

A MAGYAR ÁLLAMI
EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET

ÉVKÖNYVE

II. KÖTET

A GEOFIZIKAI TÉRKÉPEZÉS FÖLDTANI ALAPJAI MAGYARORSZÁGON

DR. SZÉNÁS GYÖRGY

a műszaki tudományok kandidátusa



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1965

A MAGYAR ÁLLAMI
EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET

ÉVKÖNYVE

II. KÖTET

A GEOFIZIKAI TÉRKÉPEZÉS FÖLDTANI ALAPJAI MAGYARORSZÁGON

DR. SZÉNÁS GYÖRGY

a műszaki tudományok kandidátusa



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1965

Felelős szerkesztő:

MÜLLER PÁL

Szerkesztő bizottság:

DR. BARTA GYÖRGY, DR. EGYED LÁSZLÓ, DR. KERTAI GYÖRGY,
DR. OSZLACZKY SZILÁRD, PINTÉR ANNA, POSGAY KÁROLY,
RÁDLER BÉLA, DR. SEBESTYÉN KÁROLY

Lektorok:

ÁDÁM OSZKÁR, DR. BALOGH KÁLMÁN,
DR. JÁMBOR ÁRON, POSGAY KÁROLY

Szerkesztő:

DR. SZÉNÁS GYÖRGY

ETO: 550.83:912 (439) (058)

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ
ГЕОФИЗИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ
В ВЕНГРИИ**

**THE GEOLOGICAL ESTABLISHMENT OF
THE GEOPHYSICAL MAPPING OF HUNGARY**

TARTALOM

<i>Előszó</i>	7
1 <i>Alapfogalmak</i>	9
2 <i>A hazai kéregrészt felső részének felépítésében részt vevő szerkezeti egységek; a tektonikai emeletek</i>	15
3 <i>Magyarország földtani felépítésének sajátosságai a geofizikai módszerek alkalmazása szempontjából</i>	23
31 <i>A fiatal harmadkori köztes medence elemzése geofizikai szempontból</i>	24
32 <i>A fiatal harmadkori köztes medence helye a földkéreg nagyszerkezeti egységei (földtani tájtípusai) között.</i>	26
33 <i>A magyarországi hegységek típusai geofizikai szempontból</i>	28
34 <i>A hazai ásványi nyersanyagtelepek geofizikai modellje</i>	30
34.1 <i>Medencealjzathoz kapcsolódó ásványi nyersanyagtelepek</i>	30
34.2 <i>A medenceüledékösszlethez kapcsolódó ásványi nyersanyagtelepek.</i>	32
4 <i>A klasszikus geofizikai kutatómódszerek alkalmazásának különleges hazai vonatkozásai.</i>	33
41 <i>A gravitációs módszer.</i>	33
41.1 <i>A gravitációs értelmezés problémái síkvidéken</i>	35
41.2 <i>A gravitációs értelmezés problémái hegyvidéken.</i>	38
42 <i>A földmágneses módszer.</i>	39
42.1 <i>A földmágneses értelmezés problémái síkvidéken</i>	43
42.2 <i>A földmágneses értelmezés problémái hegyvidéken.</i>	44
43 <i>A geoelektromos módszer</i>	45
43.1 <i>A geoelektromos módszer alkalmazása síkvidéken</i>	47
43.2 <i>A geoelektromos módszer alkalmazása hegyvidéken</i>	48
44 <i>A szeizmikus módszer</i>	49
44.1 <i>A szeizmikus módszer alkalmazása síkvidéken</i>	51
44.2 <i>A szeizmikus módszer alkalmazása hegyvidéken</i>	54
5 <i>A hazai földtani tájegységek (hegységeink és medencealakulataink) fizikai paramétereit és geofizikai modellje</i>	57
51 <i>A medencealjzat fedetlen részeinek (a kibúvásoknak) peremei és a vulkáni hegységek</i>	58
51.1 <i>A Mecsek- és a Villányi-hegység</i>	58
<i>A tájegység gravitációs arculata</i>	63
<i>A tájegység földmágneses arculata</i>	67
<i>A tájegység szeizmikus arculata</i>	69
<i>A tájegység geoelektromos arculata</i>	71
51.2 <i>A nyugati határrögök területe (a Vashegy, a Kőszegi- és a Soproni-hegység, a Kis-Alföld Ny-i része)</i>	73

51.3	A Dunántúli-Középhegység	78
	A Bakony-hegység és a Balaton – Velencei paleozóos (kristályos) vonulat.	78
	A Vértes-hegység.	86
	A Gerecse-hegység	88
	A Buda – Pilisi-hegység	92
	A Dunazug-hegység	93
51.4	Észak-Magyarország	94
	A Börzsöny-hegység és a Dunabalszántói triászrögök	94
	A Cserhát – Mátra-hegység	95
	A Bükk-hegység	101
	Az Uppony – Szendrő – Rudabányai-hegység és a Gömöri karszt magyarországi (aggteleki) nyúlványa	103
51.5	A Zempléni hegység (dombvidék) és a Tokaj – Szalánci hegység	108
52	Az Alföld	115
	Az Alföld gravitációs arculata	123
	Az Alföld földmágneses arculata	124
	Az Alföld szeizmikus arculata	125
	A „néma zóna” probléma	132
	Az Alföld geoelektromos arculata	134
	<i>Zárószó</i>	135
	<i>Irodalom</i>	137
	Геологические основы геофизического картирования в Венгрии	143
	The Geological Establishment of the Geophysical Mapping in Hungary	157

ELŐSZÓ

Eötvös Loránd 1901-ben elmondott akadémiai elnöki megnyitó beszédében először hangsúlyozta az ország sokoldalú, rendszeres geofizikai kutatásának szükségességét. 1955-ben tette magáévá ezt a gondolatot a Földtani Tanács és 1958-ban a Tudományos és Felsőoktatási Tanács. Az ország rendszeres és átfogó geofizikai térképezése ténylegesen 1964-ben indult meg: egyelőre az Alföldön és Észak-Magyarországon. A rendszeres geofizikai térképezésben oroszlánrésze van a négy – immár klasszikusnak tekinthető – felszíni geofizikai módszernek: a gravitációs, a földmágneses, a szeizmikus és a geoelektromos módszernek. Ebben a tanulmányban ezek szempontjából vizsgáljuk Magyarország geofizikai földtanát.

Azokról az adatokról, és a fogalmak fejlődésének azokról az állomásairól adunk most számot, amelyeket az elmúlt másfél évtized nem mindig rendszeres, de bőséges kutatásai eredményeztek. Az elkövetkező évtizedek rendszeres térképezésének akarunk alapot nyújtani e tanulmánnyal.

A témát a szakmai élet reális szükségletei hozták előtérbe. Ma is vannak még tisztázásra szoruló fogalmak. Amikor azonban egy kettős tudományterületet érintő kutatási ág fogalmait akarjuk tisztázni, elkerülhetetlen bizonyos alapgfogalmak ismertetése. Szolgáljon mentségül, hogy amit az egyik területet képviselő olvasó természetesnek, vagy közhelyszerűnek tart, a másik terület képviselője biztosan nem véli annak.

A geofizikai kutatási eredmények a földtani összefüggésekkel olyan viszonyban vannak, mint a jelenség a lényeggel. Elrejtett lényegre – és a földtani összefüggések többnyire ilyenek – csak a jelenségek helyes csoportosításával (értelmezésével) következtethetünk.

A tanulmány legfontosabb célja a geofizikai kutatások földtani alapjainak megvilágítása. A szerző azonban reméli, hogy ezzel együtt sikerült megvilágítania azt, hogy a földtani kutatások számára a geofizikai kutatásoknak „fenomenológiai” jelentősége van.

I ALAPFOGALMAK

Az alkalmazott geofizika a földtani kutatásnak korszerű, műszerezett eszköze. A geofizikai módszereket akkor használhatjuk fel sokoldalúan, és akkor várhatjuk a geofizikai kutatástól a legtöbb adatot, ha tisztázzuk az egyes geofizikai módszerek földtani felbontóképességét, a geofizikai módszerek alkalmazását mennyiségileg és minőségileg befolyásoló földtani tényezőket és ha ezek ismeretében helyesen határozzuk meg a geofizikai kutatástól várt felvilágosítást; röviden: ha helyesen tűzzük ki a geofizikai kutatás céljait.

Négy alapvető geofizikai módszer szempontjából kell kiválasztani azokat a földtani tényezőket, amelyek egyik vagy másik, vagy valamennyi módszer alkalmazását és értelmezését befolyásolják. Ez a négy alapvető módszer: a gravitációs, a földmágneses, a geoelektromos és a szeizmikus módszer. A négy módszert a földtannak nem ugyanazok a fejezetei érintik.

A gravitációs módszer például a kőzetsűrűségkülönbségek mérésén alapszik. Azok a földtani tényezők, amelyek a kőzetsűrűséget, azaz a kőzetek térfogatsúlyát befolyásolják, a magmás működés, az üledékképződés, a szerkezeti változások és a mindezek időbeli egymásutánját tanító földtörténet körébe tartoznak.

A földmágneses módszer a kőzetek fajlagos mágnesezhetőségében (mágneses szuszeptibilitásában) felismerhető különbségeknek a kutatásán alapszik; a földmágneses kutatómódszer tehát a földtan hatalmas birodalmából döntő mértékben az ásvány-kőzettanra támaszkodik. Minthogy — a tapasztalat szerint — a földkéreg felső részében előforduló kőzetek (nem ásványok és nem ércek) közül a magmás, mégpedig a kiömlési magmás kőzetek a legmágnesezhetőbbek, a földmágneses kutatómódszer a vulkanológia területén is a földtanban gyökeredzik. A paleomágnesség pedig a földtörténettel van kétoldalú kapcsolatban: egyrészt ismeretét feltételezi, másrészt adatokat szolgáltat számára.

A geoelektromos módszernek az a válfaja, amely hazánkban a geoelektromos módszer összes lehetséges válfajai közül a legnagyobb szerepet játssza, vagyis az ún. geoelektromos komplexus (a tellurikus eljárás és a fajlagos ellenállásmérésen alapuló vertikális elektromos szondázás), a kőzetek fajlagos ellenállásában mutatkozó különbségeket használja fel. Azok a földtani tényezők, amelyek a kőzetek fajlagos ellenállásában hoznak létre különbségeket, elsősorban az üledékképződés fogalomkörébe tartoznak, de az üledékes és a magmás kőzetek érintkezése, a kőzetek térbeli elhelyezkedése (tektonika), a kőzetek folyadéktartalma (hidrogeológia) is jelentős földtani tényezői a geoelektromos kutatásnak.

A szeizmikus módszert a Föld mélyében levő olyan határfelületek kutatására alkalmazzák, amelyek egymástól terjedési (szeizmikus) sebességben vagy hullámellenállásban eltérő nagyobb kőzettömegeket (rétegeket, összeteket) választanak el. Azok a földtani tényezők, amelyek ilyen felületeket hoznak létre, elsősorban az üledékképződés körébe tartoznak; a szeizmikus sebesség és a hullámellenállás különféle értékeivel jellemzett képződmények térbeli elhelyezkedése azonban nagymértékben függvénye tektonikai folyamatoknak is. A kőzetnek a különféle folyamatokban kialakult sajátos fáciesét a kőzetten írja le, tehát a szeizmikus kutatómódszer sem nélkülözheti a kőzettani, főleg üledékkőzettani ismereteket.

A geofizikai kutatómódszerek összefüggését a földtan egyes ágaival itt most részletesen nem világítjuk meg. A tanulmány ugyanis éppen arra törekszik, hogy a hazai kőzetek és földtani alakulatok konkrét elemzésével a geofizikai kutatást a földtan szemléleti világába ágyazza, tehát a későbbiek során végezzük el ezt a munkát két oldalról is: a geofizikai módszerek oldaláról és a földtan oldaláról egyaránt.

Most ellenben tisztázunk néhány alapfogalmat, amelyek állandóan használatosak és téves vagy nem szabatos használatuk sok zavart okoz.

* * *

A geofizikai kutatás mindig valamilyen elfedett földtani alakulat felkutatására irányul. Nyilvánvaló, hogy érdeklődésre tart számot 1. az eltakaró (fedő) alakulat, 2. az eltakarás módja és 3. az eltakart alakulat. Ebben a sorrendben vizsgáljuk meg a rendszerint hibásan használt elemi fogalmakat.

Ha egy kőzet vagy kőzetösszetlet egy másik kőzetet vagy kőzetösszetletet fed, akkor a geofizikus általában „két réteg”-ről beszél, tekintet nélkül a két „réteg” eredetére. A *réteg* szoros értelemben véve csak üledékes kőzet megjelenési formája lehet, mert elsődleges rétegezettséget általában az ülepedés körülményeinek megváltozása hoz létre. Réteg az üledékes kőzetnek az a – két nagyjából párhuzamos síklappal határolt – része, amelyen belül a kőzet valamilyen (öslénytani, kőzettani) vagy minden szempontból egynemű. Ha egy képződményben a szeizmikus sebesség (hullámellenállás), a fajlagos ellenállás vagy a sűrűség megváltozik, szeizmikus, geoelektromos vagy gravitációs rétegről beszélhetünk (a mágneses testeknél, részben képződésüknek többnyire magmás volta, részben pedig a réteg közismert alakjától általában eltérő térbeli megjelenésük miatt a réteg fogalmat rendszerint nem használják).

A geofizikai értelemben vett réteg határának megvonása nyilvánvalóan attól függ, hogy mit tekintünk a fizikai állandó megváltozásának; vagyis a geofizikai réteg fogalma függ a geofizikai módszerek felbontó képességétől. Ebből az következik, hogy a geofizikai értelemben vett réteg általában nem azonos a földtani értelemben vett réteggel. A földtani valóságban ugyanis a réteg vastagsága akármilyen csekély lehet (pl. diatomit), egy szeizmikus réteg ellenben nem lehet vékonyabb az adott eljárás mellett gerjesztett hullám hosszának egytizedénél.

A kutatók törekvése az, hogy a két fogalom fedje egymást. Ez a követelmény azonban csak réteggösszetlet méreteiben teljesül.

Minthogy a geofizikai kutatást elszenvető kőzet vagy kőzetkomplexus számos esetben nem üledékes eredetű, a réteg szót – általános értelemben – célszerű a „képződmény” szóval helyettesíteni. Üledékes kőzetösszleteknél a réteggösszlet, a konkrét rétegeknél a réteg szó használata indokolt.

Az üledékes képződmény, amely lehet réteg vagy réteggösszlet, a fekvő képződményre *konkordánsan* vagy *diszkordánsan* települ. A konkordancia nem párhuzamosságot jelent, hanem üledékfolytonosságot, de ez általában párhuzamossággal párosul. A *diszkordancia* pedig nem szögeltérést jelent, hanem üledékhézagot. Ez valóban gyakran szögeltéréssel párosul; ilyenkor szögdiszkordanciának nevezik. A szögeltérés nélküli üledékhézag neve: *parallel diszkordancia*.

A diszkordáns képződményhatár hazánkban gyakorta jó geofizikai vezérszint, a konkordáns képződményhatár geofizikai kutatásra – ha csak nem jelent egyszersmind nagy kőzettani különbséget is – általában kedvezőtlen, mert rajta a fizikai jellemzők nem vagy nem ugrásszerűen változnak.

A képződmények konkordáns vagy diszkordáns érintkezése rendszerint közel áll a vízszinteshez, de attól erősen eltérő is lehet. Vannak azonban olyan képződményérintkezések is, amelyek sem nem konkordánsak, sem pedig nem diszkordánsak, és a vízszinteshez sem állnak közel. Ilyenek a *tektonikus érintkezések*. Tektonikán itt csak *töréses* tektonikát érthetünk. *Gyűrődés* ugyanis csak akkor hozhat érintkezésbe egymással addig nem érintkező kőzeteket, ha a redő átbukik és a gyűrődés áttolódásig vagy pikkelyeződésig fajul. Az utóbbiak elnyíródási felületei lényegileg ugyancsak törési síkok. Ezek keletkezése kompressziós erőhatásra vezethető vissza. A törések másik fajtája viszont tágulás eredménye. Ezek a tulajdonképpeni vetődések.

A tektonizmus ilyen vagy amolyan voltát geofizikai módszerrel meghatározni rendszerint nem lehet (kivéve – némelykor – a szeizmikus reflexiók eljárást). Geofizikai módszerrel általában csak azt lehet kimutatni, hogy egy bizonyos nyomon követett képződmény felszíne a kutató szelvény mentén lejjebb vagy feljebb kerül. Ez azonban – vastagabb összletnél – akár eróziótól is származhatik. Szerencsére az eróziót hazánkban meglehetősen a tektonika vezérli és valószínűleg korábbi ősföldrajzi körülmények között (az eltakart eróziós felületek kialakításában) is ez vezérelte.

A fentiek értelmében valamely geofizikai szelvény azonosított szintjének (pl. harmadkori medencéink szeizmikus refrakciós eljárással kimutatott aljzatának) egyenetlenségeit tektonikailag létrehozott egyenetlenségnek csak *közvetve* szabad tekinteni; az egyenetlenség függőlegesen vetített méretét csak bizonyos esetekben szabad vetőmagasságnak tekinteni. A pozitív formaelemeket harmadkori medencéink aljzatában általában nem nevezhetjük antiklinálisnak. Ezek vagy sasbércek, vagy a lepusztulás által kipreparált pozitív térszíni elemek. A negatív formaelemek pedig általában nem szinklinálisok, hanem árkok, vagy az erózió által kipreparált térszíni mélyedések.

A magyarországi harmadkori medencék aljzatának morfológiáját a legutóbbi színorogén mozgások töréses tektonikája alakította ki. Harmadkori medencéink aljzatának törései rendszerint idősebbek a medenceüledékösszlet legidősebb tagjánál, igen mélyre nyúlnak; némelyikük azonban a harmadkori medenceüledékösszlet kialakulása óta már többször is felújult. Emellett vannak kifejezetten harmadkori törések is, amelyek természetesen a harmadkor

előtti aljzatban is folytatódnak. Mindezt azért kell hangsúlyozni, mert szeizmikus és geoelektromos szelvényeken gyakran láthatunk hatalmas töréseket a harmadkori összletben, alattuk pedig a medencealjzatot olyan simának ábrázolják, mint az asztallap. Ez, a fentiek értelmében, tektonikai abszurdum. A nyílt medence plasztikus fiatal harmadkori összletében viszont a törések elhanyagolhatók. Méretük (magasságuk) rendszerint a felbontóképességen belül van.

A réteg definíciójának értelmében a hazánkból ismert üledékes kőzetek számos rétegből állanak. Van azonban két alapvető képződménykomplexus (összlet), amelyeknek — bár számos réteget foglalnak magukban — egyedileg is önálló szerepük van. Ez a két komplexus: a harmadkori medencéket kitöltő üledékes kőzetösszlet vagy *medenceüledékösszlet*; és a harmadkori medencék aljzatát felépítő összlet, mint egész: a *medencealjzat* (= paleozóos vagy mezozóos „alaphegység”).

