük levő fiatalabb korú üledékes kőzeteké.

Az alábbi táblázatban közülük néhány kisalföldi mélyfúrás fúrómagjain végzett sűrűségvizsgálatok súlyozott középértékeit.

Kőzetsűrűségek az egyes mélyfúrásokban

Kőzetek	Mélyfúrások								
	Vát-1	Bük-1	Bük-2	Pi-1	Pi-2	M-1	M-2	M-3	Közép- érték
Felső pannon	—	2,24	2,26	2,12	2,14	2,17	—	—	2,17
Alsó pannon	—	2,33	2,39	2,31	2,04	2,43	2,54	—	2,34
Torton mészkő	—	—	2,49	—	2,36	—	—	—	2,42
Paleozóos kristályos kőzet	2,66	2,78	2,72	2,52	2,71	—	—	2,64	2,68
Mezozóos alapkőzet (földolomit)	—	—	—	—	—	—	—	—	2,71*

* A Halimba környéki kutatófúrásokból számított középérték.

A táblázatból látható, hogy a paleozóos és mezozóos alapkőzetek között a sűrűségkülönbség kicsi, míg a fedőhegység és az alaphegység között ez a különbség nagyobb.

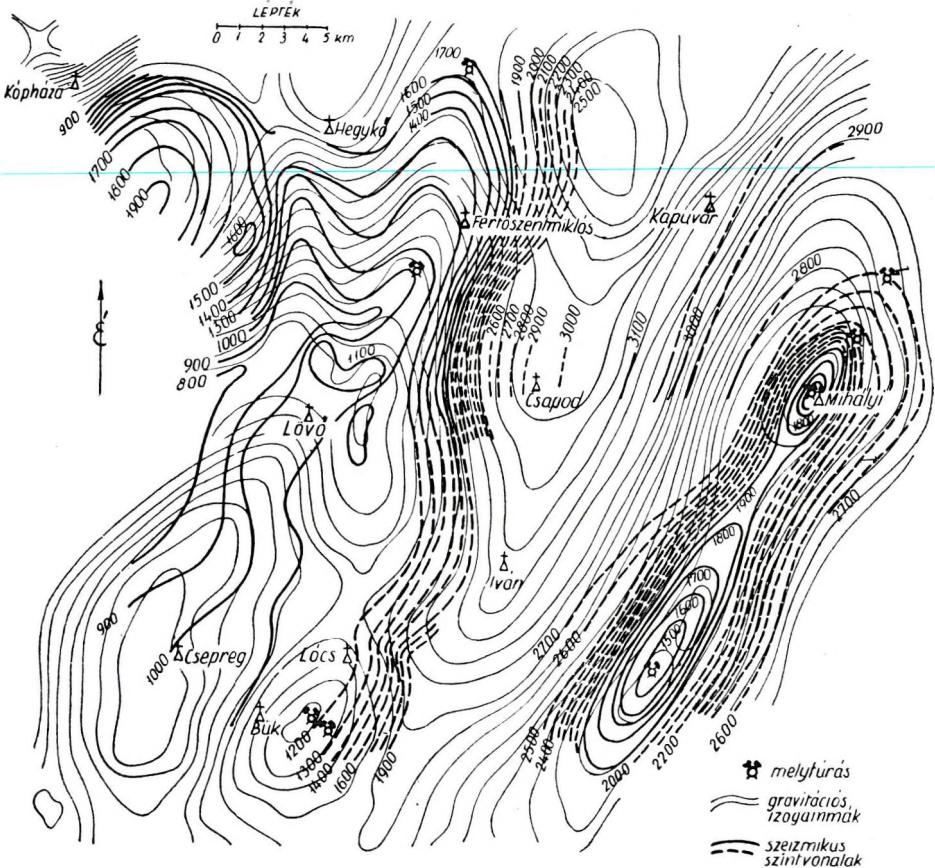
Várható tehát, hogy a területen a *Bouguer*-anomáliák vonalait — közvetlenül vagy közvetve — az alaphegység vonulatai alakítják ki.

Az első gravitációs méréseket a Dunántúlon *R. von Sterneck* végezte [19] az 1893. és az azt követő években. Ezek a mérések relatív ingamérések voltak, meglehetősen nagy középphibával [20].

Az *Oltay Károly* által 1929—1933-ban végzett relatív ingamérések alapján szerkesztett gravitációs anomália-térképet tekinthetjük az első olyan térképnek, amely tájékozódást nyújt a Kisalföld sűrűségeloszlási viszonyairól. [17]. Tanni és Holopainen 1942-ben, ill. 1947-ben megjelent anomália térképei nem mutatnak lényeges eltérést *Oltay Bouguer* izoanomália térképével szemben, sem az anomáliák nagysága, sem azok menete szempontjából [20].

Az 1933—1944-ben az Eurogasco, ill. a Maort keretében *Oszlaczky Szilárd* és munkatársai végeztek Eötvös-inga méréseket a Dunántúl

legnagyobb részén. 1939—1949-ben *Facsinay László* graviméterrel, a relatív ingaállomások részbeni újramérésével és újabb állomások közbeiktatásával alaphálózatot teremtett, amelyben az előbbi mérések beilleszthetők voltak.



1. ábra. Gravitációs anomália és az alaphegység szeizmikus szintvonalas térképe a Kisalföld Ny-i részén

Az 1952. évben a Geofizikai Intézet keretében *Nyitrai Tibor* Heiland-graviméterrel végzett méréseket Vát—Szombathely környékén.

Ezeknek a méréseknek az egyesítéséből alakult ki a Kisalföld gravitációs térképe. Ez képezi még ma is alapját a Dunántúlról, ill. a Kisalföldről alkotott gravitációs térképnek (1. ábra).

A *Bouguer*-féle anomália-térképek nagyobb minimumvonulatai, ill. az ezeket szegélyező sűrűbb izogamma-vonalak feltehetően a főbb törésvonalakat mutatják. Ezek: a Rába vonala, a Mosonszentpéter—Répcelak vonal és az ettől Ny-ra levő DNY—ÉK irányú rövidebb törésvonalak.

A Kisalföld középső részét elfoglaló nagy depressziós zónát úgy magyarázhatjuk, hogy ott az alaphegység — bármi legyen is az — nagy mélységbe süllyedt le. A szeizmikus és tellurikus mérések megerősítették, hogy ez valóban így is van, és a szeizmikus sebességek változása alapján valószínűsíthetjük, hogy itt van a paleozóos és mezozóos alaphegység érintkezési vonala is.

A pozitív gravitációs anomáliák magyarázatául elsősorban az alaphegység bérceit tételezzük fel. Ezt az értelmezést alátámasztják a mélyfúrások, mint pl. a Mihályi környéki, a Répcelak, Vát és Röjtökmuzsaj környékén végzett fúrások, amelyek a fiatalokorú üledék alatt mindenütt alaphegységet találtak a gravitációs maximumokon kiemelt, a minimumokon lesüllyedt helyzetben. A gravitációs anomáliák fenti értelmezését — a Kisalföld egész területére vonatkozólag — főleg a szeizmikus mérések igazolják. Ezek szerint a Sopron környéki kiemelkedésektől eltekintve az alaphegység majdnem mindenütt jelentős mélységben van és felszínén kiemelkedések és mélyedések váltják egymást, amelyeknek iránya egyezést mutat, nagysága pedig vonatkozásba hozható a gravitációs anomáliákkal.

Az 1. ábrán a Bouguer-anomáliákon kívül az alaphegység szintvonalait is feltüntettük. Az egyezés feltűnő.

A Csapod—Mihályi szakaszon a Pi-1 és M-1 mélyfúrások között, a Fo-3 szeizmikus, reflexiós mérési vonalon gravitációs úton próbáltuk meghatározni az alaphegység mélységét. A számítások célja az volt, hogy megállapíthassuk a gravitációs anomáliák összefüggését a mélységi viszonyokkal. A számítások azt mutatják, hogy a mélyfúrásokból megismert földtani rétegek és sűrűségadatok figyelembevételével kiszámított rétegmélységek reálisak és a később ismertetett szeizmikus mérések eredményeivel jó összhangban vannak.

Ugyancsak számításokat végeztünk annak a feltevésnek további alátámasztására, hogy a gravitációs anomáliákat túlnyomórészt az alaphegység mélységváltozásai okozzák. A számítások eredménye az volt, hogy a kristályos alaphegység hatása jelentékenyen nagyobb, mint a felette levő üledékes kőzeteké.