Az alapvető modell, amellyel a geofizikai kutatás a nagy medencékben is, és a hegyvidékek fedőhegységi jellegű kis medencéiben is találkozik, maga a *medence*. Ennek lényeges eleme a medence harmadkornál idősebb aljzata, és a rá diszkordánsan települő harmadkori üledékes kőzetek sora. Fizikailag: nagy sűrűségű, nagy fajlagos ellenállású, nagy szeizmikus sebességű egyenetlen felületen (ahol a fizikai állandók értékei lefelé ugrásszerűen növekszenek) kisebb sűrűségű, nagyságrenddel kisebb fajlagos ellenállású, kisebb szeizmikus sebességű kőzetek települnek. A diszkordancia tehát — elvileg — a fizikai állandók értékének¹ ugrásszerű (25–50%-os, sőt esetleg nagyságrendnyi) növekedését jelenti.

Hátra van ezek után az eltakart objektum alapvető geofizikai földtana.

Már eddig is többször használtuk a „harmadkori medence aljzata” kifejezést. Ez a fogalom jólismert, sőt önmagát magyarázza, mégis hangsúlyozzuk, hogy ezen azt a harmadkornál idősebb, változatos tektonikájú, kőzettani és rétegtani összetételű, tagolt domborzatú, konszolidált kőzetösszletet értjük, amelyre a Magyar medence és a helyi medencék harmadkori képződményei települnek.

A medencealjzat földtani és geofizikai szempontból egyaránt diszkordanciaszint. Mint rétegtani határfelület sajátos. A harmadkori medence aljzata ugyanis a legváltozatosabb kőzetekből áll, a gránittól a mészkőig, a prekambriumi képződményektől a jura-kréta képződményekig. Ősi gyűrődés és fiatal töréses tektonika egyaránt rajta hagyta nyomát ezen az összleten. Ennek a rendkívül heterogén összletnek három lényeges közös sajátossága van:

1. bármily heterogén is korban, a harmadkornál idősebb;
2. bármily heterogén kőzettanilag, fizikai állandóinak értékei egymáshoz közel esnek;
3. bármily tektonikai változatosság jellemzi is belső szerkezetét, teteje, domborzata egységesen a harmadkori, csaknem vízszintes üledékek települési helyéül szolgál.

Ezek a tényezők szabják meg ennek a szintnek fontos — a hazánkban felismerhető szintekéiből kiemelkedő fontosságú — geofizikai szerepét.

¹ A mágneses szuszceptibilitás ebből a szempontból nem jön tekintetbe.

Sajátos módon a harmadkori medence aljzatát (a következőkben a rövidség kedvéért mindig *medencealjzat*) a földtani irodalomban és ennek nyomán a geofizikai irodalomban, jelentésekben gyakran *alaphegységnek* nevezik.

Ez önmagában nem okozna zavart. A szovjet, az amerikai és általában a nyugati szakirodalomban azonban az „alaphegység” fogalomnak egészen más tartalma van: alaphegységen kizárólag a helyi üledékképződés legalsó határát, az ópaleozóos vagy prekambriumi átalakult, kristályos összletet értik. Nyilvánvaló, hogy ha ennek paramétereit a magyar harmadkori medence aljzatára akarnánk rákényszeríteni, abból félreértések és tévedések származnának.

Vadász (1960) az alaphegységen belül paleozóos és mezozóos alaphegységet különböztet meg. Mivel a magyar medencének is van valódi kristályos alaphegysége, a továbbiakban alaphegységen az ópaleozóos, prekambriumi kristályos alaphegységet értjük, fizikailag indokolt esetekben némi fogalomkiterjesztéssel (pl. alsó karbon). A harmadkori medencék aljzatát pedig, amely – mint ilyen – rendkívül fontos geofizikai vezérobjektum, medencealjzatnak nevezzük.

A medencealjzat – mint említettük – diszkordanciaszint és a fizikai jellemzők értéke ugrásszerűen változik (növekszik) rajta. Ez az állítás azonban csak első közelítésben igaz. Azokat a sajátos tényezőket, amelyek ezt az állítást gyengítik, az 52. fejezetben részletesen elemezzük. Most csak annyit hangsúlyozunk, hogy a szeizmikus vagy geoelektromos kutatással kimutatható legalsó szint nem mindig esik pontosan egybe a medencealjzattal. Hol egy-egy fiatalabb képződménynek van olyan fizikai fáciése, hogy már a medencealjzathoz hasonlóan viselkedik, hol pedig a medencealjzatot alkotó képződmények egyike-másika olvad bele fizikailag a medenceüledékösszletbe.

Ezért szokásos – és nem is kifogásolható – geoelektromos aljzatról vagy szeizmikus aljzatról beszélni, amelyről esetenként, az értelmezés során, kell eldönteni, hogy a tényleges medencealjzattal milyen viszonyban van.

A szélteben használatos „alapkőzet” kifejezésnek azonban geofizikai értelme nincs. Nyilvánvaló, hogy a medencealjzat kőzetekből áll, de az is nyilvánvaló, hogy a geofizikai kutatás szokásos dimenziói mellett sohasem egyetlen kőzetből.

A geofizikai kutatást nálunk szerkezetkutatásnak is szokták nevezni. Ez nem mindig helyes, mert hazánkban a geofizikai kutatás leggyakrabban a medencealjzatról nyújt adatokat, de nem annak szerkezetéről, hanem felszínének domborzatáról. Tektonikai értelemben vett bonyolultabb szerkezeti elemek a magyar medencében leginkább a medencealjzat alatt lehetségesek. Ilyenekről azonban az aljzat nagy sűrűségkontrasztja, végtelen ellenállása, nagy sebességkontrasztja és nagy reflexiós indexe, valamint az aljzat alatt feltételezhető szerkezetek bonyolultsága miatt, egyelőre kevés adatunk van (*flis* jellegű összlet Szolnok környékén).

A hegyvidéki paleogén medencékben a medencealjzat domborzata töréses szerkezetét nagymértékben tükrözi.

Vannak ezenkívül ún. álboltozatok, települési (tehát nem valódi) szerkezetek a harmadkori összletben. Ezek úgy jöttek létre, hogy a harmadkori üledékek ülepedésük alkalmával felvették a medencealjzat domborzati formáit (negatív lenyomatát). Az így létrejött szerkezetek álszerkezetek, mert

nem orokinetikus úton, horizontális nyomóerő hatására, térrövidüléssel keletkeztek (bár kőolajgeológusok ilyeneket is feltételeznek a DNy-dunántúli 4–5 km vastag neogénnel feltöltött medencében). Külső megjelenésüket tekintve, hajlott formaelemek. Eredeti élességüket fokozhatja a magjukban levő aljzat pozitív mozgása és a differenciált tömörödés.

Az a tény, hogy az előzőkben csak geoelektromos és szeizmikus aljzatról történt említés, rávilágít a geofizikai módszerek egy sajátos felosztási lehetőségére. Míg a szeizmikus és geoelektromos módszer általában valamely nagy terjedelmű képződmény mélységének, térbeli elhelyezkedésének meghatározására alkalmas, addig a földmágneses és gravitációs módszer rendszerint minőségi képet ad a hatáskörébe eső fizikai állandó térbeli eloszlásáról (a minőségi kép mennyiségivé fejlesztése nem lehetetlen, de nehézkes és önmagában bizonytalan, többértelmű).

A földmágneses és gravitációs módszer a Föld természetes erőterének változásait, anomáliáit használja fel következtetéseire; a szeizmikus és geoelektromos módszer pedig rendszerint (de nem feltétlenül) mesterséges, gerjesztett erőter változásait vizsgálja.

Ennek megfelelően úgy véljük, jogos a klasszikus geofizikai módszereket első közelítésben két nagy csoportra:

1. az erőtérmérő vagy kvalitatív módszerek és
2. a mélységmérő vagy dimenziómeghatározó módszerek csoportjára osztani.

2 A HAZAI KÉREGRÉSZ FELSŐ RÉSZÉNEK FELÉPÍTÉSÉBEN RÉSzt VEVŐ SZERKEZETI EGYSÉGEK: A TEKTONIKAI EMELETEK

Már említettük, hogy az alaphegység, medencealjzat stb. fogalmak következetlen használata zavart okoz. A következőkben ezért egy látszólag bonyolultabb, valójában azonban sokkal egyszerűbb, exakt és a félreértések lehetőségét kizáró fogalomrendszert használunk: a *tektonikai emelet* fogalomrendszerét.

Tektonikai emelet az a kőzetösszetétel, amely egy teljes kőzetképződési ciklust foglal magában; rétegtani értelemben alul is, felül is jelentős diszkordanciát kiváltó tektonikai fázis határolja; kiterjedése országos, vagy legalábbis tájegységi.

Hazánk tájegységeit az 1. ábrán mutatjuk be. A tájegységeket nagyrészt maga a természet jelölte ki. Ezt a tektonikai emeletek tájegységről-tájegységre változó sora és összetétele is bizonyítja. Valamennyi tájegységet tekintve, hazánkban összesen hét tektonikai emelet különböztethető meg (2. ábra). Ezek a következők:

I. Tektonikai emelet. Prekambriumi kata- és mezozónás átalakult kőzetek, migmatitos gránitok összlete. Jelenléte valamennyi hazai tájegységen feltételezhető, az 1., 2., 5. és 6., tájegységen bizonyított. Kőzetei nagy sűrűségűek ($\sigma \approx 3,0 \text{ g/cm}^3$)*², végtelen fajlagos ellenállásúaknak tekinthetők, szeizmikus sebességük többnyire meghaladja az 5000 m/s-ot. Szerpentinites, amfibolitos pásztái erősen mágnesesek, általában indukált mágnesezettséggel ($Q = 0$).

Tektonikai arculata ősi gyűrődésre vall, rétegzettsége másodlagos (palás), a vízszintestől nagyon eltérő, meredek állású. Mélysége a felszíntől több kilométerig változhatik; felette valamennyi fiatalabb tektonikai emelet képződményei külön-külön és együttesen is települhetnek.

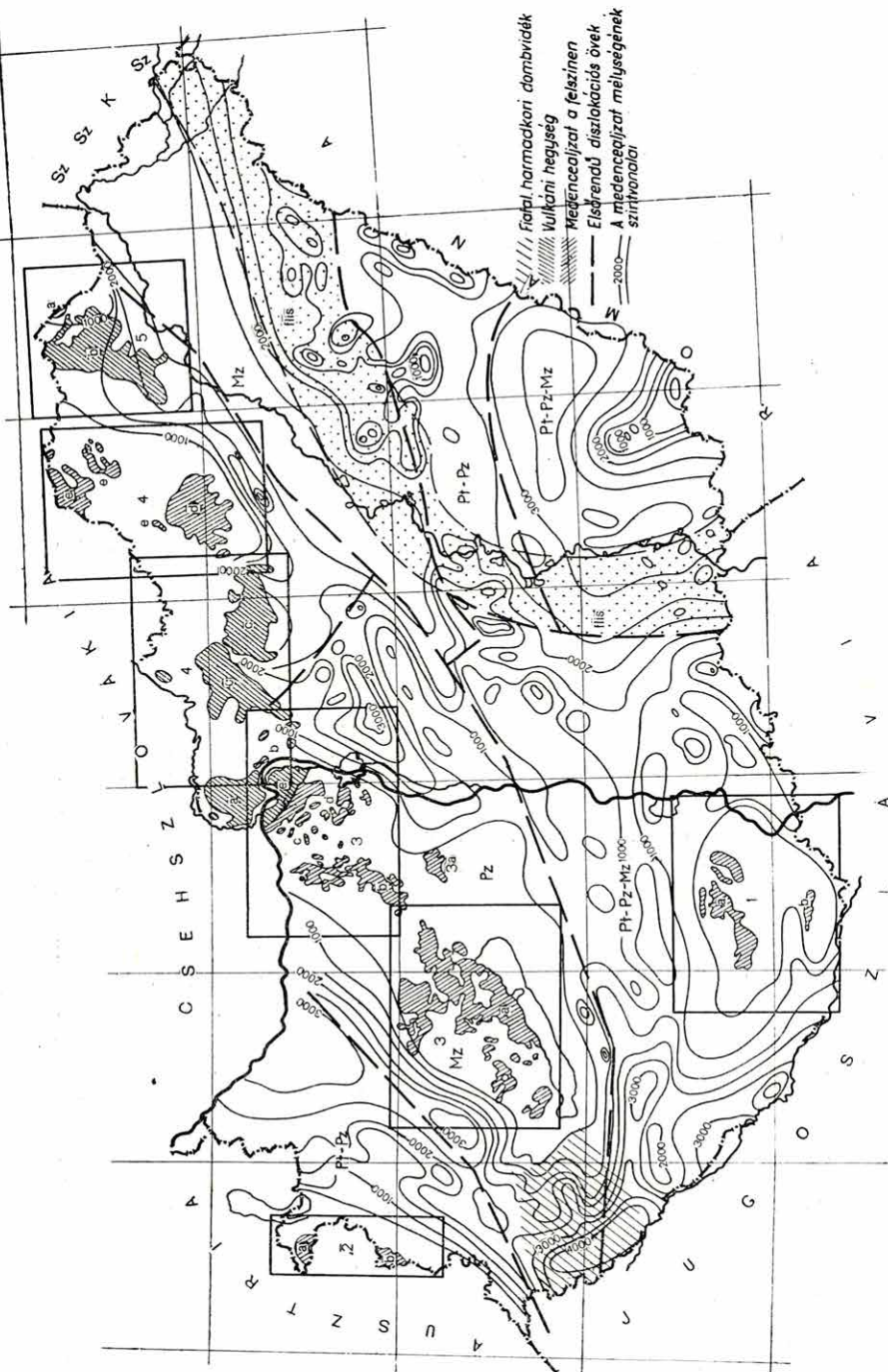
Felszíne eróziós diszkordanciaszint, domborzata belső szerkezetével rendszerint nincs, vagy nem észrevehető módon van összefüggésben.

II. Tektonikai emelet. Általában ópaleozóos fillitek, mészfilitiek, palák, homokkövek és mészkövek tartoznak ennek az emeletnek az összetételébe. Észak-Magyarország kivétel, mert itt az alsó-karbons is ebbe az emeletbe kell sorolnunk. Az Alföldön ez a tektonikai emelet egyelőre ismeretlen (irodalmi adatunk nincs).

Fizikai állandói nagymértékben hasonlóak az I. tektonikai emeletéihez. A legfontosabb különbség az, hogy a fillitfajták sűrűsége és szeizmikus sebessége valamivel kisebb ($\sigma \approx 2,5 - 3,0 \text{ g/cm}^3$, $V \approx 4300 - 5800 \text{ m/s}$), és az egész összlet általában nem mágnesezhető.

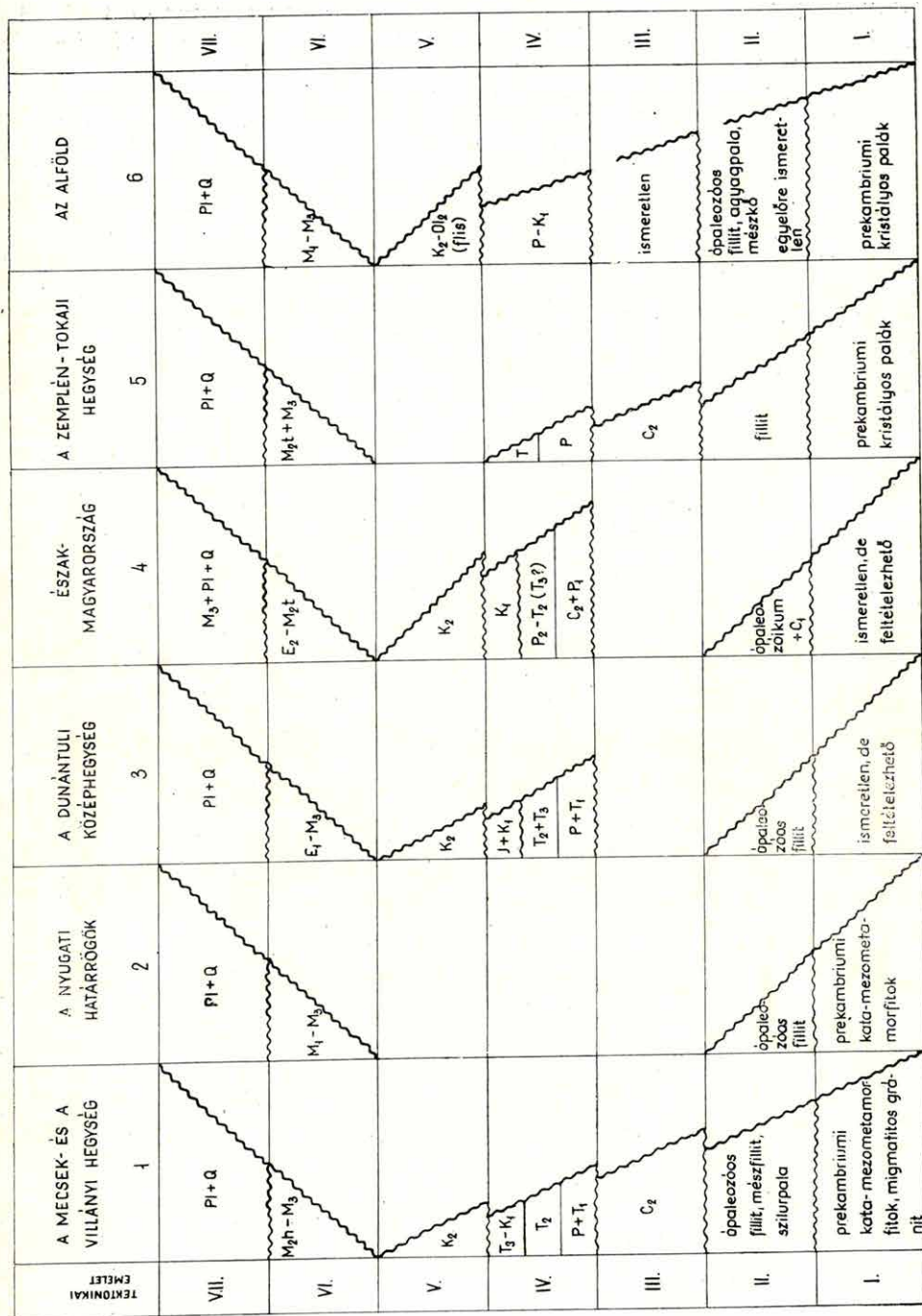
Szerkezete gyűrűt. Domborzata eróziós (nem ősi szerkezete, hanem a fiatalabb töréses tektonika determinálta), belső (gyűrűt) szerkezetével nem

* A tanulmányban közölt fizikai állandók terepi és laboratóriumi mérésekből, fúróluk-szelvényezésekből, valamint irodalmi adatok felhasználásával végzett becslésből származnak.



I. ábra. A magyarországi földtani tájegységek; a medencealjazat fő szerkezeti elemei, Kertai – Kőrössy szerint
 1a. A Mezők hegység, — b. A Villányi hegység, — 2a. A Soproni hegység, — b. A Kőszegi hegység és a Vashegy, — 3a. A Bakony hegység és a Balaton – Velencei
 páloszós (Eristályos) komolát, — b. A Véres hegység, — c. A Gerecs hegység, — d. A Buda – Pécsi hegység, — e. A Dunaszeg hegység, — 4a. A Börzsöny, — b. A Duna-
 balpartú trüsztrögök, — c. A Cserhát – Mátra hegység, — d. A Bükk hegység, — e. Az Uppony – Szentlőrinc – Rudabányai hegység és a Gömöri
 karszt magyarországi nyúlványa, — 5a. A Zempléni hegység, — b. A Tokaj – Szalónai hegység

Фиг. 1 Геологические регионы Венгрии; основные тектонические элементы основания неогенового бассейна по Кертай-Корёши.
 Fig. 1. The natural geological units (regions) of Hungary; the main tectonical elements of the
 floor of the Neogene basin, after Kertai – Kőrössy



2. ábra. A magyarországi tektonikai emeleték - Fig. 2. Тектонические фазы Венгрии - Fig. 2. The Tectonical Stages of Hungary

észrevehető módon van összefüggésben. Mélysége zérus méter és több kilométer között változhatik. Felet te valamennyi nála fiatalabb tektonikai emelet külön-külön vagy együttesen megtalálható. A magyar medencében az I. tektonikai emelettel együtt, közösen alkotja a paleozoós *alaphegységet* és a medence tekintélyes részén a harmadkori medence közvetlen aljzatát.

A *III. tektonikai emelet* lényegében a felső-karbondat foglalja magában. Az 1., a 4. és az 5. tájegységen ismeretes; az Alföld medencealjzatában feltételezhető. Kőzetei többnyire palásak. Szerkezetüket a variszkuszi gyűrődés hozta létre. Kivétel a Bükk hegység, amelynek felső karbonja biztosan együtt gyűrődött a perm-mezozoikummal, tehát az alpesi gyűrődés terméke.

Fizikai állandói a következők: sűrűsége a $3,0 \text{ g/cm}^3$ -t is elérheti; szeizikus sebessége közelebb van a 6000 m/s -hoz, mint az 5000 m/s -hoz. Fajlagos ellenállása elvben végtelen; az 5. tájegységen sajátos módon -- talán grafitos vagy antracitos összetevők miatt -- csekély. Mágneses szuszceptibilitása elhanyagolható.

Szerkezete gyűrt, felszíne eróziós; mélysége zérus méter és többszáz méter között változhatik.

A *IV. tektonikai emelet* azt a nagy üledékképződési ciklust foglalja magában, amely az alsó-permi szárazföldi időszaktól kezdve -- helyi megszakításokkal -- lényegében az alsó kréta végéig tartott. A 2. kivételével valamennyi tájegységen megtalálható.

A IV. tektonikai emelet nagy földtörténeti tartománya és a fiatal tektonikai mozgások megindulásának viszonylagos élénksége okozta azt, hogy ez a tektonikai emelet rendkívül heterogén. Olyan tömören, mint a korábbi emeleteket, nem jellemezhetjük. Ezért részletesen a tájegységek leírásakor ismertetjük. Itt csak annyit jegyzünk meg, hogy kőzetei az üledékes kőzetek teljes tartományát képviselik, magmás kőzeteit pedig a bázisos eruptívumok túlsúlya jellemzi.

Szerkezete töréses és töréses-gyűrt. Felszínének domborzata sokkal inkább összefügg saját töréses szerkezetével, mint az előző emeleteké. Ismeretes a felszínen, de bármelyik tagja több ezer méteres mélységbe is süllyedhet. Az a mód, ahogyan az egész összlet elődeit borítja, ahogyan tagjai egymást fedik, és ahogyan az egész összletet fiatalabb emeletek fedik, kiolvasható a 2. ábrából.

Enyhén gyűrt, pikkelyezett (emellett a harmadkorban összetöredezett) szerkezetéből következik, hogy kőzetei, rétegei, határfelületei általában közelebb állnak a vízszinteshez, mint a korábbi emeletekéi. Ez főleg a Dunántúli Középhegységre érvényes; a többi (pl. Mecsek-Villányi hegység, Bükk hegység) perm-mezozoós rétegei erősebben gyűrtek, sőt meredek állásúak.

Általánosságban megjegyezzük, hogy a IV. tektonikai emelet fizikai állandóinak átlagos értéke alacsonyabb, mint az idősebb tektonikai emeleteké, -- kivéve a triász mészköveket és dolomitokat. Utóbbiak ugyanis -- akár a mecseki vagy bükki típusú középső triászt, akár a középhegységi triász karbonátos összleteket tekintjük -- hazánk legnagyobb sűrűségű, fajlagos ellenállású és szeizikus sebességű kőzetei közé tartoznak ($\sigma \approx 2,6 - 3,0 \text{ g/cm}^3$, $\rho \approx \infty$, $V > 5000 \text{ m/s}$). Mágneses szuszceptibilitást ebben a tektonikai emeletben, főleg a krétakori diabázjellegű kőzetekhez rendelhetünk. A mágnesezettség túlnyomórészben remanens.

Az *V. tektonikai emelet* a felső-kréta. A 2. és az 5. tájegységen hiányzik, a 6. tájegységen (az Alföldön) sajátos, ún. fliskifejlődésben olvad bele a paleogénbe (az oligocénig tart). Az Alföldön nem flisjellegű felsőkréta is ismeretes.

A nem flis fáciesű felső-krétában túlnyomó az agyagmárga szerepe. A bakonyi *gosau*-összlet tetején rudistás mészkőösszlet települ. A flis sajátos homokos, homokköves, márgás fácies, amely egyúttal földtörténeti egységre és szerkezeti jellegre is utal.

Az *V. tektonikai emelet* szerkezete töréses, rétegeinek dőlése általában nem áll távol a vízszintestől, kivéve a flis fáciest, amely helyenként erősen gyűrt szerkezetet mutat.

A felső-kréta előfordulása a felszíntől kezdve több ezer méteres mélységig változhatik. Az ún. flis csak az Alföld egy sávjában — fiatal harmadkori medenceüledékek alatt — ismeretes. Sok szempont szól amellett, hogy a flisjellegű felső-kréta túlságosan éles megkülönböztetése az ún. epikontinentális felső-krétától nem nagyon indokolt (l. 52. fejezet).

Az *V. tektonikai emelet* fizikai állandóit szintén a megfelelő fejezetben ismertetjük.

* * *

Valamennyi eddig ismertetett tektonikai emelet valahol, valamilyen módon alkothatja a harmadkori medencék aljzatát.

A *harmadkori képződmények* két tektonikai emeletre bonthatók.

A *VI. tektonikai emelet* valamennyi tájegységen ismeretes, de nem azonos kifejlődésben és összetételben. A 3. és a 4. tájegységen eocénnal kezdődik, a többin a középső-miocénnal, annak megfelelően, hogy a nagy harmadkori medencék kialakulása hazánkban általában a középső-miocénben indult meg. A tektonikai emelet zárótagja általában a felső-miocén, kivéve a 4. tájegységet, ahol a középső-miocén törtónai emelete a zárótag (és ahol a *VII. tektonikai emelet* ennek megfelelően felső-miocénnal kezdődik).

A *VI. tektonikai emeletnek* fontosabb szerepe van a hegyvidéken, mint a nyílt medencében. A hegyvidéken csaknem kizárólagos a harmadkori fedősorozatban; a nyílt medencében alárendeltebb szerepű.

Tektonikai jellege töréses (követi az aljzat domborzatát és tektonikáját).

Fizikai állandói hegyvidéken: sűrűség $\sigma \approx 2,1 - 2,5$ g/cm³, fajlagos ellenállás 100 ohm nagyságrendű (a mészköves fáciéseké nagyobb), szeizmikus sebesség 2300 – 5000 m/s, a fácies, a mélység, ill. a földtörténeti kor függvényében. Jelentékenyebb mágneses szuszceptibilitása csak a miocén andeziteknek van (remanens mágnesezettség); ezek tufái, valamint a dácitok, riolitok kevésbé mágnesezhetők.

Fizikai állandói a nyílt medencében kb. ugyanazok, mint a hegyvidéken, csak hogy itt ezek az értéktartományok nem egészen ugyanazokhoz a közetekhez rendelhetők, mint amott (a nyílt medencében a miocén alsó szintjei kb. ugyanolyan értékűek, mint a hegyvidéki belső vagy peremi medencékben az eocén).

A *VII. tektonikai emelet* a pliocén és a kvartert (pleisztocén + holocén) foglalja magában (a 4. tájegységen a felső-miocénnal kezdődik).

Ennél a tektonikai emeletnél néhány fontos megállapítást kell tennünk. Jóllehet minden tájegységen előfordul, legnagyobb – geofizikai szempontból igazi – fontossága a nyílt medencékben van. A nyílt medencékben számos helyen (elsősorban pannóniai összlete) túlnyomó, esetleg kizárólagos; vagyis közvetlenül transzgradál a korábban ismertetett tektonikai emeletek valamelyikére, nem ritkán magára a kristályos alaphegységre (I. és II. tektonikai emelet).

Kőolajipari vonatkozása is kiemeli ennek a tektonikai emeletnek geofizikai jelentőségét, de összetétele ettől függetlenül is különösen fontos, mert bármilyen alatta levő képződmény vizsgálatához ezen keresztül kell hatolni.

A magyar medence sajátos földtani viszonyai között, a geofizikai kutatást leginkább vezérlő kőolaj hazai települési viszonyai között, a harmadkori összlet – elsősorban a VII. tektonikai emelet – nem egyszerűen a legfelsőbb tagja a földtani rétegsornak, hanem ez az a tag, amely „fed”, s amellyel szemben az összes többi egyformán „elfedett.” Hiába van az I–V., sőt az I–VI. tektonikai emeleteknek széles földtörténeti és kőzettani tartománya, az alsó hat emelet geofizikai fontossága együttesen tart egyensúlyt a VII. emeletével. A VII. tektonikai emelet egyenrangú ellentétpárja az összes többinek. Mint-hogy a medencealakító sajátos tényezők már a középső-miocéntól kezdve működtek, a földtani precizitás kedvéért a VI. tektonikai emeletet ebből a szempontból szintén „fedő” emeletnek tekintjük, és együtt kezeljük a VII.-kel. Ezt a 2. ábrán is igyekeztünk érzékeltetni.

A VII. tektonikai emelet szerkezeti jellege a tektonikai érintetlenség vagy csaknem érintetlenség. Hajlott formaelemei vannak, de ezeket rendszerint nem kompresszív tektonikai erők alakították ki, hanem maga a település (árboltozatok), a transzgressziós felszín domborzata. Az így kialakult szerkezeteket „élesíthette”, mindenestre módosíthatta, az aljzat tömbjeinek esetleges eltérő, egyenlőtlen sebességű mozgása – és végül: nem zárhatjuk ki a (vízszintes és függőleges) kompresszió lehetőségét sem, főleg mély árkokban.

A törések jelentősége alárendelt még ott is, ahol az elmozdulás valamely aljzattömb önálló mozgásának tulajdonítható (nagy nyomás alatt álló, képlekeny kőzetek nem igen törnek, inkább nyúlnak, vonszolódnak). A nyílt vetők feltételezhető magassága valószínűleg olyan kicsi (10–100 m), hogy rendszerint alatta marad a geofizikai módszerek felbontóképességének.

Kőzettanilag törmelékeny összlet: az agyag, homok, homokkő, márga különféle válfajai jellemzik. Alárendeltebben mészmárga és édesvízi mészkő is ismeretes ebben az emeletben. Felépítését a lencsés kiékelődés gyakorisága jellemzi, ennek üledékképződési okait az 52. fejezetben ismertetjük.

A legnagyobb tömegű pannóniai rétegösszlet a medencében folytonos üledékképződésű.

A fizikai állandók ebben a tektonikai emeletben a mélység függvényei. Sűrűsége 1,4–2,6 g/cm³ között, fajlagos ellenállása 10 ohm és többszáz ohm között, szeizmikus sebessége 1500 (500) m/s és 5000 m/s között változik, a mélységtől is függően. Az összlet mágnesezhetősége elhanyagolható. A dunántúli pliocén bazaltkúpok és szubvulkánok mégis említést érdemelnek, mert mágnesezhetőségük jelentős.

Ennek a tektonikai emeletnek természetesen nem a felszíntől való távolságát adjuk meg, hanem vastagságát. Ez zérus méter és 4000 m között változik. A VI. és VII. tektonikai emelet együttes vastagsága elérheti az 5000 m-t is.

* * *

A fizikai állandók változásai nem mindenütt esnek egybe a tektonikai emeletek határaival, illetve a fizikai állandók nem a tektonikai emeleteknek megfelelő modell szerint oszlanak el. Az előzőkben adott kvalitatív leírás is eléggé tanúsítja, hogy a magyar medencékben lényegében egyetlen (országos elterjedésű) fizikai *vezérszint* van: a fiatal harmadkori, ill. a harmadkori medence aljzata. Ez az aljzat is csak bizonyos eljárások szempontjából vezérszint, és rétegtanilag, szerkezetileg csaknem egyenértékű a táblásvidékek felszínével, amelyen a geofizikai kutatásokat végzik.

Sümeghy J. (1947) a magyar föld fejlődéstörténetének azt a szakaszát, amely a medencealjzat kialakulásáig tartott, *meza*-stádiumnak nevezte. Ha nem is értünk egészen egyet ezzel a tipikusan táblásvidéki fogalmi körből származó szóval ilyen heterogén gyúrt-történet jelölésére, mégis hivatkozunk rá, mert igen plasztikusan fejezi ki azt aényt, hogy a magyar föld lényegében tipikus alakulása ezzel a stádiummal befejeződött, és ezután valami egészen más, egészen sajátos következett: a medence, a fiatal harmadkori medence kialakulása.

Rá kell emellett még mutatnunk arra, hogy — ha vezérszintekről nem is beszélhetünk — bizonyos *vezérobjektumok* kétségtelenül léteznek a medencealjzat alatt is. Ilyenek lehetnek geofizikai szempontból kedvező település mellett (pl. árnyékoltság nélkül) a következő összletek:

1. a teljes I. és II. tektonikai emelet;
2. az I. tektonikai emelet bázisos pásztái;
3. a középső- és felső-triász mészkövek és dolomitok;
4. a bázisos és közepesen bázisos vulkáni kőzetek.

Mindezek szerepét a maguk helyén majd részletesebben megvilágítjuk.

3 MAGYARORSZÁG FÖLDTANI FELEPÍTÉSÉNEK SAJÁTSÁGAI A GEOFIZIKAI MÓDSZEREK ALKALMAZÁSA SZEMPONTJÁBÓL

Magyarországot önmagában – politikai határain belül – nem vizsgálhatjuk, ha földtani sajátosságait nagyszerkezeti keretbe akarjuk illeszteni. A földtani sajátságok kialakításában ugyanis az *alp-kárpáti hegységkeret és az általa közrefogott köztes medence egységet alkot* (1942, *Tanni*).

Megszoktuk, hogy mindig a kéreg felső részét vizsgáljuk; a kéreg legfelső néhány kilométerében kialakult kőzetekből, kőzetekbe merevedett földtani történésekből határozzuk meg e kéregrész múltját és jelenlegi sajátosságait, holott a problémák megoldása részben a környező lánchegységkeretben, részben pedig a kéreg alján van.

A közelmúltban végzett szeizmikus mélyszondázások (1964, *Mituch – Posgay – Sédy*) kimutatták, hogy a földkéreg a magyar medencében jóval vékonyabb a világtáznál; mintegy 24–26 km vastag. Az idézett vizsgálatokból az is kitűnik, hogy a *Conrad*-féle diszkontinuitás távolabb van a felszíntől (19 km), mint szokásos; ennek megfelelően rendkívül közel kerül a *Mohorovičič* diszkontinuitáshoz, amely egyébként is közelebb van a felszínhez, mint például táblás vidékeken (fiatal lánchegységről nem is beszélve).

Ezt – jelenlegi ismereteink szerint – úgy értelmezhetjük, hogy a kéreg alulról pusztult. Alulról csak olvadással pusztulhatott, és minthogy a kéreg alján szilikátos kőzeteket megolvasztó hőmérséklet általában nem tételezhető fel, lokális exoterm folyamatnak kell tulajdonítanunk a kéreg alsó részének megolvasztását. Ez a lokális exoterm folyamat könnyen magyarázható az alp-kárpáti ív felgyűrődésével kapcsolatos plasztikus deformáció eredményeképpen.

Több tényező is támogatja ezt az elgondolást és számos egyéb tényt is magyarázni lehet ezzel az elgondolással.

Magyarázható például a harmadkori medence kialakulása a kéregalj pusztulásának izosztatikus kiegyenlítődéssel. A kéreg aljáról töréseken a felszínre szállított anyag magyarázhatja a harmadkori medenceüledékösszlet nagy gazdagságát piroklasztikumokban. És végül, a kéreg aljának még ma is nyilván magasabb hőmérséklete magyarázhatja (egyéb tényezőkkel, pl. az emelt köpennyel, a harmadkori összlet kis reciprok gradiensevel együtt) a magyar medence rendkívüli hőmérsékleti anomáliáját (1960, 1961, *Balkay*).

Azt, hogy a magyar medence kialakulása, besüllyedése a kéregalj pusztulásával kapcsolatos, izosztatikus megfontolásokon kívül, a *Conrad*-féle diszkontinuitás sajátos elhelyezkedése is sejteti. A *Conrad*-féle felület ugyanis

csak úgy kerülhetett távolabb a felszíntől, hogy együtt süllyedt az akkori felszínnel, amely nem más, mint a jelenlegi medencealjzat. Vagyis *Magyarországon a földkéreg vastagságát lényegében nem a felszíntől, hanem a harmadkori medence aljzatától kell számítani.*

Mindezek a kérdések még további vizsgálatokra és bizonyítékokra várnak. Azért volt lényeges az elmondott feltevéseket mégis előrebocsátanunk, mert amikor majd a harmadkori medence sajátos földtani és fizikai alkatával foglalkozunk, óhatatlanul felmerül a kérdés, hogy a nagymértékű lesüllyedésnek, a sajátos üledékképződésnek, a nagy mennyiségű vulkáni anyagnak és egyáltalában magának a medenceszerkezet kialakulásának mi az oka.

31 A FIATAL HARMADKORI KÖZTES MEDENCE ELEMZÉSE GEOFIZIKAI SZEMPONTBÓL

Magyarország egészét fiatal harmadkori, vékony kérgű köztes medencének tekinthetjük. A medence nem azért medence, mert fiatal harmadkori (vagy bármilyen) kőzetek töltik fel, hanem ezek a kőzetek azért töltik fel egy részét, mert medence. A medencejelleg a környező, vastag kérgű, kárpáti orogenetikus hegységkerethez képest értendő. Harmadkornál idősebb hegységeink átlagos tengerszintfeletti magassága 300–400 m. Ugyanezek a képződmények (hegységek) viszont a fiatal harmadkori medence alján 3–4 km mélységben is lehetnek. Középhegységünk tehát nem más, mint olyan medencealjzat, amely valamilyen okból magasan maradt és fölötte a medenceüledék-összlet vastagsága zérus méter. Éppen ez mutatja, hogy a medencealjzat egyes tömbjei a süllyedés kezdete óta nem azonos módon és nem feltétlenül egyenlő sebességgel mozogtak (és mozognak).

A medence túlnyomórészt a fiatal harmadkorban alakult ki. A pliocén üledékes kőzetek nagy mennyisége és számos helyen ismeretes közvetlen rátelepülése a medencealjzatra, valamint a hozzájuk kapcsolódó különös gazdasági érdek (kőolaj) ezt az összletet állítja érdeklődésünk homlokterébe.

De nem hanyagolhatjuk el a nyílt medence idősebb neogén, sőt paleogén tagjait sem; a hegyvidékek belső és peremi medencéiben pedig gyakran uralkodó mértékben paleogén tagokkal találkozunk.

A továbbiakban elsősorban a fiatal harmadkori medenceüledékösszlettel foglalkozunk, főleg a pannóniai rétegekkel. Ebben a fejezetben összefoglalóan mutatjuk be a fiatal harmadkori medencét, mint geofizikai modellt; később részletesen tárgyaljuk.