Megállapítható tehát, hogy ezen a területen a *Bouguer*-féle anomáliatérképet szabad mélydomborzati értelmezésre felhasználni és ilyen vonatkozásban — jóllehet csak kvalitatív értelemben — szabad egybevetni a szeizmikus mérések eredményeivel. A kétfajta eredmény kvalitatív egyezése mindkét geofizikai mérésre kedvező fényt vet.

Földmágnességi mérések

A földmágnességi tér anomáliáit a földkéreg külső részét felépítő kőzetek különböző mágneses tulajdonságai okozzák. Elsősorban a kőzet mágnesezhetőségének, a mágneses szuszeptibilitásnak van ebből a szempontból jelentősége. A laboratóriumi mérések és a tapasztalatok szerint a magmás kőzeteknek általában nagyobb a mágneses szuszeptibilitásuk, mint az üledékes kőzeteké. Ez azért van, mert az üledékes kőzetekben rendszerint nem dúsulnak fel azok az anyagok, a magmás és átalakult

közetek ún. színes elegyrészei, amelyek mágnesezhetőek. A magmás és átalakult közetek szuszceptibilitása első közelítésben kvarctartalmukkal fordítva arányos.

Az alábbi táblázatban feltüntetjük néhány magyarországi közetfajtának mágnesezhető szuszceptibilitását.

K ö z e t	Szusceptibilitás
Vulkáni közetek (andezit, bazalt, riolit stb.)	$3000-5000 \cdot 10^{-6}$ cgs
Kristályos, metamorf kőzet	$100-1000 \cdot 10^{-6}$ cgs
Üledékes közetfajták (homok, márga, agyag, mészkő)	$0-100 \cdot 10^{-6}$ cgs

Megjegyezzük azonban, hogy a mágnesezhetőség szempontjából az azonos közetfajták is igen nagy eltéréseket mutatnak.

A földmágnességi anomáliáktól a Kisalföldön azt várhatnánk, hogy elsősorban az eltemetett vulkáni közeteket jelzik; másodsorban a kristályos alaphegység domborzatát és végül, mint mágnesez depressziós zónákat, a karbonátos üledékekkel vastagon borított részeket.

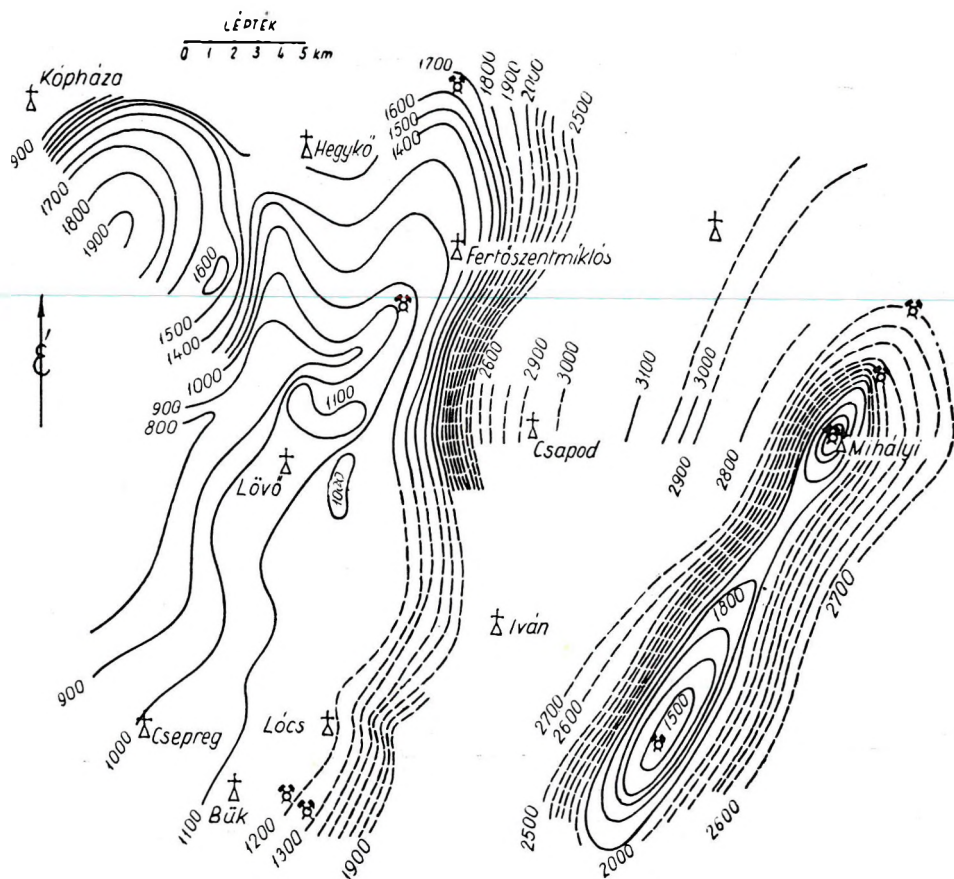
A Kisalföldön földmágnességi méréseket már a múlt században is végeztek. Ezeknek azonban a műszerek tökéletlensége és a mérések rendszertelensége következtében a mélyszerkezet megismerése szempontjából jelentőségük nincsen.

A Kisalföld első rendszeres földmágnességi felmérése (az Eurogasco keretében) *Scheffer Viktor*, *Kántás Károly* és *Kretzoi Miklós* nevéhez fűződik. Vertikális intenzitásméréseket végeztek az 1934–1944. években regionális felderítés céljából. A mérések az egész Dunántúlra kiterjedtek. A mintegy 16 000 állomáson észlelt adatokat egységes szintre redukálták. A mérések eredményét anomáliatérképen foglalták össze.

A 2. ábrán bemutatjuk ezt a térképet, az összehasonlítás kedvéért az alaphegység szeizmikus szintvonaláival együtt.

A térkép adataiból, annak alapján, hogy a szanyi mélyfúrás egy pozitív mágnesez anomália területén 144 m vastagságban andezitet harántolt, megállapíthatjuk, hogy a Kisalföldön a mágnesez anomáliákat — a várakozásnak megfelelően — elsősorban vulkáni tömegek okozzák. Szembetűnő a Kisalföld ÉNy-i zónájában egy, az ÉNy-i Kárpátok csapásirányát követő, D-en a Bacher-hegységnek tartó nagy pozitív mágnesez anomália vonulat, amelyet feltehetően eltemetett vulkánok okoznak.

A Kisalföldre egyébként alacsony mágnesez anomáliaértékek esnek. Ebből kisebb pozitív anomália-értékekkel kiemelkednek egyes területek; ezeknek határvonalai azonban nem követik a kristályos alaphegység kiemelkedéseinek kontúrjait. A földmágnességi anomáliák képe tehát nem tükrözi a paleozóos alaphegység domborzatát, ami csak azzal ma-



2. ábra. A függőleges térerősség anomáliái és az alaphegység szeizmikus szintvonalas térképe a Kisalföldön

gyarázható, hogy a kristályos, metamorf palának, amely itt az alaphegységet képezi, igen kicsi a mágneses szuszeptibilitása és nem különbözik lényegesen a fedőhegységétől.

Ennek a feltevésnek a további alátámasztására a Geofizikai Intézet Földmágnességi Osztálya szuszeptibilitási vizsgálatokat végzett egy Sopron környéki felső-pannóniai agyag, egy kristályos pala, egy gnájsz és egy kvarcit kőzetmintán. A vizsgálatok szerint sem a felső-pannóniai üledék, sem a paleozoos alaphegységet alkotó kőzetminták szuszeptibilitása nem nagyobb $10 \cdot 10^{-6}$ cgs körüli értéknél.