A magyar fiatal harmadkori medence geofizikai modellje a következő:

1. Kemény, szilárd, konszolidált *medencealjzat*, nagy sűrűség (2,6–3,2 g/cm³), nagy fajlagos ellenállás (1000–∞ ohm), nagy szeizmikus sebesség (5000–7000 m/s) jellemzi. Nagy mágneses szuszeptibilitású paleovulkánit (kréta diabáz) pászták tagolják, általánosságban DNy–ÉK-i csapással. Földtörténetileg a prekambriumtól a krétáig terjed. Ahol az aljzatot az ún. flis alkotja, ott a kréta és a paleogén között fokozatos átmenet lehetséges.

a fiatal harmadkori medence aljzata tehát itt kivételesen nem harmadkornál idősebb kőzet, hanem a kréta-paleogén, ún. flis.

A medencealjzat domborzata tagolt; a magasságkülönbség több kilométert is elér. Az aljzat domborzatának tagoltságát tektonika preformálta. Lehetséges, hogy az aljzat egyes – látszólag önállóan viselkedő – tömbjei egybeesnek nagyobb vagy kisebb rétegtani egységekkel (pl. paleozóikummal vagy mezozóikummal), de ennek – figyelembe véve, hogy a mezozóikum alatt mindenütt megvan a paleozóikum is, továbbá hogy az aljzattól lefelé „egész kéreg” dimenziókban kell gondolkodnunk – nincs nagy jelentősége.

Az aljzat felszíne alatt a vízszinteshez közel álló rétegződés kivételes.

A medencealjzat – az ún. flisöv kivételével – a harmadkori üledékképződést közvetlenül megelőzően a Kárpátok geoszinklinálisától övezett paleozóos és mezozóos tagokból álló, valószínűleg egységes szárazulat volt.

A harmadkori üledékképződés előtti utolsó „földtani térkép” összetört változata rejtőzik tehát a harmadkori medenceüledékek helyenként 4–5000 m vastag takarója alatt; ezt a „térképet” kell geofizikai kutatással és mélyfúrással rekonstruálnunk.

2. A neogén medenceüledékösszletre alapvetően a középső miocénban megindult heves, de egyenetlen süllyedés nyomta rá a bélyegét. A lepusztulás és a feltöltődés a süllyedéssel lépést tartott. A fáciések nagymérvű horizontális és vertikális változatosságát – amit lencsézettségeknek nevezünk – a süllyedő aljzat billegése és egyenetlen mozgási sebessége okozta. Ez ugyanis a szakadozott tórendszerből álló üledékgyűjtő amúgyis tagolt partvonalainak ide-oda vándorlását eredményezte. A lencsék fáciése a szállítás és ülepedés körülményeinek megfelelően, a homok, agyag és márga fáciestartományban mozog.

Ez vonatkozik az apró részletekre. Az egész összlet azonban ezeknek a lencséknek az integrációja. Ha az apró részleteket elhanyagoljuk, akkor a heterogén lencséknek ebben a hatalmas összletében – minthogy az imént leírt üledékképződés drasztikusan lényegében sohasem szakadt meg – fizikailag bizonyos nagyvonalú szabályosság ismerhető fel, például a sűrűség és a szeizmikus sebesség a mélység függvénye. Ennek oka a folytonos süllyedésen és üledékképződésen kívül a rétegtömörödés. A fiatal harmadkori összletnek tehát fejlett mikrorétegzettsége van (lencsék) és igen gyenge makrorétegzettsége.³

Összefoglalva: a fiatal harmadkori medence a neogénben kialakult, kilométer nagyságrendű mély süllyedék, amelynek aljzata prekambriumi, paleozóos és mezozóos kristályos metamorf kőzetekből, törmelékes és karbonátos üledékes kőzetekből; medenceüledékösszlete pedig erre diszkordánsan települő és fiatal koránál fogva jóval lazább, törmelékes üledékes kőzetekből áll. A hegyvidéki, főleg paleogén medencék sekélyebbek; itt a medenceüledékösszlet és a medencealjzat rétegtani, kőzettani és fizikai kontrasztja kevésbé éles. A medencealjzat nem az egyik felület a földtani szelvényben, hanem geofizikai szempontból – jelenlegi műszaki fejlettségünk mellett, és az ásványi

³ A mikrorétegzettség ez esetben azt jelenti, hogy a rétegek – a medenceüledékösszlet egészéhez, a statisztikus összletekhez és egyes geofizikai paraméterekhez (pl. a szeizmikus hullám hosszához) képest – vékonyak. A makrorétegzettség pedig a statisztikusan összetartozó fáciéseket jelenti.

nyersanyagok sajátos elhelyezkedése miatt — a legfontosabb felület. A magyar medence kőzetei fizikailag nem amorf halmazt alkotnak, rétegtani sorrendjük pedig nem mechanikus egymásutániság. Éppen ellenkezőleg: a fizikai állandók eloszlása a medence rétegtani egységeit súlyozza; a medencét sajátos, de könnyen definiálható geofizikai modellé rendezi. Ennek a geofizikai modellnek két lényeges eleme van: a *medencealjzat* és a *medenceüledékek összelete* (ennek a szabálynak a kivételeit a maguk helyén ismertetjük).

32 A FIATAL HARMADKORI KÖZTES MEDENCE HELYE A FÖLDKÉREG NAGYSZERKEZETI EGYSÉGEI (FÖLDTANI TÁJTÍPUSAI) KÖZÖTT

A Föld tájtípusai a következők:

1. A *nyíltóceáni, mélytengeri medencék*, amelyek a Földnek hatalmas részét foglalják el. Nagy pozitív Bouguer-anomália jellemzi ezeket; izosztatikusan közömbösek (kérgük bazaltos és vékony). Rendszeres geofizikai ásványi nyersanyagkutatás (térképezés) ilyen területeken jelenleg nem folyik.

2. Az *ősi kristályos pajzsok* izosztatikusan kiegyenlített, csekély pozitív Bouguer-anomáliával jellemzett, fiatalabb üledékekkel el nem borított területe. A négy klasszikus geofizikai módszert együtt nem alkalmazzák ilyen területeken, mert ilyen felépítésű tájtípuson kőolaj nem képződhetett és általában fel sem halmozódhatott; a négy klasszikus módszert pedig komplex módon csaknem kizárólag a kőolajkutatásban alkalmazzák.

Alkalmazott geofizikai kutatást mindemellett végeznek ezen a tájtípuson, főleg ércek és hasadó anyagok kutatására. Ennek megfelelően a földmágneses, geoelektromos és radiometriai eljárásoknak lehet itt nagyobb szerepük.

3. A csekély, de változatos pozitív Bouguer-anomáliával jellemzett, izosztatikusan többé-kevésbé kiegyenlített régi geoszinklinálisok és kontinentális párkányok területe. Ide soroljuk az összes többé-kevésbé lepusztult prealpi gyűrthegységet (ezek, ha nincs fiatalabb üledéktakarójuk, valójában nem táblák, hanem tömbök), a paleozóos és mezozóos táblákat, masszívumokat és kratoszinklinálisokat. Mindezeket — egyszerűsítve, gyűjtő szóval — *táblás vidékeknek* nevezzük. Ennek a tájtípusnak rendkívül szoros kapcsolata van a geofizikai kutatással; ez a tájtípus fejlesztette ki pl. az alkalmazott geofizika legsajátosabb módszerét, a szeizmikus módszert. Manapság is erre a tájtípusra koncentrálódik a világ geofizikai kapacitásának 95%-a (amelynek kb. 90%-a szeizmikus), azon egyszerű oknál fogva, hogy ez a tájtípus a kőolaj keletkezésének és felhalmozódásának klasszikus tartománya.

4. A *fiatal (alpesi-himalájai) gyűrthegység* hatalmas negatív Bouguer-anomáliával jellemzett, izosztatikusan sok helyen kiegyensúlyozatlan területe. Ez a tájtípus magas hegység, jelenleg is élő orogén tektonikával. Számos ásványi nyersanyagtelepet rejt magában, köztük kőolajat is. Jelentősebb geofizikai kutatás azonban egyelőre mégsem fejlődött ki ezen a tájtípuson, nyilvánvalóan a bonyolult tektonika és az erősen tagolt morfológia következtében.

5. A *(fiatal) harmadkori medence* voltaképpen nem önálló és az előbbiekekkel egyenlő fontosságú tájtípus, hiszen egyrészt a többiekhez képest kis kiterjedésű, másrészt magunk hangsúlyoztuk, hogy a Kárpátok gyűrt hegységével

egységet alkot. Az egység azonban arra is utal, hogy bizonyos tekintetben ez a tájtípus éppen ellentéte a 4. típusnak.

A magyar medence – és általában a belső-kárpáti területek – harmadkori fejlődéstörténete éppen ellentétes a külső-kárpáti ívekével. A kárpáti előmélységek keletkezése idején a medence nagy része szárazulat volt, amelyre a Kárpátokat övező Paratethysből csupán egyes kisebb medencék nyúltak be. Amikor pedig a Kárpátok íve felgyűrődött, a medence nagy része víz alá került. Izosztatikus egyensúlyra törekvésük is mindig csak együtt érvényesülhetett (a medence tektonikai fejlődésmenetének a kárpáti orogenezis szakaszával egybehangolt színorogén menete; közös regionális egyensúly; vastag kéreg a lánchegység alatt, vékony kéreg a köztes medencében).

A 4. tájtípushoz és az egyéb tájtípusokhoz viszonyított sajátos különbsége tehát indokolja, hogy az 5. tájtípust önállóként kezeljük. A következőkben 5. tájtípus helyett *magyar medencét* mondunk, mert ennek a tájtípusnak talán a magyar medence a legtisztább és legnagyobb méretű példája.

A magyar medencét is változatos, túlnyomórészt pozitív Bouguer-anómália jellemzi. Izosztatikus kiegyenlítődése függ a környező lánchegység izosztatikus egyensúlyától és mozgásaitól. A medencealjzat legfrissebb tektonikája lényegében töréses (a hegységperemeken gyakran rátolódásokkal), bár ezt a tektonikát a környező lánchegység vezérelte (kiegyenlítő színorogén mozgások). Jelenleg bizonyos izosztatikus egyensúly uralkodik. Ez azonban még nem egészen tisztázott kérdés.

Az eddigiekből nyilvánvaló, hogy a magyar medencét nem érdemes valamennyi felsorolttal, hanem elégséges kizárólag a 3. tájtípussal összehasonlítani. Ezt azért kell hangsúlyoznunk, mert szellemi és műszerimportunk – ha van – a 3. tájtípusról származik (a Szovjetunióból és az Egyesült Államokból).

Ha igaz az, hogy valamely tájtípus földtani sajátosságai rányomják bélyegüket a területükön alkalmazott geofizikai kutatás szemléletére, akkor időszerű elemezni a 3. tájtípust (a táblás vidékeket), kimutatni alapvető különbségét a fiatal harmadkori medencéhez képest és utóbbinak kutatását megszabadítani azoktól a terhektől, amelyek a táblás vidék kutatási szemléletéből származnak. Kétségtől van ilyen veszély, elsősorban a nagytektonikai szemlélet importjának veszélye. Hivatkozunk a századeleji antiklinális-elméletre, vagy arra, hogy a magyar szeizmikusok néha még manapság is olyan vezérhorizontokat szeretnének találni a fiatal harmadkori medencében, mint amilyenek Észak-Amerikában az *Edwards*- vagy a *Colorado* fennsíkon vannak.

Sajnos, éppen ez a leglényegesebb geofizikai különbség a táblás vidékek és a fiatal medencék között. Az előbbi tájtípuson hatalmas, szinttartó, akár 100 km-eken át is nyomozható, csekély dőlésű rétegek, táblák vannak, markáns geofizikai szintekkel; az utóbbin pedig ilyen szintek nem találhatóak.

A táblás vidékeken is vannak sajátos földtani alakulatok, például eltemetett hegységek (geofizikai problematikájuk hasonló a hazai medencealjzathoz), kősdómok, intruziók, reefek (mészközátonyok), meredek dőlésű rétegek (gyűrű formák), vetődések stb. Lényeges általános sajátosságuk ellenben a táblás vidékeknek, hogy szintjeik szinttartók és a szintek minden térbeli változása valódi szerkezeti indikáció.

Összefoglalva a táblás vidékek geofizikai szempontból lényeges tulajdonságait:

1. gyakran már a felszínen is harmadkornál idősebb, konszolidált kőzetek vannak;
2. a rétegsorok jól rétegzettek, az összletek vastagok és szinttartók;
3. a kristályos alaphegység a földtani szelvényben több fontos diszkordanciaszint lehetséges;
4. a geofizikai jellemzők értékei lefelé nem feltétlenül monoton növekvők;
5. a táblás összlet hajlított szerkezetei rendszerint valódi szerkezetek;
6. a mennyiségi meghatározás sokkal inkább szerkezeti képet ad, mint domborzatit;
7. mágneses hatóként vulkáni és szubvulkáni formák elhanyagolhatók, sokkal lényegesebb a kristályos alaphegység.

Összehasonlításul foglaljuk össze a fiatal harmadkori medence geofizikai szempontból lényeges tulajdonságait is:

1. a felszínen és a kutatás számára igen lényeges teljes fedőösszletben fiatal harmadkori laza, törmelékes-üledékes kőzetek vannak;
2. a fedőösszlet makrorétegzettsége gyenge (statisztikus), a számos lencse kaotikus mikrorétegzettséget jelent;
3. a kristályos alaphegységig csak egyetlen fizikailag kiemelkedő diszkordanciaszint van, a harmadkori medence aljzata, amely rétegtanilag kb. megfelel a táblás vidékek felszínének, és amely geofizikailag fontosabb vezérszint, mint a kristályos alaphegység;
4. a geofizikai jellemzők értékei a medencealjzatig lefelé haladva (összlet méreteken) általában folytonosan növekszenek;
5. a medenceüledékösszlet hajlott szerkezetei rendszerint települt, alszerkezetek;
6. mennyiségi meghatározásnak rendszerint csak a medencealjzat vonatkozásában van értelme, de ez elsődlegesen nem szerkezeti, hanem domborzati meghatározás;
7. mágneses hatóként a kristályos alaphegység, mint egész elhanyagolható, vulkáni és szubvulkáni formák, a medencealjzat paleovulkánitjai, a kristályos alaphegység bázisos pásztái és (esetleg) piroklasztikumok a mágneses hatók.

Voltaképpen ez az a logikai alap, amelyre a továbbiakban felépítjük a magyar medence sajátos kutatási metodikáját.

33 A MAGYARORSZÁGI HEGYSÉGEK TÍPUSAI GEOFIZIKAI SZEMPONTBÓL

Magyarországon a fiatal harmadkori nyílt medence morfológiailag legnagyobb részt a síkvidékekkel azonos. A hegyvidékek azért is különböznek a síkvidéktől, mert hegyvidékeken – mint láttuk – a medencealjzat a felszínre emelkedik, de ahol nem emelkedik is egészen a felszínre, a harmadkori összlet más összetételű. Minthogy a morfológiai különbség földtani különbséget is rejt magában, lehetséges volna hazánkat első durva közelítéssel síkvidékre és hegyvidékre felosztani. Közlelbbi vizsgálat azonban azt mutatja, hogy a kérdést ilyen egyszerűen mégsem intézhetjük el. Ezért most megvizs-

gáljuk a hazai hegységek típusait és megkeressük geofizikai modelljüket. A síkvidékre vonatkozólag ezt már korábban elvégeztük; amikor fiatal, vagy harmadkori, vagy nyílt medencét említettünk, ezen elsősorban a síkvidéki területeket értettük.

A magyarországi pozitív morfológiai elemek durva és csak tárgyunk szempontjából alkalmas közelítéssel három típusba sorolhatók (1. ábra):

1. *dombvidék* a medence anyagából (pl. DNy-dunántúli pannóniai dombvidék);

2. *vulkáni hegység* (pl. a Tokaji hegység);

3. *medencealjzat a felszínen* (pl. a Mecsek vagy Bakony hegység).

Az 1. típus (+350 m) nem éri el azt a méretet, és nem teljesíti azokat a követelményeket, hogy hegységnek lehessen nevezni. Mivel azonban „valódi” hegységeink sem sokkal magasabbak ennél (sőt van alacsonyabb is), ha már morfológiai felosztást alkalmazunk, kénytelenek vagyunk a zalai pannóniai dombvidéket is a hegyvidékek között megemlíteni, holott a zalai dombvidék a fiatal harmadkori medence legtisztább típusa. Ez a lényegében medencejellegű terület a fiatal harmadkori medenceterületnek 4–5%-át foglalja el. Erre a területre ugyanaz vonatkozik, mint a síkvidékre.

A 2. típus már rendkívül érdekes és sajátosan hazai problémákat vet fel. Bármilyen színes folt jelzi is ezt a típust a földtani térképen, bármennyire 300–1000 m magas hegységgé „tornyosulnak” is vulkáni kőzetei, *geofizikai szempontból ez a hegységtípus sem egyéb harmadkori medencénél.*

A medence lényeges ismérveit ugyanis ezen a tájtypuson is megtaláljuk. Példaképpen tekintsük a Tokaji-hegységet. Maga a hegység és alatta a harmadkori összlet nem más, mint miocén vulkáni képződmények, uralkodóan tufás, tehát piroklasztikus üledékes kőzetek, továbbá egyéb törmelékes üledékes kőzetek összlete. Mindez 1000–1800 m mélységben diszkordánsan települ a szilárd, kemény, nagy sűrűségű, nagy fajlagos ellenállású és nagy szeizmikus sebességű paleozóos, részben kristályos (Zempléni hg. fácies) vagy mezozóos karbonátos medencealjzatra. Minthogy a miocén riolitok és andezitek tufája fizikai állandóival a miocén agyagok, homokkövek, slír stb. fizikai állandóira emlékeztet, a Tokaji-hegység sem más, mint egy olyan harmadkori medence, amelynek medenceüledékösszletében a piroklasztikumoké az uralkodó szerep.

Általános törvényszerűségként kimondhatjuk tehát, hogy a magyarországi vulkáni hegységek a geofizikai kutatás számára lényegében medenceszerkezetűek. Ami ettől az általános szabálytól eltér (pl. a Mátra hegység andezitleple), vagy ami a medenceszerkezettől független sajátosság (pl. a kőzetek nagy mágneses szuszceptibilitása és sajátos polározottsága), azt a megfelelő hegységről szóló fejezetben részletezzük.

A 3. hegységtípus (medencealjzat a felszínen) a tulajdonképpeni hegység. Ez az egyetlen típus, amely önmagában nem elégíti ki a geofizikai medence-modell feltételeit. Ide tartozik minden paleo-mezozóos középhegységünk. Lényeges általános ismérve ennek a típusnak, hogy szilárd, kemény, nagy sűrűségű, nagy fajlagos ellenállású, nagy szeizmikus sebességű és kis mágneses szuszceptibilitású kőzetekből áll (az utóbbi megjegyzés nem vonatkozik az olyan 3. típusú hegységre – pl. a Mecsekre, vagy a Bükkre – ahol harmadkornál idősebb vulkánitok is részt vesznek a hegység felépítésében).

A geofizikai modell a következő: egy, a leírt jellegű fizikai állandókkal jellemzett közettömb emelkedik ki a harmadkori medence fiatalabb üledékes kőzetei közül, mint sziget a tengerből. A felszínen levő medencealjzatra ugyanaz vonatkozik, mint az eltakartra. Felszíne alá jelenlegi műszaki fejlettségünk mellett általában nem tudunk behatolni, mert a képződmények elhelyezkedése, fizikai állapota és fizikai állandói nem kedvezőek a geofizikai módszerek számára. Ha azonban az ilyen típusú nagy kiterjedésű hegységben (pl. Bakony-hegység) belső medencék vannak, azokra ugyanaz vonatkozik, mint bármely hegyvidéki, fedőhegység kifejlődésű medencére. Hasonló körülmények uralkodnak a hegység eltemetett lejtőin is.

Peremeitől távolodva, a hegység immár a szó szoros értelmében aljzattá válik; felépítése, összetétele még nagy távolságban azonos a kibúvásával. Felette a fedőösszlet – a hegységtől távolodva – általában egyre vastagszik s egy bizonyos távolságon túl már a nyílt medencében vagyunk, szemben annak problémáival és kutatási feladatával.

Mindig a kutatás célja, a kutatott ásványi nyersanyag műrevalósági feltételei döntik el, hogy meddig érdemes egy hegységtől eltávolodni és a hegységet a mélyben kutatni. A bauxitnál például csak néhány 100 m-es mélységig érdemes kimozdulni a hegység területéről; eocén barnaköszénél a medence 600–800 m-es sülyledéséig, a mecseki liász kőszéntelepességgel, illetve az ezt magábazáró fiatal mezozóos komplexus kutatásában 800–1000 m-es sülyledésig érdemes a hegységtől eltávolodni.

Ilyenformán tehát az ásványi nyersanyagok települési körülményei és esetleg egyéb paraméterei is befolyásolják a geofizikai kutatást. Ez lényeges, mert a felszíni geofizikai kutatás a legritkább esetben képes valamely ásványi nyersanyag léteire vagy nemlétére vonatkozólag állást foglalni.

A geofizikai ásványi nyersanyagkutatás közvetett kutatás; azoknak a földtani viszonyoknak a felkutatása, amelyek valamely ásványi nyersanyag létének és műrevalóságának esélyeit megítélhetővé teszik.

Tekintsük át röviden a hazai ásványi nyersanyagtelepeket, a geofizikai kutatás igényeinek megfelelően modellezve és csoportosítva.

34 A HAZAI ÁSVÁNYI NYERSANYAGTELEPEK GEOFIZIKAI MODELLJE

Ásványi nyersanyagtelepeink túlnyomó része valamilyen medencealkulathoz kapcsolódik. Minthogy ennek jelentősége van a geofizikai kutatások tervezésében és értelmezésében is, megvizsgáljuk, hogy az egyes ásványi nyersanyagok milyen kapcsolatban vannak a medencealjzattal, illetve a medencét kitöltő üledékes összlettel.

34.1 Medencealjzathoz kapcsolódó ásványi nyersanyagtelepek

A medencealjzathoz kapcsolódó ásványi nyersanyagtelepek a hegyvidékek belső vagy peremi medencéinek (a Vadász-féle harmadkori „fedőhegységeknek”) és a nagy neogén medencéknek (síkvidék) a területén egyaránt előfordulhatnak.

Viszonyuk a medencealjzathoz a következő:

a) rétegtanilag a medencealjzathoz tartoznak, annak felszínén vagy kevéssel ez alatt helyezkednek el; vagy a medencealjzat maga a telep, ill. telepes összlet;

b) rétegtanilag sem a medencealjzathoz, sem pedig a harmadkori medenceüledékösszlethez nem tartoznak, hanem a kettő képződése közötti szárazföldi időszakot rögzítik. Természetesen közvetlenül a medencealjzat felett települnek;

c) rétegtanilag a medenceüledékösszlethez tartoznak; a medencealjzatnál jóval fiatalabbak, rá díszkordánsan települnek, de úgy, hogy követik domborzatát. A medencealjzattól a telepeket rendszerint csak néhány vagy néhányszor tíz méter választja el; a telepek létére vagy nemlétére, képződésük és fennmaradásuk esélyeire vonatkozóan a medencealjzat domborzatából következtetéseket lehet levonni.

Az a) típusú telepek közé tartozik (hegyvidéki medencében) a rudabányai vasérc, amely alsó triász mészkő későbbi metasomatózisa révén képződött. Ide tartoznak a balaton – velencei paleozoós kristályos vonulat magmás eredetű ércei is. Ide sorolhatjuk a permi homokkővet a Mecsek peremén levő neogén medencerész alján. Végül ebbe a típusba tartozik a fiatal üledékes kőzetekkel fedett karsztok vize.

A nagy neogén medencékben az a) típusú telepeket a kőolajtelepeknek azok a fajtái képviselik, amelyek a medencealjzatban vagy annak közelében kristályos (paleozoós), karbonátos (triász, kréta) vagy törmelékes (kréta ún. flis) kőzetek hézagait töltik ki (maga a kőolaj többnyire harmadkori).

A b) típus a bauxittelepeket foglalja magában. A bauxittelepek agyagos jellegűek; a kréta szárazföldi időszakára utalnak. A Dunántúli Középhegységben számos esetben triász mészkő vagy dolomit medencealjzat karsztos felszínének mélyedéseit töltik ki; felettük harmadkori üledékes kőzetek települnek.

A c) típusba tartoznak a Dunántúli Középhegység belső és peremi medencéinek (öbleinek) alsó-eocén transzgressziós barnakőszén alapterepei. Rétegtanilag a harmadkori üledéceiklus nyitó tagjai. Kapcsolatuk a medencealjzattal geometriai (csaknem párhuzamosság). Ide sorolható a medencealjzatot borító transzgressziós konglomerátumban felhalmozódott kőolaj is (pl. Pusztaföldvár).

Vitathatóan tartoznak ebbe a típusba a középső-eocén és oligocén barnakőszéntelepek és azok az alsó-pannoniai kőolajtelepek, amelyek egy-egy medencealjzatbelső fölött kialakult, ún. települt boltozatban halmozódtak fel. Ezeknek a telepeknek a c) típusba tartozása azért vitatható, mert távolságuk a medencealjzattól nem méter, hanem 100 méter nagyságrendű, párhuzamosságuk az aljzat domborzatával sok esetben kétes, és képződésüket (ill. fennmaradásukat) az aljzat domborzata nem befolyásolhatta olyan döntő mértékben, mint a tiszta c) típusú telepeket.

A geofizikai kutatás általában egyik telepfajta meglétére vagy nemlétére vonatkozólag sem adhat felvilágosítást, csak felderítheti azokat az alaki körülményeket, mégpedig rendszerint a medencealjzat alaki körülményeit (domborzati forma, mélység), amelyek a telep létezésére vonatkozó földtani megfontolásokat vagy a fúrási tervet lényegesen befolyásolják.

34.2 A medenceüledékköszlethez kapcsolódó ásványi nyersanyagtelepek

Már az előző fejezetben is találkoztunk olyan teleptípusokkal, amelyek rétegtanilag a medenceüledékköszlethez tartoznak, de szerkezeti kapcsolatuk a medencealjzattal olyan szembeszökő (pl. alsó-eocén barnaköszéntelegek), hogy ezeket a telepeket geofizikai szempontból a medencealjzattal kellett kapcsolatba hoznunk.

Olyan teleptípus, amely szerkezetileg is, rétegtanilag is, tehát geofizikailag is szorosan a fiatal harmadkori medenceüledékköszlethez tartozik; a kőolajtelepeknek az a típusa, amelyet nem említettünk az előző (34.1 c) fejezetben, és a harmadkori kavics- és homoklencsék vize.

A folyamatos üledékképződésű pannóniai rétegekben műrevalóan felhalmozódó kőolaj általában homokkő lencséket itat át; a lencsék néhány km² kiterjedésű, enyhe hajlású boltozatokban helyezkednek el, többszáz méterrel a medencealjzat felett. Kőolajkutatás szempontjából természetesen nem csak a boltozatok tetővidékei jönnek számításba, hanem a szárnyak, sőt a szinklinálisok is, mert a lencsés település miatt nemcsak a legmagasabb szerkezeti helyzetben várható szénhidrogéntelep.

A geofizikai kutatás célja ennél a teleptípusnál – elvileg – az alsó-pannóniai összlet teteje, amely mutatja a szerkezetek elhelyezkedését. (A pannóniai összleten belül levő esetleges egyéb csapdatípusokra – kiékelődésekre stb. – az elmondottak ugyancsak vonatkoznak. Törések a fiatal harmadkori összleten belül alárendeltek; ha törésről beszélünk, főleg a medencealjzat töréseit értjük).

A harmadkori rétegvíz geofizikai kutatási metodikája még nem alakult ki. Nyilván hasonló lesz a kőolajéhoz.

A viszonylagos teljesség kedvéért megemlítjük, hogy vannak:

harmadkori medencében települt, de nem üledékes telepek (pl. a recski rézére, stb.);

neogén üledéksorban, de nem a nagy nyílt medencében települő, a medencealjzattal kapcsolatba nem hozható egyéb telepek (pl. a borsodi miocén barnaköszéntelegek, a tokaji bentonit és kaolinittelepek, a romhányi tűzálló agyag telepek); és

üledékes kőzetek közt konkordánsan települő, de nem harmadkori telepek, amelyek rétegtanilag a medencealjzathoz tartoznak, de annak domborzata szerkezetileg nem determinálja elhelyezkedésüket (pl. a mecseki liász köszéntelegek, az ajkai kréta barnaköszéntelegek, a bakonyi liász mangántelepek).

Ezek geofizikai kutatása (kivéve pl. a recski mélysíntet) vagy még nem alakult ki vagy pedig túlságosan bonyolult. Semmiesetre sem alkalmazható rájuk a medencekutatási szemlélet. Kivételei annak a szabálynak, hogy a legtöbb hazai ásványi nyersanyag kutatásában a medenceszemlélet alkalmazható.

A geofizikai módszerek adatszolgáltató képességét tekintve, valószínű, hogy a geoelektromos ellenállásmérés és a szeizmikus reflexiós eljárás foglalkozik majd ezekkel a kutatási feladatokkal.

A felsorolt telepek nagy része már ma is a *mélyfúrású geofizika* hálás alkalmazási területe.

4 A KLASSZIKUS GEOFIZIKAI KUTATÓMÓDSZEREK ALKALMAZÁSÁNAK KÜLÖNLEGES HAZAI VONATKOZÁSAI

41 A GRAVITÁCIÓS MÓDSZER

A gravitációs értelmezés alapja, de részben terméke is, a Bouguer-anomália térkép⁴ (3. ábra). Azért alapja az értelmezésnek, mert ebből igyekszünk kvalitatíve vagy másodlagos feldolgozásokkal kvantitatíve földtani következtetéseket levonni. És azért terméke bizonyos fokú értelmezésnek ez a térkép, mert szerkesztésekor már állást kellett foglalnunk a korrekciókban használatos sűrűség, vagyis a mérés helyén a felszín és a tenger szintje között elhelyezkedő „közetlemez” átlagos sűrűségének értéke mellett.

A Bouguer-anomáliákat a következőképpen számítjuk ki:

$$\Delta g = \Delta g_e - (\Delta g_\varphi + \Delta g_F + \Delta g_B + T),$$

ahol

Δg_e = az észlelt érték,

Δg_φ = a szélességi hatás (normálérték),

Δg_F = a tiszta magassági hatás (free-air vagy Faye hatás),

Δg_B = a Bouguer-hatás és

T = a topografikus hatás.

A zárójelben levő korrekciós taggal a különböző földrajzi szélességeken és különböző tengerszintfeletti magasságokon mért adatokat azonos szintre redukáljuk, hogy összehasonlíthassuk.

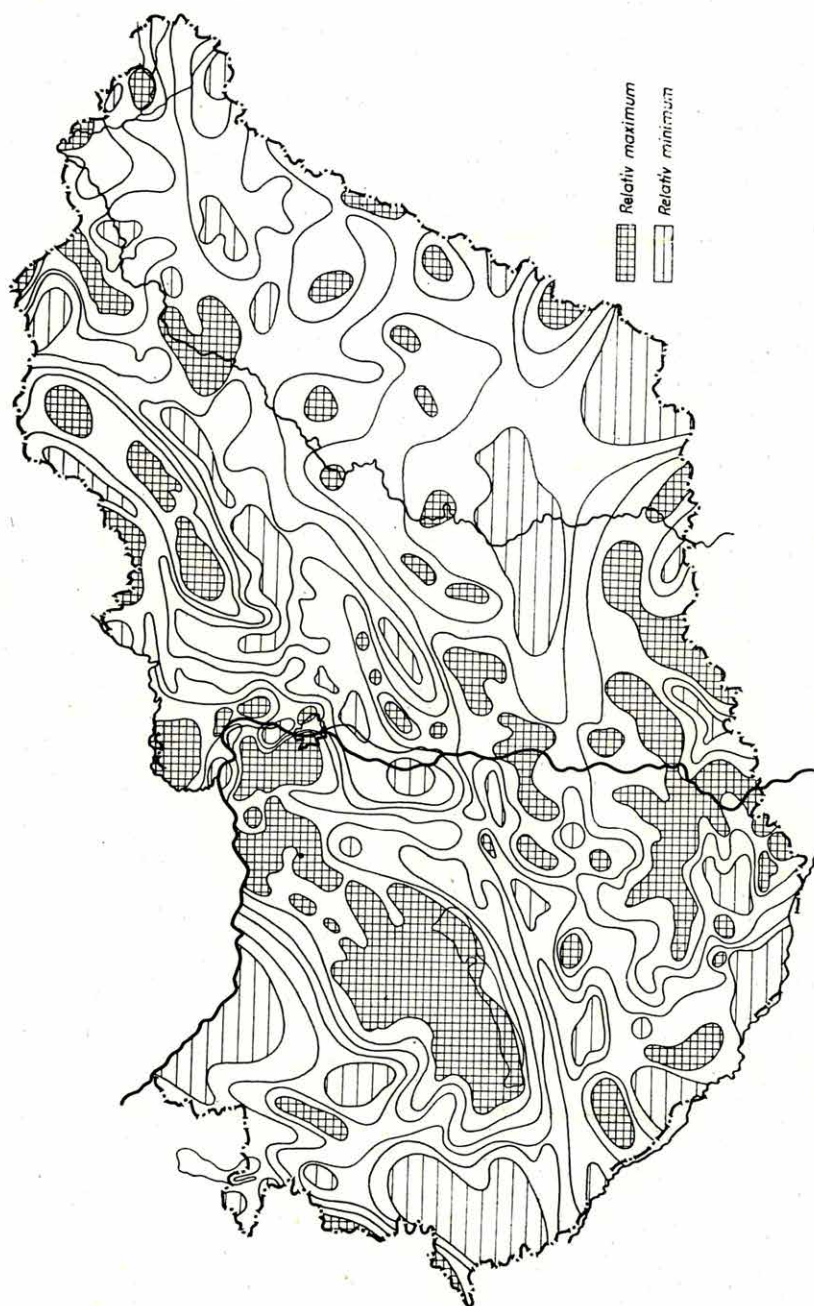
A Bouguer-hatás:

$$\Delta g_B = 2\pi\sigma h,$$

nem más, mint egy olyan végtelen, homogén síklemez gravitációs hatása, amely σ sűrűségű és a tenger szintjétől h magasságig emelkedik.

Nyilvánvaló, hogy a helyes Bouguer redukcióhoz (korrekcióhoz) a σ helyes értékének megállapítása lényeges. Nem szabad azonban úgy felfogni, hogy a Bouguer-lemez (amelyet felülről a topográfia modulál) eltüntetésével a Bouguer-anomáliatérkép csak a tenger szintje alatt levő hatók hatásait tükrözi. Minthogy a Bouguer-lemezt sűrűség szempontjából homogénnek tekintjük (mást nem is tehetünk), a tényleges közetlemez minden laterális sűrűséginhomogeneitása benne marad a Bouguer-képben, együtt a mélybeli hatóktól származó hatásokkal. Ez az egyik oka annak, hogy a Bouguer-anomáliatérkép további értelmezést is kíván. Nyilvánvaló, hogy ez a probléma más- és más-képpen jelentkezik a kutatási terület földtani felépítésének függvényében.

⁴ Magyarországon országos áttekintő 1 : 200 000 méretarányú Bouguer-anomália térkép áll rendelkezésre.



3. ábra. Magyarország relatív gravitációs anomáliái
Fig. 3 Относительные аномалии поля силы тяжести в Венгрии
Fig. 3. The relative gravity anomalies of Hungary

A homogén Bouguer-lemez nyilvánvalóan jobban helyettesíti a tényleges kőzetlemez a síkvidéken (ahol az átlagsűrűség laterálisan kevésbé változik), mint a hegyvidéken (ahol a medenceösszletet az önmagában is heterogén kibúvás váltja fel). Ezért a problémát alaposabban külön vizsgáljuk meg a síkvidékekre és külön a hegyvidékekre vonatkozólag.

Megjegyezzük, hogy a gravitációs módszer sajátos alkalmazása nem a terepi mérés metodikájára vonatkozik, hanem az értelmezésre. Ebből a szempontból különbség van hazánk és a táblás vidékek, valamint hazánkban belül a síkvidék és a hegyvidék között.

41.1 A gravitációs értelmezés problémái síkvidéken

A síkvidékek – mint korábban tisztáztuk – medenceszerkezetűek.

A Bouguer-anomália alapvetően két komponensre bontható: a *regionális anomáliára* és a *maradék-anomáliára*. Minthogy az alkalmazott gravitációs kutatás feladata helyi földtani alakulatok (pl. fiatal harmadkori álboltozatok, a medencealjzat helyi bércei stb.) ún. helyi hatók kimutatása, logikus a nem helyi, hanem regionális hatást tükröző regionális anomália levonása a Bouguer-anomáliákból, hogy a „maradék” anomália annál jobban tükrözze a helyi hatókat.

A *regionális anomáliának* tisztázott, egyértelmű, általános érvényű fogalma, illetve a regionális ható általános érvényű földtani definíciója az irodalomban nem található. A Bouguer-anomáliának általában azt a részét nevezzük regionálisnak, amely lassan, többé-kevésbé egyenletesen változik, és ha egyáltalában valamilyen hatónak (tehát nem tendenciának), akkor valamilyen mélyebb hatónak tulajdonítható.

A regionális anomália megközelítésére kiindulhatunk magukból a Bouguer-anomáliákból is. Ebben az esetben olyan fokú matematikai közelítést kell alkalmaznunk, amelyet a Bouguer-anomáliákból kitűnő regionalitás menete megszab. Táblásvidékeken, ahol a regionalitás tendencia-jellegű, a regionális anomália megközelítésére másod-, harmadfokú függvények általában megfelelőek (a regionalitás menete másod-, harmadfokú – tehát viszonylag egyszerű – függvényekkel leírható).

A magyar medencében ez az eljárás legfeljebb az ország egyik-másik részére (pl. a Tiszántúl egy részére) alkalmazható. A Bouguer-anomáliák regionalitásának országos menete közelítőleg sem írható le egyszerű függvényekkel.