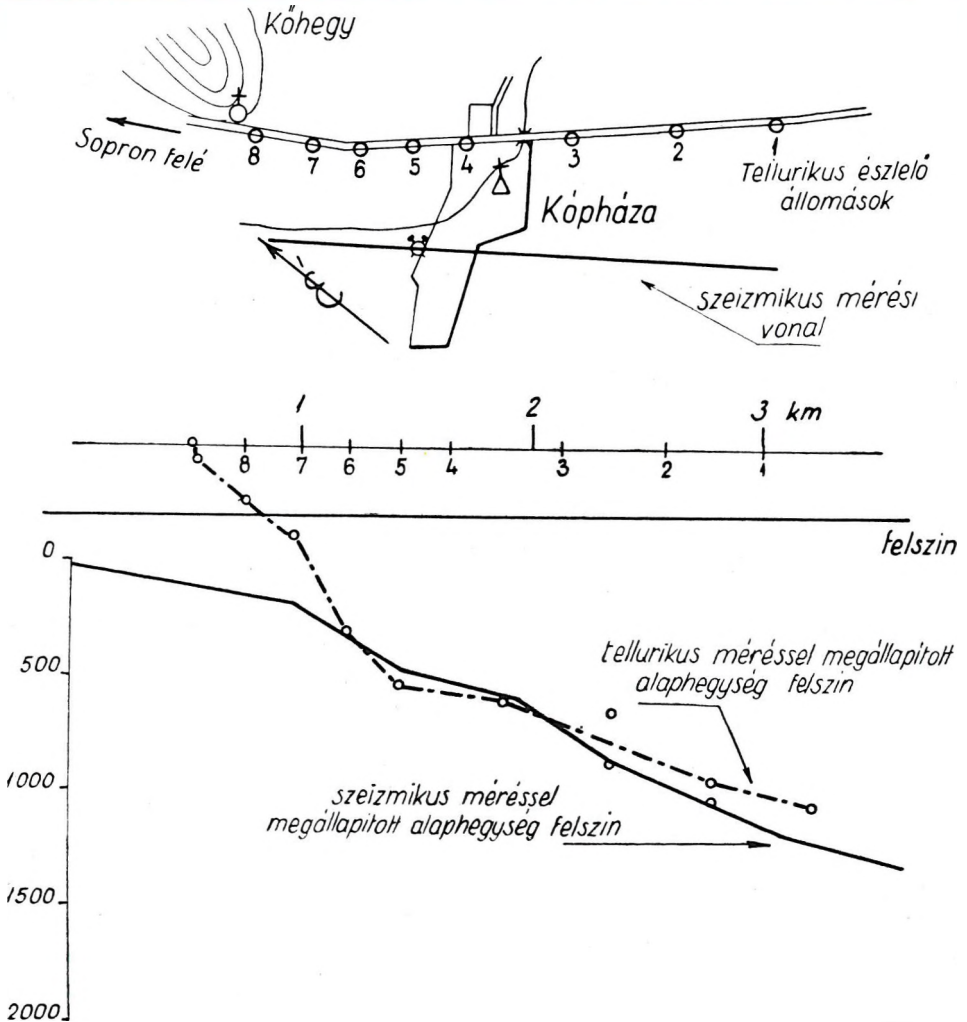
Bár a vizsgált kőzetminták száma kevés és a minták sem jellemzők a Kisalföld minden részére, a tájékoztató jellegű vizsgálatok eredménye feltevésünket mégis bizonyos mértékben alátámasztja.

Geoelektromos mérések

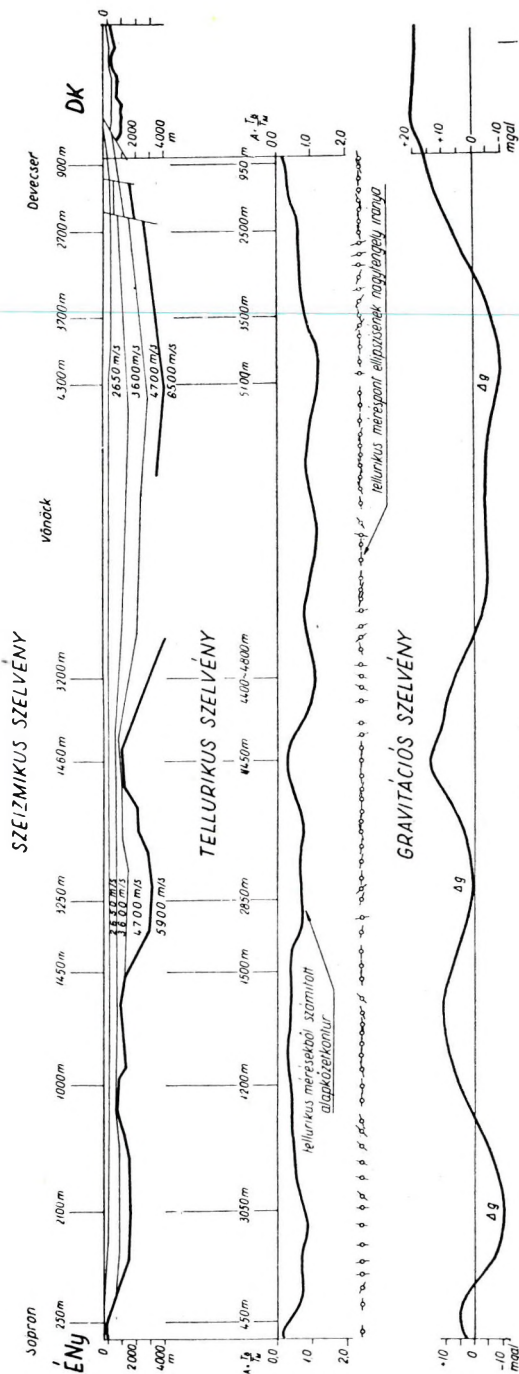
Az elektromos mérési módszereknek — a tellurikus módszer kivételével — nincsen jelentőségük regionális mélydomborzati felderítés szempontjából.

Igen figyelemre méltók azonban a Kisalföldön végzett tellurikus mérések, amelyek kizárólag a kristályos alaphegység domborzatának és mélységének kinyomozására irányultak.

Ezzel a módszerrel először az 1953—1954. években a Soproni Műszaki Egyetem geodéziai és geofizikai munkaközössége végzett kísérleti méréseket *Kántás Károly* egyetemi tanár vezetésével. Az alaphegység



3. ábra. Fáziskorrelációs refrakciós és tellurikus szelvény Sopron környékén



4. ábra. Szeizmikus, tellurikus és gravitációs mérések összehasonlítása a Kiszálföldön

domborzatának és mélységének meghatározása céljából három kísérleti szelvényen mértek. Az egyik vonal az alapkőzet kőhegyi kibúvásától a Győr—Sopron műút mentén kb. 3 km hosszúságban húzódott DK-i irányban, és célja az alaphegység lesüllyedési helyének meghatározása volt. Az alaphegységről kapott kép igen jó egyezést mutat az 1957. évben fáziskorrelációs, refrakciós eljárással végzett mérésekből kapott szeizmikus szelvényvel, mint azt a 3. ábra mutatja. A felszín közelében az eltérést az okozza, hogy a két vonal az elején távolabb volt egymástól.

A Mihályi és Szany között húzódó és az M-1 és Sza-1 mélyfúrásokat összekötő tellurikus szelvényt az 1953. évi szeizmikus, reflexiós mérések vonalán telepítették, a két mérés eredményeinek összehasonlítása céljából. A szeizmikus mérés a későbbiekben kifejtett okok következtében az alaphegységről felvilágosítást nem nyújtott. A tellurikus mérés azonban az alaphegység felszínéről olyan áttekintést adott, amely egybevág azzal a mélydomborzati képpel, amelyet a gravitációs és a szeizmikus mérések értelmezése alapján rajzoltunk meg és amelyet a két mélyfúrás alátámaszt.

A harmadik kísérleti vonal Csapod és Beled községek között húzódott. A méréseket elég nagy állomásközökkel végezték, és így az csak nagy vonalakban ad képet az alaphegységről. Ez a kép a szeizmikus mérésekből szerkesztett szintvonalas térkép adataival jól egyezik.