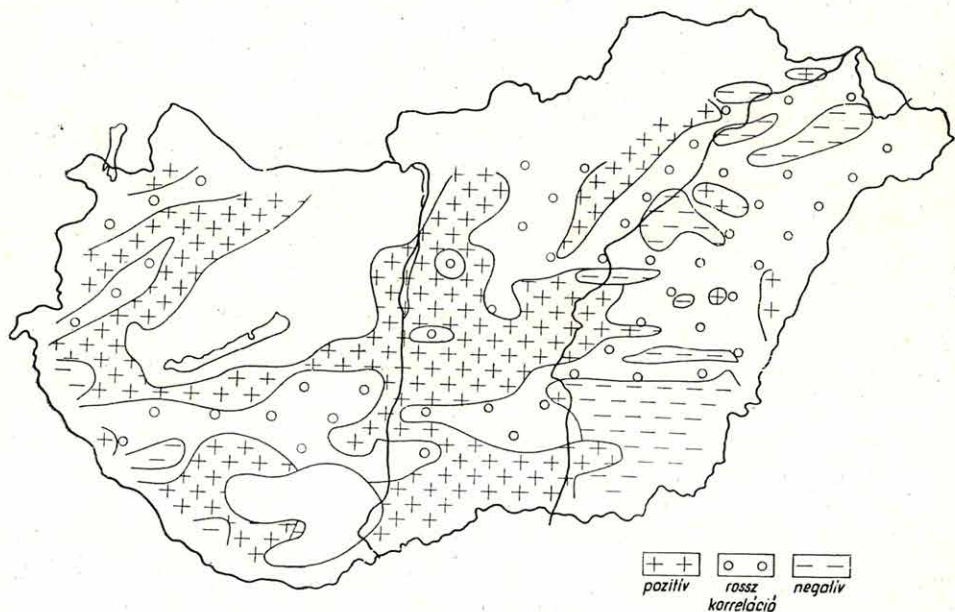
Feltételezzük azonban, hogy a harmadkori hatókhöz (pl. álboltozatok) és a medencealjzat helyi bérceihez képest a medencealjzat egészének, az alatta levő kőzetek nagy tömegének szükségképpen van regionális hatása. Ezért kézenfekvő az a gondolat, hogy hazánkban a regionális anomália megközelítésének a feltételezett regionális ható alakjához kell igazodnia, szinte függetlenül a Bouguer-anomáliáktól.

A medencealjzatot azonban úgy, ahogy van, a tapasztalat szerint nem tekinthetjük regionális hatónak, mert egyrészt vannak helyi hatói, helyi anomáliát okozó részei (pl. helyi bércek), másrészt pedig – mint a kutatások kimutatták – nemcsak a medencealjzatban vannak regionalitási tendenciák, hanem felette, a harmadkori összletben is.

A fiatal harmadkori összlettel kapcsolatban már említettük, hogy differenciáltan tömörödik. Ez itt azt jelenti, hogy a medencealjzat mély árkaiban nagyobb a tömörödés mértéke, mint a sekélyebb bércek felett; vagyis a harmadkori összlet alsó szintjei, ott, ahol elég mélyen települnek, jelentős sűrűségre tehetnek szert. A harmadkori összlet alsó szintjeinek a tömörödés révén létrejött sűrűsége – a kutatások szerint – elérheti, sőt meg is haladhatja az alatta levő medencealjzat-kőzetek sűrűségét, minthogy ez utóbbiak konszolidáltak és már nem tömörödnek.

A tömörödés azt is jelenti, hogy a harmadkori összletnek (mint egésznek) sűrűsége a mélységgel növekszik, a mélység függvénye⁵. Ezt a függvénykapcsolatot ma még számszerűen nem ismerjük. A feltevés azonban nagyon is kézenfekvő, mert a tömörödés ezt megkívánja, a szeizmikus sebesség analóg viselkedése pedig alátámasztja.

Ha a sűrűség a mélység függvénye, és a mélyen fekvő fiatal harmadkori rétegek sűrűsége elérheti (sőt meghaladhatja) a medencealjzatét, akkor nyilvánvalóan nem igaz az, hogy a Bouguer-anomáliák kvalitatíve a medencealjzatot tükrözik. A korrelációs vizsgálatok (1964, *Pintér – Ádám – Szénás*) azt mutatják, hogy a medence nagyobb részén éppen fordított a helyzet (4. ábra).



4. ábra. A Bouguer anomáliák és a neogén medencealjzat domborzatának korrelációja (IBM – 628 elektronikus számítógéppel meghatározva)

Фиг. 4 Корреляция аномалий Буге с рельефом основания неогенового бассейна (по вычислениям, проведенным при помощи электронной вычислительной машины IBM-628)

Fig. 4. Correlation between Bouguer anomalies and the topography of the Neogene basin-floor, as computed with IBM – 628 electronic computer

⁵ Nem szabad megfeledkeznünk arról sem, hogy az alsó-pannóniai képződmények eleve tömöttebbek (márgásabbak), mint a felső-pannóniai és fiatalabb rétegek.

Ez az oka annak, hogy a regionális anomália hatójaként nem tekintjük a medencealjzat tömegét, hanem a következőképpen fogalmazzuk meg: a regionális ható olyan közettömeg, amelynek felülete megközelíti a medencealjzat domborzatát; alatta fut a helyi kiemelkedések (aljzattércek) területén és fölötté halad a mély árkokban, ahol a medenceüledékek sűrűsége eléri vagy meghaladja az aljzat sűrűségét. Röviden: a regionális ható az átlagolt, generalizált medencealjzat.

Mindez természetesen nem jelenti a kérdés teljes megoldását. Egyrészt azért nem, mert mind regionális, mind pedig helyi hatóként (látszólagos helyi hatást okozó objektumként) szerepelhetnek egyéb, eddig fel nem sorolt tényezők (pl. domborzattól független laterális sűrűségváltozás a medencealjzatban, szerkezettől független sűrűségváltozás a medenceüledékösszletben vagy mindkettő; kéregvastagság-ingadozás stb.) és ezek véletlen egybeesései is; másrészt pedig az így meghatározott ható kiszámítása még hátra van (elektronikus számítógépre való probléma).

Az azonban nyilvánvaló, hogy olyan medenceterületen, amely közvetlenül érintkezik geoszinklinális jellegű lánchegységgel, nem szabad, de nem is lehet közös regionalitást, közös regionális hatót, közös regionális anomáliát és anomáliatérképet elképzelni, megszerkeszteni. Ilyet csak külön-külön lehet a lánchegységre is, a medencére is, mert ebből a szempontból ezeknek nem az egyége, hanem az ellentéte a lényeges (1964, *Zilahi-Sebess L.*)

* * *

A regionális anomália levonása után maradó, tisztábban helyi hatásokat tükröző, ún. *maradékanomália* feltételezhető földtani hatói a következők:

1. a medencét kitöltő üledékes összlet sűrűség-inhomogeneitása (hajlott szerkezeti formákkal vagy ezek nélkül);
2. a medencealjzat laterális sűrűségváltozása (közettani változással vagy anélkül);
3. a medencealjzat kis domborzati egyenetlenségei, amelyeket a regionális hatónál elhanyagoltunk;
4. a kéregvastagság ingadozása (ezt a hatást csak annyiban értelmezzük maradékanomáliának, hogy a regionalitás levonása után bennemarad az anomáliaértékekben; a kéregvastagságból származó hatás nagy területen állandó, ezért a maradékanomáliák képét nem torzítja).

Könnyen belátható, hogy a 4. kivétellel mindegyik hatótípusnak nagy és közvetlen kutatási jelentősége lehet — elsősorban kőolajkutatási vonatkozásban.

A maradékanomáliának tehát a síkvidéken *van* földtani értelme, csak azt nem tudhatjuk merőben gravitációs alapon eldönteni, hogy hatója 1, 2 vagy 3. típusú-e, vagy ezek tetszésszerű variációja.

Az előbbi felsorolás azért is lényeges, mert a gravitációs mélységszámítási problémával kapcsolatban feltétlenül tisztáznunk kell, hogy minek a mélységét akarjuk kiszámítani. A magyar medencében olyan ható, amelynek mélysége van, több is lehet; de olyan földtani határfelület, amelynek a mélységét érdemes meghatározni, általában csak kettő van: az alsó és a felső pannóniai alemelet határfelülete és a medencealjzat.

Ha a gravitációs mélységszámítási problémát valahol szabad „két réteg” problémává egyszerűsíteni, akkor a magyar medencében szabad – elvben. Ez a két réteg: a medenceüledékek összelete és a medencealjzat. Az előzőkben vázolt sűrűségeloszlás azonban a problémát gyakorlatilag megoldhatatlanná teszi. A maradékanomáliaszámítás, a magasabb deriváltak számítása és általában a másodlagos feldolgozás az eredeti Bouguer-anomáliaképet kétségtelenül tagoltabbá teszi, de önmagában egyik sem árulja el, hogy földtanilag mit tükröz.

Az egyes hatótípusok megkülönböztetése egymástól, csupán gravitációs megfontolásokkal és számításokkal (magasabb deriváltak, analitikus lefelé folytatások) nem lehetséges. Ennek következtében a gravitációs kutatás a medencében kizárólag indikátor egyéb – dimenziómeghatározó – geofizikai módszerek számára.

A másodlagos feldolgozásokat – területről-területre – megfontolt kombinációban célszerű alkalmazni, leginkább sajátos problémák megoldására. Az ország nagy részén nyilvánvalóan elégséges az egyszerű Bouguer-anomália térkép.

41.2 A gravitációs értelmezés problémái hegyvidéken

A hazai hegyvidékeknek a 33 fejezetben adott leírása nyilvánvalóvá teszi, hogy az 1. típusú „hegység” valójában fiatal harmadkori medence, tehát mindaz vonatkozik rá, amit az előző fejezetben elmondtunk. Kétségtelen, hogy az erősen tagolt terep számos mérési és korrekciós nehézséget okoz, de ez nem elvi különbség.

A 2. típusú hegységről is kimutattuk, hogy lényegében harmadkori medence, ugyancsak durvább topográfiával, mint harmadkori medencéknél szokásos. Egyetlen vulkáni hegységünk, a Mátra vet fel egy sajátos problémát, azonban ezt éppen a probléma egyedi volta miatt majd a Cserhát–Mátra-hegység című fejezetben tárgyaljuk. Elvi lényege a változatos felszíni földtani felépítés sűrűségviszonyainak szerepe a gravitációs értelmezésben. Ez a probléma egyébként is sajátosan a 3. típusú hegységhez tartozik.

A 3. típusú hegységet a 33 fejezetben szigethez hasonlítottuk, amely a környező fiatal „üledéktengerből” emelkedik ki. A kiemelkedő hegység átlagos sűrűségét $2,6 \text{ g/cm}^3$ -nek, az „üledéktenger” átlagos sűrűségét $2,0 - 2,2 \text{ g/cm}^3$ -nek becsülhetjük.

Felmerül a kérdés, hogy amikor ilyen hegységnél a Bouguer-korrekcióval a tenger szintjére vonatkoztatunk, a Bouguer-hatásban foglalt sűrűségértéket hogyan válasszuk meg. Három különböző sűrűségtartomány van ugyanis: 1. a nagysűrűségű hegység területe; 2. a hegység pereme, ahol a kis sűrűségű medenceüledékek kezdenek szerephez jutni; és végül 3. a hegységtől távolabb, ahol már a nyílt medence sűrűségviszonyai uralkodnak (1964, *Munkaközösség*).

A kérdésre csak akkor nehéz válaszolni, ha az egyes sűrűségtartományokat meg akarjuk határozni és változó sűrűségértékkel akarjuk végezni a korrekciót. Ekkor ugyanis két megoldhatatlan problémával kerülünk szembe: 1. a helyes sűrűségértékek megválasztása és 2. a sűrűségtartományok kijelölése. Emellett probléma a mérési hálózat csatlakoztatása a szomszédos medencerész Bouguer-anomáliatérképéhez.

Ilyen eljárás azonban nem szükséges. Be kell ugyanis látnunk, hogy a tenger szintjére vonatkoztatás ritkán — ha egyáltalában — jelentheti azt, hogy a redukált anomáliaérték kizárólag a tengerszint alatt levő tömegek gravitációs hatását mutatja. A Bouguer-hatás ugyanis — amint említettük — egy végtelen, *homogén*, sík lemez hatása, s ez nyilvánvalóan nem egyezhetik egy tényleges hegység változó sűrűségű tömegeinek a hatásával. A Bouguer-korrektció csak azoknak a „látszólagos” anomáliáknak kiküszöbölésére szolgál, amelyeket nem sűrűségváltozás okoz, és amelyeket a mért értékek egyszerű magassági redukciója (a free-air redukció) nem tüntet el.

Mínt hogy az ország nagy részén (a medenceterületen) megfelelő a $2,0 \text{ g/cm}^3$ sűrűségérték, a nagyobb sűrűségű hegységek területén is ezt használjuk; tudatában annak, hogy az anomáliák kissé felfelé torzítottak lesznek, és „látszólagos” anomáliát is tartalmaznak. A Bouguer-anomália tehát korrelálni fog a topográfiával, de ez inkább előny olyan területen, ahol a topográfia és a földtani felépítés között összefüggés van (kibúvás). Így természetesen csak nagyszerkezeti felvilágosítást kaphatunk: a kibúvás egészének alakját és határait. Más nem is nagyon várhatunk a gravitációs kutatástól olyan modellnél, ahol a legmarkánsabb ható a felszínen van és a sűrűségi kép zavaros (a földtani szerkezettel nem függ össze).

Ez az utóbbi tény azt is nyilvánvalóvá teszi, hogy a 3. típusú hegység területén mélységszámításnak *nincsen* értelme (a ható a felszínen van); nem mutathat többet a maradékanomália sem, mint amit a Bouguer-anomália mutat (a felszínen levő ható alakját), tehát maradékanomaliaszámításnak sincsen értelme. Ilyen körülmények között nyilvánvalóan ugyanez vonatkozik a regionális anomáliára is. Mindezeket a számításokat természetesen el lehet végezni, de földtani, kutatási értelmük nincs. (Egészen más a helyzet az ún. mikroméréseknél, vagyis helyi, igen részletes gravitációs kutatásoknál; ezzel azonban itt nem foglalkozunk).

Részletesebb értelmezés (részletes térképezés) céljából a magassági korrekció kiszámításánál kell a helyi viszonyokat figyelembe venni. A cél nem lehet a sűrűségérték változtatása pontról-pontra. Ehelyett az egész területre legjellemzőbb magassági korrekció kiszámítására kell törekedni.

42 A FÖLDMÁGNESES MÓDSZER

Míg a gravitációs jelenségek körében csupán vonzó erővel kell számolnunk, a mágneses jelenségeknél vonzó és taszító erők egyaránt fellépnek. A mágneses hatók ennek megfelelően bipolaritást mutatnak; a két mágneses pólusnak csak együttes hatása vizsgálható.

Míg a gravitációs maximumból durván arra következtetünk, hogy valami „fent” van, a minimumból pedig arra, hogy „lent”, a földmágneses anomáliák szélső értékeinek (a maximumoknak és a minimumoknak) önálló és egymással egyező értelmű földtani jelentésük is lehet. A maximum függőleges mágneses testnél nem „fent”-et jelent, hanem azt, hogy a mágneses test negatív (déli) pólusa van a felszínhez közelebb, a minimum pedig nem „lent”-re mutat, hanem arra, hogy a pozitív (északi) pólus van a felszínhez közelebb. Vízszintes és ferde testnél — a bipolaritás miatt — a maximumot szükségképpen minimum kíséri. Ennek elhelyezkedése a

maximumhoz képest függ a test térbeli helyzetétől és a test mélységétől. A ható mélységére az anomáliaérték hirtelen változása jellemző, nem pedig az, hogy maximum-e az anomália vagy pedig minimum.

A földmágneses kutatómódszer elvi alapja az, hogy a Föld mágneses tere első közelítésben egy mágneses dipólus vektortereként írható le, és a földkéreg anyagai (a kőzetek) ennek a dipólusnak a terében különféleképpen mágneseződnek. Ezzel a földi mágneses térnek elméletileg egyenletes eloszlását eltorzítják, vagyis anomáliákat hoznak létre. A kőzetek nem egyformán mágnesezhetőek. Azt az anyagi állandót, amely megmutatja hogy egy bizonyos anyag mennyire mágnesezhető, fajlagos mágnesezhetőségnek vagy *mágneses szuszeptibilitásnak* nevezzük.

A földmágneses térerősség valamely ponton mért értéke tehát függ az ott levő kőzetek szuszeptibilitásától, és a ható tömeg felszínétől számított távolságától.

A földmágneses *anomália* pedig nem más, mint az adott ponton mért térerősség különbsége ($\Delta Z, \Delta H$) a másodfokú függvényvel meghatározott normális térerősséghez képest⁶ (5. ábra).

Az anomáliát kialakító mágnesezettség két komponensre bontható. Az egyik komponens az ún. *gerjesztett (indukált) mágnesezettség*. Ez a fajta mágnesezettség, irányát és nagyságát tekintve, a jelenleg uralkodó mágneses térerősségnek és a kőzet mágneses szuszeptibilitásának a függvénye. A másik komponens az úgynevezett *remanens mágnesezettség*.

A remanens mágnesezettség problémája nem egyszerű; hazánkban — mint látni fogjuk — különös jelentősége van, ezért kissé bővebben elemezzük.

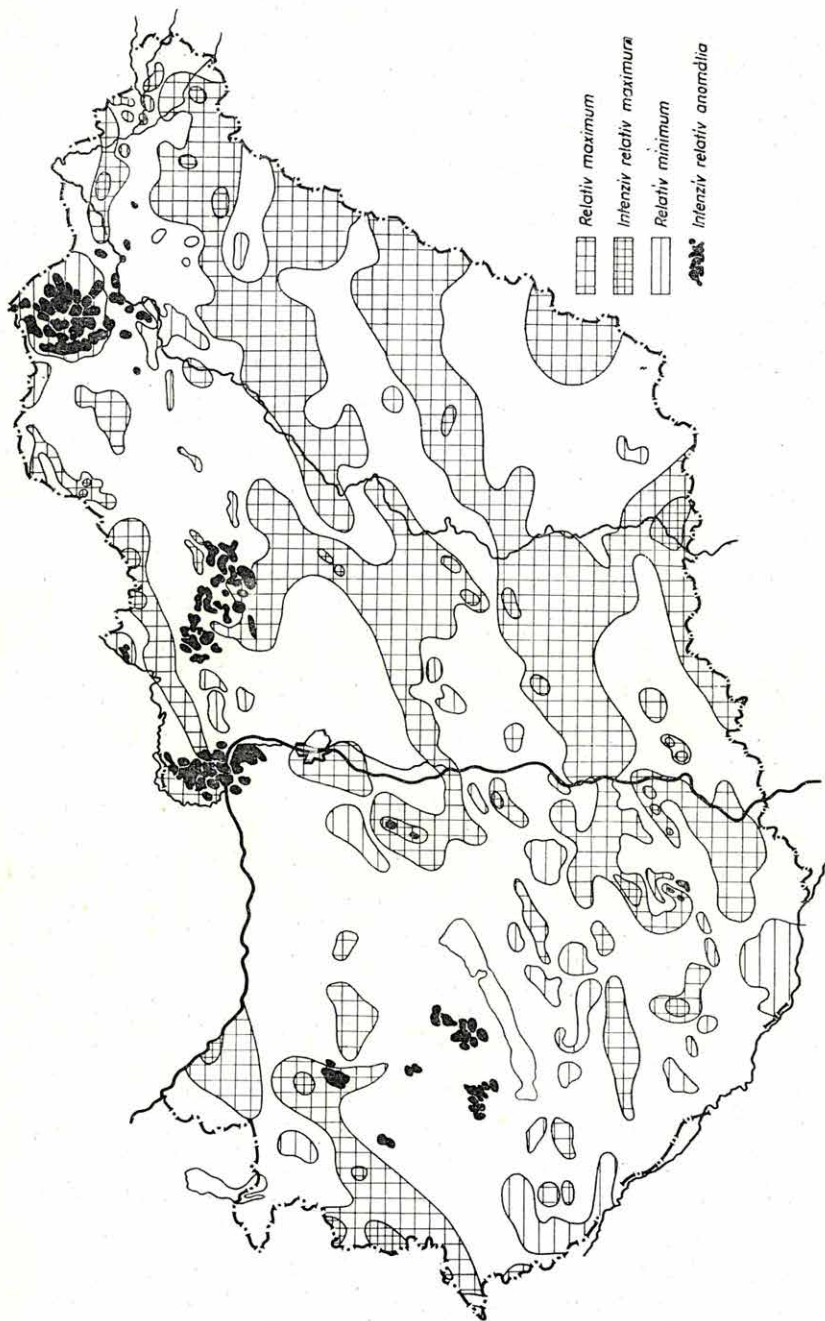
A remanens mágnesség fizikai fogalma a következő: ha valamely nem mágneses, de mágnesezhető anyagot a telítettséig mágnesezünk, majd lemágnesezzük, a mágnesező tér zérusra csökkentésekor az anyag még mindig őriz bizonyos mágneses nyomatékot. A felmágnesezést nem ugyanaz a görbe írja le, mint a lemágnesezést (hiszterézis), a mágnesezés tehát irreverzibilis folyamat. Azt a mágneses nyomatékot, amelyet az anyag akkor is tart, amikor a mágnesező tér zérusra csökken, *remanens mágnességnek* nevezzük.

A remanens mágnesezettség geofizikai fogalma ettől eltér és a két fogalom összekeverése számos zavart okoz.

Runcorn (1956) a természetes remanens mágnesezettségnek azt a válfaját, amely vegyi átalakulással nem jár, három csoportba osztja: 1. termoremanens mágnesezettség, 2. izotermális remanens mágnesezettség és 3. anhiszteretikus mágnesezettség. Az első úgy áll elő, hogy megolvadt anyagot gyenge mágneses térben Curie pontja (v. ö. a mágnesezés hőmérsékleti hiszterézise) alá hűtünk; a másik kettőt pedig úgy nyerhetjük, hogy az anyagot bizonyos időtartamon át állandó hőmérsékleten mágneses térben tartjuk, majd eltávolítjuk onnan.

A termoremanens mágnesezettség jóval nagyobb és jóval stabilabb, mint a másik kettő. Az olvadékból lehűlő, nagymennyiségű ferromágneses anyagot tartalmazó magmás kőzetek képviselik a kőzeteknek azt a válfaját, amely remanens mágnesezettséget szerezhet; és ez a remanens mágnesezettség — a fentiek szerint — uralkodóan termoremanens mágnesezettség lehet. Ezért a remanens mágnesezettség megszerzésének egyéb lehetőségeit elhanyagoljuk.

⁶ Magyarországon országos áttekintő 1 : 200.000 méretarányú ΔZ térkép áll rendelkezésre.



5. ábra. Magyarország relatív földmágneses (ΔZ) anomáliái
 Фиг. 5 Относительн с аномалии геомагнитного поля (ΔZ) Венгрии
 Fig. 5. The relative magnetic (ΔZ) anomalies of Hungary

A remanens mágnesezettség geofizikai fogalma ezzel természetesen még nem teljes. A teljes fogalomnak lényeges eleme még az a mozzanat is, hogy a lehülő, megszilárduló kőzet a Curie-pontnál nemcsak mágnesezettségét kapja meg (nyeri vissza), hanem a mágnesezettséget hordozó ferromágneses elegyrészei (pl. magnetit- vagy magnetittartalmú lemezkék) igyekeznek a földi mágneses térnek a lehüléskor uralkodó iránya szerint elrendeződni. Akárhogyan rendeződnek is el, polarizációjuk mindenesetre a földi mágneses tér iránya szerint alakul ki. Természetes, hogy a polarizáció a lemezkéket is igyekszik beforgatni a tér irányába, amíg azok a viszkózus anyagban még mozoghatnak.

Az így megszilárdult kőzet (bázisos effuzívum) megszilárdulásakor kapott polarizációját később sem veszti el teljesen; akkor sem, ha közben a földi mágneses tér iránya megváltozik, és együtt mozdul el a kőzettel, ha azt tektonikai erők eredeti helyzetéből kimozdítják.

A remanens mágnesezettség teljes geofizikai fogalmában tehát a jelenlegitől eltérő megőrzött egykori polarizáció a lényeges mozzanat. A megőrzött mágneses nyomaték „védi” a kőzetet újabb mágneses nyomaték megszerzésétől, úgyhogy az ilyen kőzetek remanens mágnesezettsége a jelenlegi tér keltette gerjesztett mágnesezettségnek (amely természetesen szintén hat a kőzetre) többszöröse is lehet. Nem tekintve a polarizációt, az ilyen (ferromágneses anyagban gazdag) kőzetek mágneses nyomatéka a nem ilyen kőzetek (üledékes kőzetek, egyes átalakult kőzetek, savanyú magmás kőzetek) mágneses nyomatékát rendszerint lényegesen meghaladja. A zárójelben felsorolt kőzetek ugyanis vagy csak csekély mennyiségű ferromágneses anyagot tartalmaznak (pl. törmelékes üledékes kőzetek), vagy éppen diamágnesesek (pl. vegyi eredetű üledékes kőzetek).

A kőzet azonban el is veszítheti a remanens mágnesezettséget. Bármily stabil is a termoremanens mágnesezettség, a földtörténeti méretű időtartam, a kőzet mechanikai igénybevétele (erős tektonizmus) és vegyi változások következtében a remanens mágnesezettség csökken. Az időtartam szerepe itt valószínűleg az, hogy hosszabb időtartam több esélyt ad a demagnetizáló mechanikai és vegyi hatások működésének kifejtésére.

Koenigsberger (1938) nyomán Krugljakova (1961) kimutatta, hogy a remanens mágnesezettség és a gerjesztett mágnesezettség viszonya ($Q = I_r/I_i$), amely közvetlenül a kőzet végleges lehülése után 1-nél nagyobb szám, az idős kőzeteknél zérus felé tart. A Q értéke tehát függ a kőzet korától. A mecseki diabáz remanens mágnesezettsége pl. gerjesztett mágnesezettségének több mint kétszerese.

Valószínűleg nagyobb a Q értéke a miocén andezitekre vonatkozólag és nyilvánvalóan zérus felé tart a medencealjzat prekambriumi és ópaleozóos kristályos paláinak azon tagjaiban (szerpentinit, amfibolit), amelyeknek — szuszceptibilitásuk miatt — mágneses nyomatékuk nagy, de — keletkezésük körülményeinél fogva — már kezdetben sem hordhattak jelentős termoremanens mágnesezettséget.

A törmelékes üledékes kőzetnek — ha van is lepusztulásból származó ferromágneses anyag tartalma — az ülepedés körülményeinél fogva jelentős remanens mágnesezettsége nem lehet, mivel a ferromágneses szemcsék rendszertelenül helyezkednek el és egymás hatását statisztikusan lerontják. Ez az

állítás durvaszemű üledékre érvényesebb, mint finomszeműre. A vegyi és organikus eredetű üledékes kőzetek pedig rendszerint diamágnesesek.

A fentiekből az is következik, hogy az egyéb kőzetekben (tehát nem a bázisos effuzívumokban) a gerjesztett mágnesezettség uralkodik, amelynek polarizációja a jelenlegi földi mágneses térhez igazodik, nagyságát pedig kőzetről-kőzetre a fajlagos mágnesezhetőség dönti el.

Jelentős ferromágneses tartalmuk sem az üledékes kőzeteknek, sem a hazai gránitoknak, sem a hazai átalakult kőzetek nagy részének nincsen. Magyarországon a mágneses anomáliákat okozó hatók a pliocén, miocén, kréta és triász kori effuzívumok (bazalt, andezit, dácit, diabáz) és a kristályos öszlet ferromágneses anyagban dús helyi faciesei.

A magmás kőzetek a földmágneses kutatás szempontjából abban is különböznek az üledékes és átalakult kőzetektől, hogy alakjuk más. A magmás formák sajátosak. Ezt lényeges előrebocsátanunk, ha például üledékes kőzetek közé nyomult magmás kőzetek mágneses anomáliáit akarjuk értelmezni, illetve, ha olyan terület mágneses képét akarjuk elemezni, ahol üledékes kőzetek közé nyomult vagy ilyeneken át feltört magmás kőzetek vannak.

Mindezek figyelembevételével a földmágneses módszerre is érvényes az az állítás, hogy hazánk sajátosságai nem annyira a terepi mérés, mint inkább az értelmezés metodikáját érintik.

A földmágneses problematika gyakorlati részét is célszerű síkvidék és hegyvidék felosztásban tárgyalni.

42.1 A földmágneses értelmezés problémái síkvidéken

A magyar medence a fiatal harmadkor eleje (főleg a miocén közepe) táján heves vulkáni tevékenység színtere volt. A vulkáni működés a pliocénban szűnt meg. Körülbelül 10 000–15 000 km³-re tehető az a piroklastikus (tufás, ignimbrites) anyagmennyiség (1962, *Pantó*), amely az üledékképződés folyamán hozzájárult a medence feltöltéséhez. Ez a hatalmas vulkáni tömeg jelentős mágneses anomáliát mégsem okoz, mert túlnyomórészt savanyú elegyrészekből áll; mágneses szuszceptibilitása már ezért is csekély. Törmelékes szövete ugyancsak a mágnesezettség ellen szól. Kivétel a bakonyi-kisalföldi eltakart és a salgótarjáni felszíni bazaltvulkánosság. Ezek jelentős anomáliákat okoznak.

A nagy nyílt medence nagyméretű mágneses hatói a medencealjzatban vannak. A földmágneses anomáliák hatalmas, összefüggő, DNy – ÉK-i csapású, a Tisza vonalában délre kanyarodó pásztáit – ma már mélyfúrások tanúsága szerint is – az ún. flisövet szegélyező kréta diabáz vonulatok és ópaleozóos metamorfitok okozzák (5. ábra).

Ez nem azt jelenti, hogy minden metamorfit erősen mágnesezett. Ennek éppen az ellenkezője igaz: a medence aljzatát számos helyen alkotó gneiszok, fillitek, leukofillitek stb. (pl. a Kisalföldön) az üledékes kőzetekére emlékeztető csekély szuszceptibilitást mutatnak.

A medence aljzatát alkotó karbonátos kőzetek (mészkövek, dolomitok) mágnesezettsége csekély, sőt esetleg diamágnesesek.

Az anomáliákat tehát paleozóos bázisos metamorfitok és a kréta diabázok vonulataiként lehet értelmezni. Ez egyúttal kvalitatív szerkezeti értelmezés is,

mert ezek a paleovulkánitok mindennél jobban mutatják azokat a töréseket, amelyeken át valaha feltörtek.

Kvantitatív értelmezésre eddig még csak egyetlen kísérlet történt (1962, *Posgay*), amelynek jelentős eredménye, hogy az anomáliákat rétegtani szintként értelmezi, nem pedig különböző mélységben fekvő (változatos domborzatú), ugyanazon rétegtani szintnek (pl. a kristályos alaphegység „pszeudogravitációs” térképének, mint táblásvidéken ezt teszik).

Amint az eddigiekből láthattuk, a magyar medencében nincsen egységes mágnesezhető (szuszeptibilis kristályos alaphegység), hanem a kis szuszeptibilitású medencealjzatban (medencealjzat alatt) vannak nagy szuszeptibilitású pászta. Ezenkívül a harmadkori összletben is lehetnek mágnesezhető, ha nem is olyan nagy mennyiségben, mint *Posgay* gondolja.

A magyar medencének ez a sajátos felépítése erősen különbözik a táblásvidéktől, sőt a medencék között is egyedülálló.

A hatószámítás (mélység, térbeli helyzet, szuszeptibilitás) a következő problémákat veti fel. A hatók nagy része krétakori diabáz, amelynek remanens mágnesezettsége nagyobb az indukálténál. A ható viszont rendszerint eléggé mélyen fekszik ahhoz, hogy a kétfajta mágnesezettséget egységesen kezelhessük. Az említett áttekintő hálózat sűrűsége kevés ahhoz, hogy hatómélységet megbízhatóan számíthassunk. Ezenkívül az ország jelentős területéről nem áll rendelkezésre ΔH mérés.

Mindez – együttesen tekintve – meglehetősen a hatószámítás ellen szól. Úgy véljük, a problémában az a megfontolás a döntő, hogy a hatók nagy része a medencealjzatban van. A medencealjzat mélységét pedig más geofizikai módszerekkel kutatjuk.

42.2 A földmágnesezhető értelmezés problémái hegyvidéken

A gravitációs fejezetben követett eljáráshoz hasonlóan itt is eleve kizárjuk a vizsgálatból az 1. típusú hegyvidéket, minthogy jellegét tekintve fiatal medence. Ennek földmágnesezhető vonatkozásait az előző alfejezetben tárgyaltuk.

A 3. típusú hegységek nagy része nem mágnesezhető kőzetekből (mész-kövekből, dolomitokból, kristályos kőzetekből) áll. A Velencei-hegység keleti részén levő felszíni és eltakart eocén amfibolandezit okoz jelentős mágnesezhető anomáliát. A Dunántúli középhegységben a mágnesezhető anomáliákat a harmadkornál idősebb kőzeteken áttört (és azokra rendszerint rátelepült) harmadkori vulkáni kőzetek okozzák. A Ny-i kristályos hegységnyúlványok területén egy serpentinisedett mezozoos bázisos vulkáni kőzet (1953, 1960 *Varrók*) okozza a földmágnesezhető anomáliákat.

Megemlíthető még a szarvaskői (Bükk hegység) diabáz – gabbró – wehrlit, a Bódva-völgyi nátrongabbró és a mecseki diabáz-fondit, mint a helyi mágnesezhető anomáliák forrásai.

A 3. típusú hegységek területén ismeretesek vasérc, főleg vasoxidok (limonit, hematit) és vaskarbanát (a rudabányai ankerit). Ezek az ércek nem szuszeptibilisek, kutatásukra a földmágnesezhető kutatómódszer közvetlenül nem alkalmazható. A 3. típusú hegységek területén nem ismeretes olyan vasérc vagy egyéb érc (beleértve a bauxitot is), vagy egyéb nemérces ásványi nyers-

anyag, amelynek közvetlen kutatására a földmágneses módszer megbízhatóan alkalmazható lenne.

Földmágneses szempontból leglényegesebbek és legérdekesebbek a 2. típusú (vulkáni) hegységek. Az itt előforduló érc- és nemércetelek ugyancsak nem mágnesesek. Ellenben maguk a vulkáni kőzetek okoznak mágneses anomáliákat, főleg a miocén andezitek és a pliocén bazaltok. Ezekben a kőzetekben nyilvánvalóan a remanens mágnesezettség uralkodik.

Minden vulkáni hegységünkre jellemző, hogy hatalmas (1000 gamma nagyságrendű) és túlnyomórészen negatív anomáliákat okoznak. Legszembetűnőbb ez a Tokaji-hegységnél. A jelenséget nem magyarázhatjuk tisztán remanens mágnesezettséggel, mert a miocénban ill. pliocénban uralkodó mágneses tér iránya nem tért el jelentősen a maitól. A hatószámítási, módszerfejlesztési problémakör egyik érdekes feladata lehet ennek a kérdésnek a vizsgálata és tisztázása, a paleomágnesség, a terepi metódika és anyagszerkezeti vizsgálatok tükrében.

A kérdést elsősorban nyilván paleomágnességi vizsgálatokkal kell majd megközelíteni; de az anyag szerkezete sem elhanyagolható, mert a szilárdulási szukcesszióban egyes elegyrészek rendellenesen polározódhatnak egy már korábban megszilárdult (kristályosodott) elegyrész lokális, erős terében. Emellett a korrekciókérdés is revízióra szorul. A földmágneses méréseknél ugyanis terepi korrekciókat általában nem alkalmaznak. Így vulkáni vidéken megtörténhetik, hogy a völgyekben észlelő műszernek föléje kerül a nagy szuszeptibilitású kőzetekből álló hegy tömege. Ez pedig torz képet eredményezhet olyan szemléleti rendszer mellett, amely feltételezi, hogy a hatótömegek az észlelés *alatt* helyezkednek el.

* * *

A mágneses szuszeptibilitás szempontjából eddig megvizsgált hazai kőzetek listája (a kőzetek és a szuszeptibilitásértékek) az 1962. évi Bányászati Kézikönyvben található (*Haáz István*).

43 A GEOELEKTROMOS MÓDSZER

A geoelektromos módszer szokásos felosztása azon alapszik, hogy 1. a Föld valamely természetes áramának vagy 2. mesterségesen gerjesztett villamos tér áramának elsődleges, ill. másodlagos változásait mérjük-e.

Tárgyunk szempontjából ez a felosztás nem megfelelő, mert a geoelektromos eljárások hazai alkalmazásának ösztönös és tudatos tendenciája (ami hazánk speciális földtani és teleptani adottságain alapszik) háttérbe szorította a kis dimenziójú geoelektromos kutatásokat (tekintet nélkül az áramtér természetes vagy mesterséges eredetére) és kifejlesztette a nagy dimenziójú eljárásokat (ugyancsak tekintet nélkül az áramtér eredetére).

Amíg a gravitációs és földmágneses módszernél a hazai sajátosságok — mint láttuk — nem a terepi mérést, hanem az értelmezést befolyásolják, a geoelektromos módszeren a hazai adottságok olyan sajátos szűrést végeztek, hogy a nagymélységű, ill. szerkezetkutató eljárások mellett a kismélységű,

ill. speciális telepkutató eljárások (pl. indukciós, potenciál stb.) szinte elsorvadtak.

Ennek megfelelően célszerűnek látszik a geoelektromos eljárásokat

1. telepkutató és

2. mélykutató

csoportba osztani.

Az 1. csoportba tartoznak a fémes (elektronos) és az elektrolitos (ionos) vezetésen, valamint a redoxpotenciálon (diffúziós, filtrációs potenciálon) alapuló különféle induktív és potenciálmérő eljárások.

Mint hogy Magyarországon összefüggő, fémes vezetést biztosító vagy jelentős oxidációs zónával rendelkező, nagy, szulfidos érces testek nem fordulnak elő, érthető, hogy az 1. csoportba tartozó eljárások jelentősen nem fejlődhetek ki. Ha ilyen testek volnának, az 1. csoportba tartozó eljárások alkalmazásának semmiféle sajátossága nem lenne. A sajátosság éppen az, hogy a felsorolt jellegű telepek úgyszólván teljesen hiányoznak, illetve csak szórt, hintett, a geoelektromos eljárásokra kedvezőtlen eloszlásban fordulnak elő.

A 2. csoport eljárássai ellenben erősen kifejlődtek, mert az ország medencejellege ezek fejlesztését kívánta meg. Ebbe a csoportba a fajlagos ellenállásmérések különféle válfajai tartoznak, továbbá a természetes terek eljárássai közül a tellurikus (magnetotellurikus) eljárás.