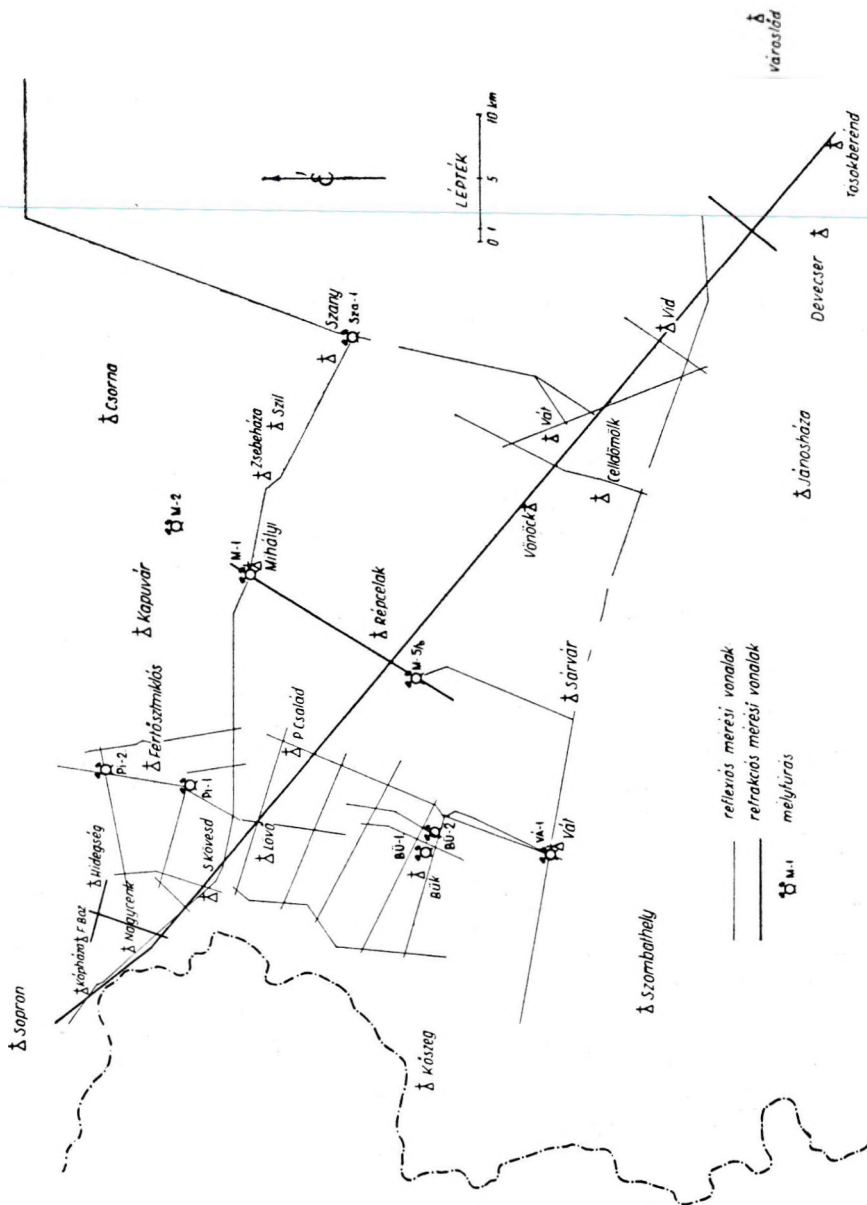
Az 1957. évben a Geofizikai Intézet kutatásainak keretében *Erkel András* végzett regionális tellurikus kísérleti méréseket a Kisalföldön. A mérési eredményt a 4. ábrán láthatjuk. A rajzon a szeizmikus és a gravitációs szelvényt is feltüntettük a közvetlen összehasonlítás végett. Az ábrából megállapítható, hogy az alaphegység felszínére vonatkozóan a szeizmikus és a tellurikus mérés általában azonos adatokat nyújtott, és, hogy kvalitatíve a Δg -görbe is egybevág ezekkel az adatokkal. A szeizmikus és a tellurikus mélységadatok különbségeit részben az okozza, hogy a két szelvény nem pontosan együtt futott; főleg azonban az, hogy a tellurikus mélységszámításnál az alaphegység-fedőhegység ellenállásviszonyt állandónak tételezték fel, ami egy 100 km-es vonalon nyilván nem érvényes.

Meg kell még említenünk ezzel a tellurikus méréssel kapcsolatban, hogy a mozgó állomás tellurikus terének potenciálgradiense által sűrölt tér, az ún. ellipszis nagytengelyével kijelölt dőlésirányok általában egyértelműek a gravitációs izogamma- és a szeizmikus izohipsza-vonalakkal.

Szeizmikus mérések

Az első szeizmikus méréseket a Kisalföldön a Seismograph Service Corporation végezte az 1935—1936. év telén Nagycenk—Fertő—Kapuvár—Mihályi környékén kőolajkutatói céllal. Ezek a mérések ma már elavultaknak tekinthetők, mert erről a területről újabb, modernebb eszközökkel végrehajtott méréseink vannak (5. ábra).

I. Az első, tudományos és gyakorlati szempontból is jelentős szeizmikus mérést a Magyar Állami Geofizikai Intézet végezte az 1952. évben a Kőhegy, Pinnye, Rőjtök, Csapod, Mihályi területen. A mérés célja



5. ábra. Szeizmikus mérések helyszínrajza

a kristályos alaphegység nyomonkövetése volt a kőhegyi kibúvástól a mihályi mélyfúrásig.

A mérés eredményét feltüntető szeizmikus szelvényeken igen sok reflektáló felületelem látható, ami nem meglepő, mert a Kisalföld a jó reflexiókat adó területek közé tartozik. A szelvények túlnyomó részében a legalsó felületelemek egy része erőteljes reflexiókból származik és általában jól korrelálható. Ez a szint az M-1, Pi-1 és Pi-2 mélyfúrások, valamint az 1957. évi fáziskorrelációs refrakciós mérések szerint maga a kristályos alaphegység. Bár elméletileg fennáll a lehetősége annak, hogy a reflexiók egyes helyeken az alaphegység felett települt valamilyen más szintről, pl. a tortonai-szarmata emelethatárról vagy valamely homokkő-lencséről származnak, mégis ennek valószínűsége csekély. A tortonai mészkő és a kristályos alaphegység között ui. elég jelentékeny sűrűségkülönbség és — feltehetően — rugalmassági különbség van, ezért azokon a helyeken, ahol esetleg feltételezhetnénk, hogy a reflexió nem az alapközetről, hanem valamely fölötte települt közetről származik, az alaphegységről is kellene reflexiókat kapni. Jól látható ez a későbbiekben részletezett 1953. évi és a V-1 mélyfúráson áthaladó szelvényen, ahol erőteljes reflexiókat kaptunk a mélyfúrásokkal igazolt miocén rétegről és az alatta levő paleozóos alaphegységről is. Az előzőekben említett szinten ilyen jelenséget nem tapasztaltunk, tehát igen nagy valószínűséggel feltehető, hogy a legalsó — erőteljes reflexiókból származó — felületelemek korrelált szintje általában mindenütt az alaphegységet jelenti. Az alaphegység felszínéről színvonalas térképet is szerkesztettünk, amelynek helyességét — mint említettük, — a mélyfúrások (M-1, Pi-1, Pi-2), valamint az 1957. évben végzett fáziskorrelációs refrakciós mérések nagymértékben alátámasztották.

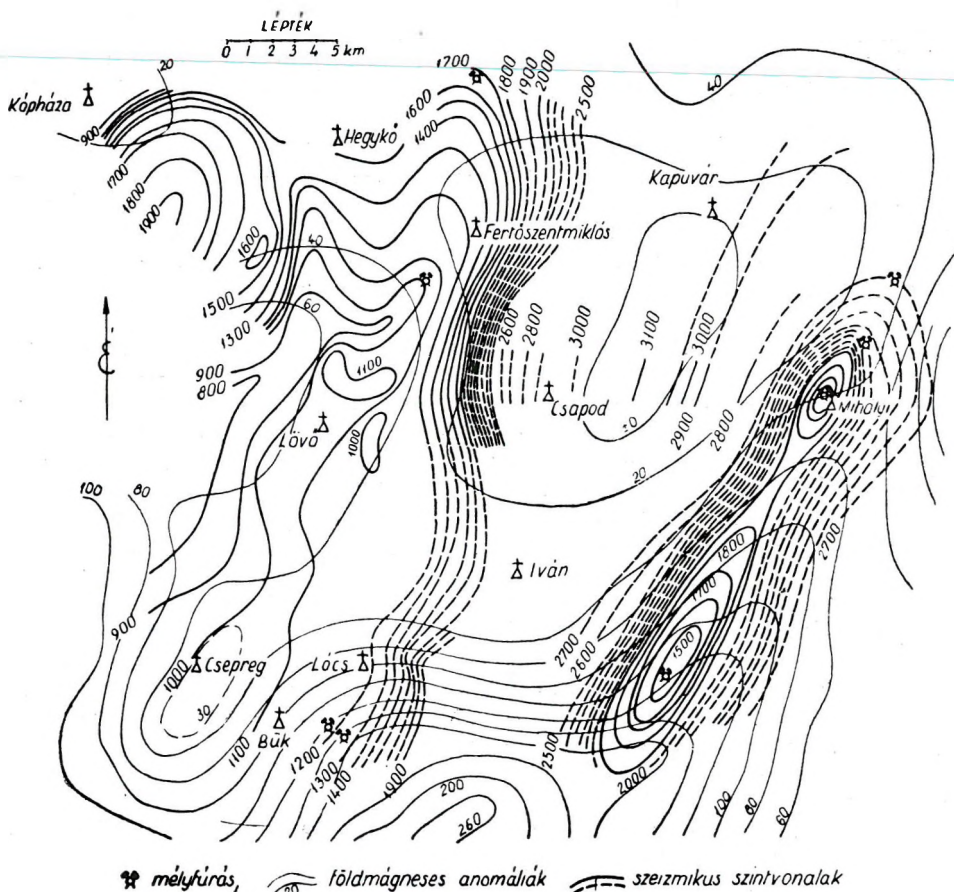
Látható, hogy az alaphegység felszíne rendkívül tagolt. Soprontól DK felé haladva az alaphegység utolsó kibúvása a Kőhegy és a Harkai csúcs. Ettől DK-re az alaphegység kb. 2100 m mélyre süllyed és egy — közelítőleg kör alakú — medencét alkot Sopronkövesd, Fertőboz, Hídeg-ség, Nagycenk tájékán. Innen kezdve DK-i irányban enyhe dőlésű fennsíokban folytatódik. Lövő és Pusztacsalád között ív alakú terrasszal 3000 m körüli mélységet ér el, majd Répcelak és Mihályi közötti vonalban újra 1500—1600 m-re emelkedik fel. Az alaphegység mélységingadozása tehát a Sopron környéki kibúvástól számítva több mint 3000 m-t tesz ki.

Egyes szelvényeken erőteljes reflexiókból szerkesztett és jól korrelálható szint jelentkezik az alaphegység felett, amely a mélyfúrások és a fáziskorrelációs mérések szerint az alsó--felső-pannon határral azonosítható. Több szelvényen ez a szint a sok reflexió miatt biztosan nem állapítható meg, ezért ennek a rétegnek a mélysége egyes helyeken eléggé bizonytalan.

A mérések kimutatták továbbá, hogy a Pusztacsalád és Mihályi közötti szakaszon még egy másik korrelálható szint is jelentkezik az alaphegység felett. Ez a réteg a közeli M-2 mélyfúrás szerint valószínűleg miocén képződmény.

II. Ezeknek a méréseknek a továbbfolytatását képezzik az 1953. évi reflexiós mérések a Pinye—Csapod—Vát háromszögben. Ezeket a méréseket léglövésrel végeztük.

Ezen a mérési területen — mint várható volt — határozottabb reflexiókat az alsó- és felső-pannóniai képződmények határfelülete tájáról, valamint az alaphegységről kaptunk. A szintek azonosítására a Bü-1 és a Bü-2 mélyfúrások adatait használtuk fel. Innen tudjuk azt is, hogy az alaphegység paleozóos. A később (1956—1957-ben) végzett fázis-korrelációs refrakciós mérések, amelyek alaphegységkutatásra a Magyar Medencében általában alkalmasabbak, ugyancsak megerősítették a fenti azonosítást.



6. ábra. Az alaphegység szeizmikus szintvonalas térképe a Kisalföld ÉNy-i részén

A feltételezett és a fentiek szerint azonosított alaphegységről szintvonalas térképet készítettünk (6. ábra). Ebből látható, hogy az alaphegységnek értelmezett szint a terület túlnyomó részén egy viszonylag kis mélységben (800—900 m) fekvő platót formál, amely DK-i irányban eleinte enyhén lejtősödik, majd ívalakú terraszokat alkotva lépcsőzetesen süllyed a mélységbe.

Az alsó- és felső-pannóniai emelet határának tartott — felsőbb — szint bizonytalanabb, mert a mélysége egyes szelvénykeresztezéseknél nem egyértelmű. Az mindenesetre nyilvánvaló, hogy a pannóniai rétegek dőlése, amelyet ez a szint jellemez, jóval kisebb szögű, mint az alaphegységé; azaz a pannóniai rétegek — ha településükben, nagyban és egészben, követik is az alaphegység domborzatát — a felszín felé közeledve egyre inkább kisimulnak.

III. Szany és Mihályi között az M-1 és a Sza-1 mélyfúrás között, ugyanabban az évben és azonos eljárással regionális kutatást végeztünk. Az alaphegység azonban ezen a területen túlságosan mélyen (csaknem 3000 m mélységben) van ahhoz, hogy a légrobbantással keltett rengéshullám odáig lehatolhasson. Ezek a kutatások tehát csak a fedő dőlésviszonyairól tájékoztattak.

IV. Regionális szeizmikus, reflexiós méréseket végzett az 1954. évben a Maszolaj Rt. is a Nagyigmánd—Győr—Szany—Devecser—Vát—Répcelak vonalon lyuklövessel. Ezek a mérési vonalak áthaladtak a Sza-1, M-4, M-5/b és a Vát-1 mélyfúrásokon. A mérések, bár a fedőhegység dőlési viszonyaira értékes felvilágosítást adtak, korrelálható szintet nem eredményeztek és az alaphegységről felvilágosítást nem nyújtottak.

V. A két, utóbb ismertetett regionális, reflexiós mérés eredménytelenségéből feltételezhető volt, hogy a reflexiós eljárás — legalábbis a Kisalföldön — az alaphegység domborzatának meghatározására nem mindenütt alkalmazható. Más — az alaphegység közvetlen meghatározására alkalmasabb — szeizmikus eljárással kellett tehát kísérletet tenni.

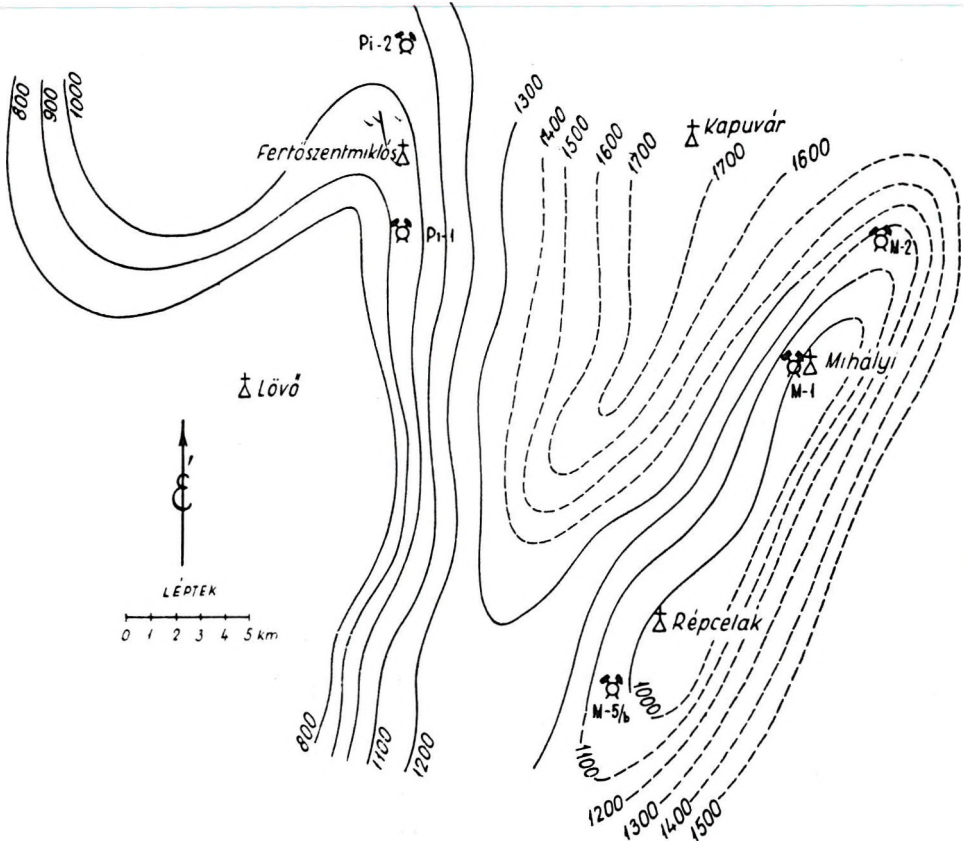
A külföldi irodalomból ismert ún. fáziskorrelációs refrakciós eljárás alkalmasnak látszott a szeizmikus alaphegységkutatásra.

Szükségessé vált tehát a fáziskorrelációs eljárás hazai viszonyok között történő kísérleti kipróbálása. A kísérletek helyeül a Kisalföldet választottuk.

A mérés folyamán megállapítható volt, hogy a fáziskorrelációs refrakciós eljárás hazai viszonylatban jól alkalmazható. A robbantópontok távolságának megfelelő megválasztásával az alaphegységről — bármilyen mélyen is legyen — mindig kaphattunk refrakciós beérkezéseket. A fedőképződmények egyes tagjai jellemző, nagy távolságban is közel azonos sebességgel jelentkeztek.

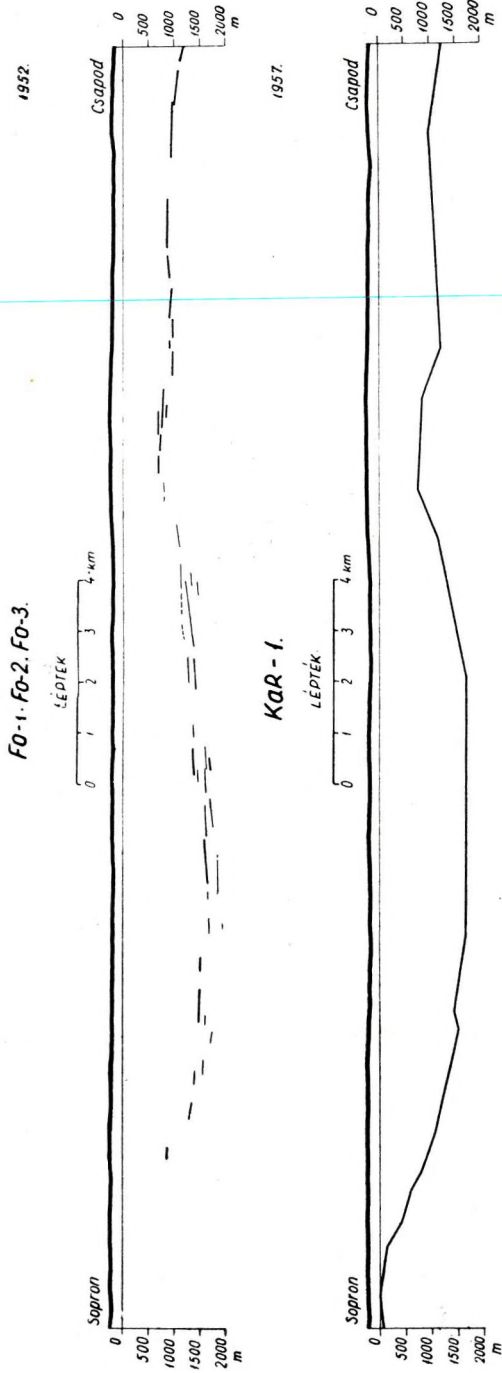
Az alaphegység mélysége általában részletesen, de legalábbis nagy vonalakban mindenütt meghatározható volt. A Csapodtól DK-re végzett kutatás azt mutatta, hogy az alaphegység 3500 m körüli mélységbe süllyedt (7. ábra), majd a Répcelak—Mihályi környéki gerincnél 1500 m körüli mélységre felemelkedik és innen tovább DK-re először erősen, majd gyengébb dőléssel újból 4000 m-en aluli mélységre süllyed. A Rába vonalától DK-re, kb. 9 km hosszú szakaszon a robbantópontok közelsége miatt az alaphegységről beérkezéseket nem kaptunk. Celldömöktől DK-i irányban az alaphegység már más sebességgel és jelleggel jelentkezett. Az alaphegység itt már valószínűleg mezozóos. A sebességváltozás is valószínűleg ezért észlelhető.

Devecser környékén az alaphegység lépcsőzetesen közeledik a felszínhez és Ajkánál kibúvik a medenceüledék alól. Ha a kibúvás rétegtani összetételét extrapoláljuk a medence alá, akkor a medence lenekét képező alaphegység felépítésében triász dolomitot és kréta mészkövet tételezhetünk fel. Feltételezhetjük azt is, hogy a fedőösszlet eocén képződményekkel kezdődik, jóllehet ez az eddig tárgyalt neogén fedőtagoknak rétegtani értelemben alaphegységül szolgál és viszonylag nagy sebessége (4600—4700 m/s) következtében szeizmikus szempontból is átveszi az alaphegység szerepét.



7. ábra. A 3500 m/s sebességű réteg (alsó-felső pannóniai határhoz közel eső felület) szeizmikus szerkezeti vázlata

A mérési eredményekből látható továbbá az is, hogy a gravitációs anomália vonalak a Kisalföld DK-i részén is — nagyban és egészben — az alaphegység felszínének alakulását követik; a fedőrétegek pedig a felszín felé egyre csökkenő dőléssel borítják az alaphegységet.



8. ábra. Lyuklövéses és fáziskorrelációs refrakciós szelvény Sopron és Csapod között

A paleozóos és mezozóos alaphegység érintkezési vonalát pontosan megállapítani nem sikerült, mert — mint az előzőekben említettük — ezen a részen a robbantópontok viszonylagos közelsége következtében a mélyre süllyedt alaphegységről beérkezéseket nem kaptunk. A még paleozóos, ill. a már mezozóos alaphegységnek tartott szint extrapolációjával azonban a határt Vönöck község közelében képzelhetjük el.

A fáziskorrelációs mérések nagyobbik területét, a kristályos aljzatú medencét — részletesebb ismertetés és a tanulságok leszűrése céljából — a mérési program szerint három szétválasztott részre tagoljuk. Ezek: 1. Fertőboz—Hidegség—Nagyecenk környéke; 2. Sopron—Vönöck közötti rész; 3. Mihályi—Répcelak környéke.

1. Már az 1952. évi reflexiós mérés Nagyecenk környékén az alaphegység bemélyedését jelezte. Ezt a refrakciós mérés (1957) megerősítette és kimutatta, hogy ezen a helyen kis zárt medence van, amelynek mélysége a 2100 m-t is eléri.

2. Sopron és Vönöck között a fáziskorrelációs refrakciós szelvény egy része a Fo-1, Fo-2 reflexiós szelvények mentén haladt. Az alaphegységről kapott adatok mindkét mérési eljárás szerint — kvalitatíve és kvantitatíve is — egyezők (8. ábra), ami főleg a reflexiós mérésre vet kedvező fényt, de pozitívum a refrakciós mérések megítélése szempontjából is. A mérési vonal további része az M-5/b mélyfúrás közelében haladt el.

3. Mihályi és Répcelak között a fáziskorrelációs refrakciós szelvény két mélyfúráson, az M-1 és az M-5/b mélyfúráson haladt keresztül. Ebben a szelvényben tehát a különféle sebességű képződmények földtani azonosítását két mélyfúrás segítségével végezhetjük el.

* * *

Mindhárom terület közös alapvonása az, hogy az alaphegység kristályos, paleozóos. A fedőhegység rétegtani kifejlődése is nagyjából azonos mindhárom területen.

A mélyfúrások és a szeizmikus refrakciós szelvények közös kiértékelésével az alábbi általános tapasztalatokat vonhatjuk le az egész paleozóos aljzatú mérési területre. Célunk az egyes, jellegzetes sebességgel jelentkező rétegek földtani értelmezése.

A refrakciós szelvényeken látható, hogy az egyes sebességhatárok többé-kevésbé egybeesnek a földtani (rétegtani) határokkal. Azért csak „többé-kevésbé”, mert üledékfolytonossággal képződött összlet esetében a rétegtani emelethatár nem feltétlenül fizikai állandókban eltérő kőzeteket választ el egymástól. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a kétfajta határfelület nem lehet távol egymástól, és rendszerint párhuzamosak. Tapasztalati tény azonkívül az is, hogy egyes területeken a különböző geológiai képződmények rájuk jól jellemző sebességgel szoktak jelentkezni és ezért a területre vonatkozó elegendő szeizmikus és fúrási adat egybevetésével, a sebességekből a képződmények geológiai korára és minőségére következtethetünk.

Nézzük ezek után az M-5/b mélyfúrást. Itt a szeizmikus szelvényben, a fúrás helyén a következő sebességű szinteket kaptuk felülről lefelé:

I. 1900 m/s sebességű réteg	0— 225 m mélységig
II. 2100 „ „ „	225— 430 „ „
III. 2500 „ „ „	430— 980 „ „
IV. 3500 „ „ „	980—1400 „ „
V. 4600 „ „ „	1400—1470 „ „
VI. 6200 „ „ „	1470—

A mélyfúrásban az egyes rétegek mélysége felülről lefelé a következő:

felső-pannóniai és fiatalabb	0—1020 m-ig
alsó-pannóniai	1020—1453 „
tortonai mészkő	1453—1460 „
metamorf pala (paleozoikum)	1460—tól

A fenti adatok összehasonlításából megállapítható, hogy az 1900, 2100 és 2500 m/s szeizmikus sebességű rétegcsoport talpmélysége nagyjából egybeesik a felső-pannóniai képződmények talpával, és így joggal tételezhető fel, hogy ezek a sebességek felső-pannóniai és ennél fiatalabb (holocén, pleisztocén, levantei) képződményeket jelentenek. A 4700 m/s sebességű réteg feltehetően tortonai mészkő. Végül a 6200 m/s a mélyfúrás szerint az alaphegységet jelenti.

Az M-1 mélyfúrás szeizmikus és földtani szelvénye az alábbiak szerint hasonlítható össze.

I. 1900 m/s sebességű réteg	0— 230 m mélységben
II. 2100 „ „ „	230— 430 „ „
III. 2500 „ „ „	430— 1000 „ „
IV. 3500 „ „ „	1000—1510 „ „
V. 4600 „ „ „	1510—1600 „ „
VI. 6200 „ „ „	1600—tól

Az M-1 mélyfúrásban a geológiai képződmények mélysége a következő:

neogén és fiatalabb	0—1602 m mélységben
sericit-kvarcit pala (paleozoikum)	1602—tól m mélységben

A rendelkezésünkre álló fúrási szelvényben az alaphegység felett települt üledékes kőzetek tagolatlanok. Kétségtelen azonban, hogy a szeizmikus szelvényben az 1600 m mélységben jelentkező, 6200 m/s sebességű szint az alaphegységet jelenti. Az 1900, 2100, 2500 és 3500 m/s sebességű rétegcsoport valószínűleg pannóniai képződményeket jelent. A 90 m vastagságban jelentkező 4600 m/s sebességű réteg valószínűleg ugyanolyan képződmény, mint az M-5/b mélyfúrásban a hasonló sebességű (torton mészkő).

Az előzőekben már tárgyalt mezozoós aljzatú DK-i terület kibúvási pereménél (Ajkanál) megállapítottuk, hogy a 4600 m/s sebesség eocén mészköves faciést is jelenthet. Feltételezhető ezért, hogy a szelvényünknek Lövőtől Celldömölkig terjedő részében jelentkező 4600—4700 m/s sebességű réteg, amely az alaphegység mélyre süllyedt völgyeiben tekintélyes vastagságot ér el, nemcsak miocén mészkőből áll, hanem eocén mészkőből is. Ezeknek a képződményeknek a sebessége azonban való-

színüleg annyira közel áll egymáshoz, hogy szeizmikus módszerrel egymástól el nem választható.

Az ismertetett azonosításokat extrapolálhatjuk olyan területekre is, amelyek az említett mélyfúrásoktól távolabb esnek. Ilyenformán megállapítható, hogy Kópháza és Lövé között a fedőhegység csupán pannóniai képződményekből áll, miocén legfeljebb csak olyan vékony rétegben boríthatja az alaphegységet, amelyet szeizmikus mérésekkel kimutatni nem lehet. Ez összhangban áll a mélyfúrások adataival, mert pl. a Pi-1 és a Bü-1 mélyfúrások szerint az alaphegység felett csak pannóniai képződmények találhatók, a Pi-2 mélyfúrás szerint pedig a miocén képződmény vastagsága mindössze 33 m.

A fedőhegység rétegei meglehetősen nyugodt településűek; erősebb dőlést a medenceperemek (Sopron, Ajka környéke) kivételével sehol sem mutatnak. A fedőösszlet a sebességek állandóságából következőleg meglehetősen homogén, vagyis sem sűrűsége, sem összetétele nem változhat lényegesen.

* * *

Az előzőkben ismertetett szeizmikus mérésekkel sikerült az alaphegység mélységét és domborzatát — a Kisalföld Ny-i részében részletesen, a K-i részen átnézetesen — tisztázni, és ugyanakkor megismerni a fedőhegység sebességeloszlását, szerkezetét és dőlési viszonyait. Hozzávetőlegesen sikerült a paleozóos és mezozóos alaphegység érintkezési vonalát is megállapítani.

A szeizmikus mérések ezenkívül lehetőséget nyújtottak a többi geofizikai mérés eredményeinek értelmezésére és értékelésére vonatkozólag is. Megállapíthatjuk belőlük, hogy az egyes különböző módszerekkel végzett mérések ezen a területen — legalábbis kvalitatíve — megerősítik egymást. Ezzel pedig lehetőség nyílik a Kisalföld — igen nagy valószínűségű — földtani szerkezeti képének megalkotására.

A geofizikai mérések eredményeinek összefoglalása

A geofizikai kutatások eredményét az 1., 2., 7., és 8. ábrákon feltüntetett térképek foglalják össze. A két utóbbi térkép a Kisalföld-kutatások eredményének tekinthető. Bennük ui. — a kutatás tárgyát képező — összes fontosabb földtani adatokat megtalálhatjuk.

Az alaphegység szintvonalas térképén szembevető kép DNY—ÉK irányú és egymással közel párhuzamos mélyedés, amelyek közül az első Szombathely—Vát—Kapunvár vonalában halad, míg a másik a Körmend—Ostffyasszonyfa—Egyházaskesző—Szany—Rábapatona—Öttevény környékén húzódik. Az első (a következőkben I. jelzésű) mélyedésben az alaphegység mélysége 3000 m, a másodikban (II.) 4000 m körül van. A kristályos pala az ezeket a mélyedéseket határoló törések mentén süllyedt a mélybe. Ez a két mélyedés a Kisalföld területét három részre osztja: 1. Soprontól az I. mélyedésig, 2. az I. és a II. mélyedés között levő és 3. a II. süllyedéstől a Bakony pereméig terjedő részre. A Kisalföld mélyszerkezetét ebben a részletezésben tárgyaljuk.

1. Soprontól az I. mélyedésig terjedő rész

Ezen a részen az alaphegység paleozóos. Ez előbb enyhe dőléssel húzódik Fertőszentmiklós—Bükk vonaláig, majd ívalakú teraszokat alkotva 3000 m körüli mélységbe szakad. Az alaphegységnek ebből az általános képéből kiválik a Kópháza, Fertőhoz, Sopronkövesd közötti amliteátrumszerű süllyedés, amely a Dunától átszelt nagy depressziós terület DNY-i nyúlványának tekinthető.

A fedőösszlet anyaga a mélyfúrások szerint felső- és alsó-pannóniai képződmény és miocén (tortonai, szarmata) mészkő. Az 1000 m-nél nem mélyebben fekvő alapkőzetet majdnem kizárólag felső-pannóniai és ennél fiatalabb korú kőzet borítja. Az alsó-pannóniai réteg vastagsága sehol sem éri el a felső-pannóniai (és ennél fiatalabb) képződmények vastagságát, még a Szombathely—Kapunár vonalában levő mélyedésben sem. Ennek a nagy süllyedésnek az alját kitöltő 4700 m/s szeizmikus sebességű rétegnek földtani azonosítása bizonytalan. Az M-1 és M-5/b mélyfúrások szerint — mint azt a szeizmikus méréseknél részletesen kifejtettük —, lehetséges, hogy tortonai mészkő. A Devecser—Ajka között húzódó szeizmikus mérési vonalban egy kibúváson a 4600 m/s réteget eocén mészkőnek állapítottuk meg. Feltételezhetjük, hogy ez a réteg a mérési vonal Ny-i részén torton, a DK-i részén pedig eocén mészkőből áll, vagy, ami még valószínűbb, a felső részében miocén, az alsó részében pedig eocén képződmény, amelyeknek sebessége közel azonos, és így szeizmikus módszerrel el nem választható.

Ez a feltevés egyelőre még mélyfúrások igazolására vár, de amennyiben helytállónak bizonyul, az a következtetés vonható le belőle, hogy a Kisalföldnek a Bük—Fertőszentmiklós vonaltól K-re eső része már az eocénban mélyre süllyedt, míg az ettől Ny-ra levő részét csak a miocénben öntötte el egy viszonylag sekély tenger.

Ezek szerint a Kisalföldnek földtörténeti kialakulása oly módon képzelhető el, hogy az alaphegység süllyedése a Bakonyhoz közvetlenül kapcsolódó területen már az eocénban megkezdődött. A terület legnagyobb részén a süllyedés csak a miocénban indult meg, amikor a Sopron—Kőszegi hegység egy részét is elborította a miocén tenger. A pannóniai emelet elején az alaphegység tovább kezdett süllyedni és ez a folyamat a pliocénban véget is ért.

2. Az I. és II. mélyedés között levő rész

Ennek a területnek a medencealjzata is túlnyomó részben paleozoikum. DK-i szegélyén érintkezik a mezozoikummal. Az alaphegység az első törés tájékán 3000 m körüli mélységből a Mihályi—Répcelak vonal tájékán két lépcsőben 1500, ill. 1600 m mélységig emelkedik fel, majd kb. 2 km széles gerincet alkotva először erősebb, majd enyhébb dőléssel a II. mélyedés ÉNy-i szegélytörésénél újból a mélybe süllyed.

Ennek a törésnek a vonalában miocén-korabeli vulkánok sorozata húzódik, amely a Kárpátok belső vulkáni koszorújának folytatása lehet. Ezeket az eltemetett vulkánokat a földmágnességi mérések mutatták ki és közülük egyet a szanyi mélyfúrás igazolt.

A fedőhegység — sebesség szerinti tagozódásából következtetve — felső- és alsó-pannóniai, ezeknél fiatalabb korú kőzetekből és az előbbieken említett 4700 m/s szeizmikus sebességű rétegből, tehát feltehetőleg miocén (és eocén) üledékes kőzetből áll. Lehetséges az is, hogy a gerinc Ny-i oldalán ez a réteg miocén, a K-i oldalán pedig miocén és eocén képződmény, mert — mint említettük — a kettő között a sebességkülönbség igen csekély.

A szeizmikus mérésekből az is kitűnik, hogy ez a 4700 m/s sebességű képződmény vékony rétegben heborítja a paleozóos alaphegység gerincét is.

3. A II. mélyedéstől a Bakony hegységig terjedő rész

Az alaphegység ezen a részen már mezozoikum. Ez DK felé enyhe emelkedéssel húzódik Devecser—Pápakovácsi vonaláig, majd árkos szerkezetet mutatva végül a Bakony ÉNy-i oldalán a felszínre emelkedik.

A fedőösszlet — ismét a sebességviszonyokból következtetve — felső- és alsó-pannóniai (és ennél fiatalabb) üledékekből, továbbá miocén és eocén képződményekből áll, amelyek Devecser és Ajka között a felszínre is kibújnak.

A szeizmikus mérésekből egyértelműen nem állapítható meg, hogy az alaphegység felett van-e fiatalabb mezozoikum (kréta). Lehetséges, hogy a szeizmikus szelvényen 5400 m/s sebességgel jelentkező réteg nem triász dolomit, hanem kréta. Ez annál is inkább lehetséges, mert a Bakony-vonulat ÉNy-i szegélyén is, továbbá a Bakony DNy-i csapásában ismeretesek krétaképződmények.

Devecser környékén a legfelső (1800 m/s) réteg kivételével a fedőhegység valamennyi tagja szerkezeti zavartság nyomait viseli.

Ajka felé a pannóniai rétegek elég nyugodt településűek. Ez arra mutat, hogy a pannóniai emelet óta erős mozgások ezen a területen nem voltak.

Befejezés

A Kisalföldnek a fentiekben vázolt mélyszerkezeti képe jelentős fejlődést mutat a régebbi, főleg a szeizmikus mérések előtti elképzelésekhez képest. Ez a fejlődés elsősorban az alaphegységre értendő. Sikerült a kisalföldi alaphegység egy részének domborzatáról és mélységéről világos képet szerezni.

Sikerült a fedőhegységre vonatkozóan is számos felvilágosítást kapni. Bár a fedőhegység szeizmikus sebesség szerinti szétbontása nem jelent egyúttal földtani tagolást, a refrakciós sebességi határok mégis, bizonyos fokig, vonatkozásba hozhatók a fedőösszlet emelethatáiraival.

Nem kevésbé fontosak a mérési eljárásokra vonatkozó tapasztalatok. Megállapíthattuk azt, hogy a kisalföldi medence, de ezen túlmenően valójában a magyarországi üledékes medencék kutatására a reflexiós eljárás kevésbé alkalmas, mint a refrakciós eljárás. Ennek felismerése a további kutatások szempontjából, tudományos és gazdasági szempontból igen jelentős lehet.

IRODALOM

- [1] *Barthelms, A. J.*: Application of Continuous Profiling to Refraction Shooting. *Geophysics*, Vol. XI. No. 1. 1946. 24–42.
- [2] *Ádám Oszkár*: Jelentés az 1/V. szeizmikus csoport 1953. évi Mihályi–Pinnye–Vát területén végzett reflexiós szeizmikus méréseiről (Geofizikai Intézet).
- [3] *Ádám Oszkár*: Jelentés az 1953. évben Mihályi és Szany között végzett szeizmikus mérésekről (Geofizikai Intézet).
- [4] *Dix, Ch. H.*: *Seismic Prospecting for Oil*. New York, 1953.
- [5] *Erkel András*: Jelentés az 1957. évi kislépföldi tellurikus mérésekről (Geofizikai Intézet).
- [6] *Erős János*: Jelentés az I/4 sz. szeizmikus csoportnak 1956. évben végzett kísérleti korrelációs refrakciós méréseiről (Geofizikai Intézet).
- [7] *Facsinay László*: *Isostatic anomalies of Transdanubia (Hungary) according to the gravity meter measurements*. *Geofisica pura e applicata*. Milano, 1948.
- [8] *Gamburcev, G. A.*: A refraktált hullámok regisztrálásának korrelációs módszere. *Izv. AN SZSZSZR, Szer. Geogr. i geof.* VI. köt. 2. sz. 1942.
- [9] *Gamburcev, G. A.*: Korreljacionnij metod prelomlennih voln. *Moszkva, Izd. AN SZSZSZR*, 1952.
- [10] *Gillin–Alcock*: *The Correlation Refraction Method of Seismic Surveying*. *Geophysics*. XI. kötet 1. sz. 1946. jan. 43–51.
- [11] *Harris–Peabody*: *Refraction Exploration in West Texas*. *Geophysics*, XI. kötet, 1. sz. 1946. jan. 52–58. old.
- [12] *Holopainen, P. E.*: *On the gravity field and the isostatic structure of the Earth's crust in the East Alps*. *Isostatic Institute of the International Association of Geodesy Publication*. Helsinki, 1947.
- [13] *Jaskó Sándor*: Lepusztulás és üledékfelhalmozódás a kainozoikumban. *Földtani Közlöny*. 1947.
- [14] *Kántás Károly*: *Misure di magnetismo terrestre in Ungheria*. *Geofisica pura e applicata*. Vol. XIII. Fasc. 1–2. Milano, 1948.
- [15] *Lóczy Lajos*: *A magyar föld geológiai kialakulása és bányakincsei*. Búvár, 1938. Budapest.
- [16] *Nyitrai Tibor*: Jelentés az 1952. évben Vát–Szombathely körényékén végzett gravitációs mérésekről (Geofizikai Intézet).
- [17] *Oltay Károly*: *Les travaux de l'Institut Géodésique de Hongrie depuis 1930 jusque Juin 1933–1936*.
- [18] *Pethő Márton*: Jelentés az 1013. sz. szeizmikus csoport 1952. évben végzett mérési eredményeiről. (Geofizikai Intézet).
- [19] *Sterneck, R. von*: *Relative Schwerebestimmungen*. *Ausgeführt in den Jahren 1895–1896*.
- [20] *Scheffer Viktor–Kántás Károly*: *A Dunántúl regionális geofizikája*. *Földtani Közlöny* 1949. Budapest.
- [21] *Dr. Szádeczky-Kardos Elemér*: *Geologie der Rumpfungarlandischen Kleine Tiefebene*.
- [22] *Szénás György–Ottlik Péter*: Jelentés az I/1 sz. szeizmikus csoport 1957. évben végzett kísérleti fáziskorrelációs refrakciós méréseiről. (Geofizikai Intézet).
- [23] *Tanni L.*: *On the isostatic structure of the Earth's crust in the Carpathian countries and the related phenomena*. *Isostatic Institute of the International Association of Geodesy Publication*. No 11. Helsinki 1942.
- [24] *Vadász Elemér*: *Magyarország földtana*. 1953.
- [25] *Várnai László*: Jelentés az 5/54 sz. szeizmikus csoport kislépföldi regionális és Celldömölk környéki átnézetes kutató munkálatairól (K. K. F. V.)
- [26] *Vitális György*: *Magyarország földtana*.