A geoelektromos módszert magát — az 1. fejezetben — a mélységmérő vagy dimenziómeghatározó módszerek csoportjába soroltuk. Ebben a felosztásban is a medenceszemlélet a döntő. Mellőztük ugyanis azt a tényt, hogy a tellurikus eljárás természetes teret mér. Ehelyett (qualitatív) mélységmeghatározó funkcióját emeltük ki. Láthatjuk, hogy mélységmérő funkciót lényegében csak a 2. csoportba tartozó geoelektromos eljárásoknak szánhatunk. Ezeknek hazai uralkodó szerepe magyarázhatja azt, hogy a geoelektromos módszer a mélységmérő, dimenziómeghatározó módszerek közé tartozik, tehát mindkét felosztás elsősorban hazai érvényű.

A továbbiakban geoelektromos módszeren a mélységmérő, mélykutató geoelektromos módszert értjük.

Mihelyt mélységmérő módszerrel állunk szemben, éppen hazánkban könnyű meghatározni a feladatot: a harmadkori medencék aljzatának kutatása, amely úgy is fogalmazható, hogy a fedőösszlet vastagságának és a medencealjzat domborzatának kutatása. A két feladat lényegében azonos.

A geoelektromos módszer megkívánja, hogy a kutatandó összlet (medencealjzat) fajlagos ellenállása nagyságrenddel legyen nagyobb, mint a medenceüledékösszlet fajlagos ellenállása. Ez a követelmény rendszerint teljesül, de az is előfordul, hogy a „geoelektromos aljzat” nem azonos a harmadkori medence aljzatával.

Mint hogy a szeizmikus rengéshullám terjedési sebessége, mint fizikai paraméter, a hazai kőzetekben nem egészen úgy oszlik el, mint a fajlagos ellenállás, a két kutató módszer együttes alkalmazása a tényleges medencealjzat meghatározását biztosabbá teszi. Ez arra is figyelmeztet, hogy a geoelektromos módszerrel a másik dimenziómeghatározó módszert, a szeizmikus

módszert teljesen nem helyettesíthetjük (ez természetesen fordítva is igaz). A törekvés azonban, hogy a szeizmikus módszert a *lehetséges mértékben helyettesítsük* a geoelektromos módszerrel, önmagában helyes, mert a geoelektromos módszer jóval olcsóbb, mint a szeizmikus.

A tellurikus eljárásra éppen a fiatal harmadkori medence az ideális alkalmazási terület. A medencealjzat végtelen vagy csaknem végtelen ellenállású, a harmadkori összlet pedig kitűnő vezetőke a földi áramoknak.

A geoelektromos eljárásoknak hazánkban kifejlődött válfajai a következők:

1. *Ellenállásszelvényezés*. Az irodalom szerint függőleges képződmény-érintkezések nyomozására alkalmas. Hazánkban a harmadkori fedőösszletek fajlagos ellenállásának laterális eloszlását vizsgálják ezzel az eljárással.

2. *Vertikális elektromos szondázás (VESZ)*. Ez az eljárás függőleges behatolású áramtér segítségével olyan vízszintes (közel vízszintes) felületek kutatására alkalmas, amelyeknek fajlagos ellenállása jelentékenyen nagyobb, mint a felettük települő összleteké. A magyar medence nagy mélysége megkövetelte, hogy ennek az eljárásnak a hatósugarát a nyílt medencében is az aljzatiig növeljék. Így jött létre, mint a VESZ egyik válfaja a

2/a. *dipol-ekvatoriális (DE) szondázás*. Ennek szondaelrendezése 3 km-es behatolást is biztosíthat. A dipol ekvatoriális szondázást azonban ritkán alkalmazzák önállóan. Komplex párja a

3. *tellurikus eljárás*, amely a földkéreg felső, kis ellenállású részében folyó természetes földi áramok mérésén alapszik és voltaképpen kvalitatív eljárás. A dipol szondázással komplex kapcsolásban azonban (a képződmények fajlagos ellenállásának ismeretében) kvantitatívva fejleszthető; a medencealjzat kutatására alkalmas. Ennek újabb fejlődési iránya a

3/a *magnetotellurikus eljárás*, amely nagyobb pontosságot biztosít; ennek következtében a fedőösszlet valamelyes tagolását is megengedi. Jelenleg még kísérleti stádiumban van.

Eddigi tárgyalási rendünknek megfelelően itt is külön tárgyaljuk a síkvidéki és a hegyvidéki problémákat, de előre bocsátjuk, hogy a geoelektromos módszer alkalmazása szempontjából ez a két tájtípus nem különbözik olyan mértékben, mint a többi klasszikus módszer szempontjából. A különbség legfeljebb ott domborodik ki erőteljesebben, hogy a telepkutató eljárásokat – ha egyáltalában alkalmazni lehet – kizárólag hegyvidéken lehet alkalmazni.

43.1 A geoelektromos módszer alkalmazása síkvidéken

A síkvidéken alkalmazott alapvető geoelektromos komplexus a VESZ dipol-ekvatoriális szondázás, a tellurikus eljárással kombinálva. A harmadkori medence aljzata nagy fajlagos ellenállású, ezért ezzel a komplexussal általában nyomozható. Olyan helyeken azonban, ahol a medencealjzaton permi homokkő vagy, kréta ún. flis alkotja, megtörténhetik, hogy ez a két törmelékes üledékes kőzetösszlet beleolvad a harmadkori fedő ugyancsak törmelékes összletébe. Másrészt viszont az is előfordulhat, hogy ahol a miocén tömött, mészköves fáciesben települ a medencealjzatra, vagy pedig a medence mély és a neogén

(pannóniai) alsó szintjei erősen tömörödtek, a „goelektromos aljzat” szintje a medenceüledékösszletben fut. Az esetek többségében azonban a tényleges medencealjzat 10–15%-os pontossággal meghatározható.

Az ellenállásszelvényezés a fedőösszlet laterális fajlagos ellenállás eloszlására vonatkozólag ad felvilágosítást. Jelenleg ennek az eljárásnak mélységi behatolása rendszerint nem elegendő arra, hogy egészen az aljzatig lehessen tetszés szerinti szintekben izoohm térképeket készíteni.

A goelektromos kutatást síkvidéken csak a közelmúltban kezdtük rendszeresen alkalmazni a medencealjzat felderítésére, ill. a harmadkori medenceüledékösszlet vastagságának meghatározására. A magyar medencében ilyen kutatás közvetve a kőolajkutatás érdekében történik.

Újabban kezd előtérbe kerülni a víz. A goelektromos kutatás a harmadkori szelvényben vízkutatásra hasznosabb lehet, mint a szeizmikus, mert bizonyos kedvező körülmények között a kimutatott képződmény vízzel telítettségére vonatkozólag is adhat felvilágosítást.

A goelektromos módszer (sekély VESZ) a felszínközeli, mérnökgeofizikai feladatok megoldásában is hasznos eszköz. Ez azonban nem tartozik szorosan a medence sajátosságának kérdéséhez, és nem is sajátosan síkvidéki feladat.

43.2 A goelektromos módszer alkalmazása hegyvidéken

A goelektromos módszer alkalmazása hazánkban hegyvidéken kezdődött. A hegyvidéki harmadkori medencék aljzatát, vagy alárendeltebben a harmadkori összletben levő valamely goelektromos vezérhorizontot goelektromos módszerrel számos alkalommal sikerrel kutatták.

Amíg a síkvidéken az ott felsorolt komplexus kizárólagos, és érvényes az az állítás, hogy a goelektromos kutatás célja elsősorban dimenziómeghatározás, addig hegyvidéken, vulkáni hegységekben, gyenge szulfidos érceink területén, a Velencei-hegység kvarcteléreinek területén stb. különféle természetes és polarizációs potenciálmérések, valamint indukciós, tehát telep kutató mérések történtek.

Az alapvető feladat azonban hegyvidéken is valamely helyi medence aljzatának kutatása volt. Hegyvidékeken az egyidejűleg végzett fúrólukszelvényezések látták el a felszíni ellenállásméréseket a fajlagos ellenállás értékeivel. A kétfajta mérésből nyert értékek egybevetése minden esetben goelektromos anizotrópiára engedett következtetni.

Az 1. és 2. típusú hegyvidék lényegében medence. A 3. típusú hegyvidéket a goelektromos módszer alkalmazása szempontjából 3 területfajtagra oszthatjuk: *a)* olyan területre, ahol a medencealjzat ténylegesen a felszínen van; *b)* a kibúváson, a kibúvás peremén vagy két kibúvás között levő általában sekélyebb (1–200 m mély) medencerészekre; és *c)* a hegységtől távolabb levő nyíltabb, mélyebb medencerészekre.

a) A kibúváson, illetve a csak néhány m vastag hordalékkal eltakart medencealjzatterületeken az ellenállásszelvényezés számos változata kaphat szerepet horizontális kőzetváltozások (vertikális kontaktusok) nyomozására. A felszínre bújó medencealjzatot goelektromos módszerrel tagolni nem lehetséges.

b) A sekélyebb (néhány száz méter mélységű) peremi vagy belső medencékben a VESZ szerepe az uralkodó. Az a tapasztalat, hogy a medencealjzat mélységét VESZ mérésekkel 15–20% hibahatáron belül meg lehet határozni (pl. bauxitfekvő dolomit a Bakonyban, permi homokkő a Mecsekben). Némelyik hegységünk – pl. a Mecsek-hegység – tektonikai zavartságánál fogva a mérésekkel szemben akadályokat jelent. Ezt a megfelelő helyen részletezzük.

c) A nyílt medencérszekeken (a hegységtől távolabb) a problémák teljesen azonosak a síkvidékkel kapcsolatban ismertetett problémákkal.

A nyert ρ görbék rendszerint kétrétegűek (fedőösszlet – medencealjzat), de vannak háromrétegűek is (neogén – paleogén – medencealjzat; pleisztocén – neogén – medencealjzat), továbbá – ahol a neogén is tektonikai igénybevételt szenvedett, pl. néhány helyen a Mecsekben – kiértékelhetetlen görbék adódnak.

44 A SZEIZMIKUS MÓDSZER

Az alkalmazott geofizika módszerei közül a mesterségesen gerjesztett földrengéshullám felhasználásán alapuló szeizmikus módszer az, amelyet hazánk földtani sajátosságai a legsokoldalúbban érintenek. Ezek a sajátosságok ugyanis szükségképpen befolyásolják a kiértékelés és értelmezés szemléletét, és a helyes geofizikai modell vezérelte szemlélet visszahatóan befolyásolja az általános kutatási metodikát, az eljárások (refrakciós, reflexiós) megválasztását és arányát, valamint a terepi műveleteket. Ezt úgy szoktuk kifejezni, hogy a szeizmikus mérések értelmezése lényegében már a mérések tervezésekor megkezdődik.

A szeizmikus módszer alapvetően két eljárásra: a refrakciós és a reflexiós eljárásra tagozódik. Mindkettő más-más hullámfajta észlelésén alapszik és mindkettőt más-más fajta földtani viszonyok felderítésére kell alkalmazni.

Refraktált (visszatört) hullám (fejhullám, vagy *Mintrop*-hullám) olyan határfelületen keletkezik, terjed és indul vissza a felszínre, amelynek a *szeizmikus sebessége*⁷ ugrásszerűen nagyobb, mint a felette levő rétegé (összleté). Az eddigiek szerint nyilvánvaló, hogy ennek a követelménynek a magyarországi harmadkori medencék aljzata általában megfelel.

Reflektált (visszavert) hullám olyan felületről verődik vissza, amely két különböző hullámellenállású⁸ réteget (képződményt) választ el egymástól, tekintet nélkül az előjelre (tehát nem szükséges, hogy az alsónak a hullámellenállása legyen a nagyobb). A magyar medence harmadkori összletének szeizmikus mikrorétegzettsége elvben rendelkezik a reflexióhoz szükséges sajátosságokkal. Reflexióra képes a makrorétegzettség is; a beeső hullám alacsonyfrekvenciás komponensei a makrorétegzettségre érzékenyek.

Reflektáló és refraktáló határfelület lehet azonos, de ez nem követelmény.

A két eljárás viszonyát akkor értjük meg, ha – legalább röviden – korlátaikat is megemlítjük.

⁷ Valamely képződmény vagy határfelület szeizmikus sebességén a benne, ill. rajta terjedő szeizmikus hullám terjedési sebességét értjük; ezt a bonyolult körülírást elkerülendő, a továbbiakban valamely képződmény és a benne, ill. rajta terjedő hullám sebességének viszonyát egyszerű birtokviszonnyal fejezzük ki.

⁸ A hullámellenállás a sebesség és a közetsűrűség szorzata.

A refrakciós eljárás megköveteli az ugrásszerű sebességnövekedést, tehát a harmadkori összletben, ahol általában folytonos sebességnövekedést találunk, fejhullám (*Mintrop*-hullám) nem alakulhat ki. Ez is a medencealjzathoz kapcsolja a refrakciós eljárást. Medencealjzatra irányuló refrakciós kutatásnál a szeizmikus hullámot gerjesztési helyétől nagy távolságban észleljük. A Föld rétegei pedig a szeizmikus hullámmal szemben felülvágó szűrőként viselkednek; a nagy távolságra terjedő refraktált hullám spektrumában tehát egyre alacsonyabb frekvenciák uralkodnak. Ez csökkenti a hullám földtani felbontó képességét, mert az alacsonyfrekvenciás hullám a kis objektumokat nem érzékeli.

A reflektált hullám kialakulásához a felsorolt tényezőkön kívül a vízszinteshez közel álló, zavartalan település is szükséges. A reflektált hullám — magasabb frekvenciaspektrumánál fogva — érzékeny a kisméretű objektumokra (pl. lencsék), de éppen ezért egy határfelületnek a hullámhossz nagyságrendjébe eső függőleges egyenetlenségei a reflektált hullámot szét is szórják. A medencealjzat a reflektált hullámmal szemben durva, érdes felületként viselkedik, mint például a maratott üveglap a fényhullámmal szemben. Jóllehet a medencealjzat hullámellenálláskülönbsége, reflexiós indexe nagy, rajta a reflektált hullám diffúz visszaverődést szenved, sem be nem hatol felszíne alá, sem pedig szabályosan nem érkezik vissza, szétszóródik.

Világszerte kísérletek folynak a reflexiós hullámok irányított, szabályozott vételének kidolgozására (*Sonograph*, *RNP*). Hazánkban a szovjet *RNP* eljárással végeznek kísérleteket — egyelőre medenceterületen. Az *RNP*-t a Szovjetunióban nagy dőlésszögű és zavart tektonikájú képződmények nyomozására dolgozták ki. Az eljárás hullámtanilag lényegében reflexiós. Különbsége a reflexiós eljáráshoz képest, hogy megfelelő berendezés segítségével a beérkező komplex (és gyakran zavaros) jelkötegből képes kiválogatni azokat a jeleket is, amelyek nagy dőlésszögű felületekről és kis felületdarabokról jönnek. Magnetofonszalagos berendezéssel kombinálva is alkalmazható. Úgy véljük, hogy ez az eljárás a medencealjzat felszíne alatti szerkezeti viszonyoknak felel meg, tehát ott lesz majd megfelelő alkalmazási területe (tekintet nélkül arra, hogy a medencealjzat a felszínen van-e, vagy pedig ténylegesen a harmadkori medence alján).

Ezek szerint a medencealjzat és a medenceüledékösszlet más-más szeizmikus eljárást kíván: a medencealjzat (mint felszín) a refrakciós eljárást, a medenceüledékösszlet a reflexiós eljárást, a medencealjzat alatti képződmények pedig szintén reflexiós jellegű eljárást. Ez a szabály általános, de helyi kivételei természetesen vannak.

A síkvidéken a medencealjzat és a medenceüledékösszlet egyaránt kutatási cél, mindkét szeizmikus eljárás — a maga hatáskörében — rendszerint alkalmazható is.

A hegyvidékeken rendszerint csak a medencealjzat a kutatási cél; a medenceüledékösszlet tektonizáltabb (tehát reflexióra még alkalmatlanabb), mint a síkvidéken; a hegyvidékeken eddig a szeizmikus eljárások közül uralkodó, csaknem kizárólagos szerepe volt a refrakciónak.

Ez maga is mutatja, hogy ennél a módszernél is érdemes síkvidék és hegyvidék felosztásban vizsgálni az alkalmazás alapelveit.

44.1 A szeizmikus módszer alkalmazása síkvidéken

A síkvidékek medencéinek két lényeges eleme: a medencealjzat és a medenceüledékek összelete a szeizmikus módszert — mint ismertettük — más más feladat elé állítja.

A medencealjzat kemény, konszolidált, nagy sűrűségű és nagy sebességű kőzetek összetétét határolja felülről. Ez a határfelület nem egyenletes és nem is homogén. Változatos — törésekkel felszabdalt és ennek megfelelően erodált — felszíne van; ez a felszín a medence földtani szelvényének legmarkánsabb diszkordanciaszintje. Rétegtanilag és kőzettanilag rendkívül változatos. A prekambriumtól a krétáig terjedő rétegtani tartományt fog át; kőzettani felépítésében pedig magmás, üledékes és átalakult kőzetek különféle válfajai szerepelnek. Szeizmikus sebessége ezt a nagy változatosságot nem tükrözi: 5000 m/s és 6000 m/s közé tehető az a sebességtartomány (s ez kivételesen 7000 m/s-ot is elérhet), amellyel a medencealjzat határsebességét jellemezhetjük. A kőzetek ásványi összetétele, kora, eltemetési mélysége, és szeizmikus sebessége között összefüggést jelenleg még alig ismerünk. A medencealjzat — mint egész — nagysebességű határfelület, ahol — fedőjéhez képest — a sebességkülönbség a lényeges (ez csak elvben igaz általánosan; gyakorlatilag — mint látni fogjuk — ettől eltérő képpel is találkozunk). A medencealjzatról — felsorolt tulajdonságainál fogva — jelenlegi műszaki fejlettségünk mellett, első sorban a refraktált hullámokat észlelhetjük.

A medenceüledékek törmelékes összelete folytonos üledékképződéssel jött létre, az aljzat egyenlőtlen süllyedésével többé-kevésbé lépést tartva. Az egyenlőtlen süllyedés következtében az összetben gyakori vízszintes és függőleges fáciesváltozások (kiékelődések, lencsék) vannak. A folytonos süllyedés és üledékképződés, valamint a rétegtömörödés miatt viszont a heterogén lencséknek ebben a hatalmas összetében fizikailag bizonyos nagyvonalú egyöntetűség uralkodik: némelyik fizikai jellemző a mélység függvénye. Ilyen fizikai jellemző például a szeizmikus sebesség is.

A medenceüledékek a paleogéntől a pleisztocénig terjedő rétegtani tartományt képviselik, de tömegüknél és kőolajipari fontosságuknál fogva számunkra legjelentősebbek a pannóniai rétegek, amelyek számos helyen közvetlenül és kizárólagosan borítják a medencealjzatot.

Kőzettanilag a márga és a homokkő váltakozása jellemzi ezt az összetet, de előfordulnak agyag, mészmárga, mészkőrétegek, valamint transzgressziós konglomerátum is.

Az összeteten belül jelentős diszkordancia nincs. Földtanilag legfontosabb határfelülete az alsó- és a felső-pannóniai alemelet határa; kőzettanilag és fizikailag azonban ez a határfelület elmosódó. Az összetet szeizmikus határfelületeire jellemzőbb a hullámmellenállás különbsége, mint a szeizmikus sebesség különbsége.

Mindezek alapján a medenceüledékek összetetéből első sorban a reflektált hullámokat észlelhetjük.

Két sajátos szeizmikus probléma rendelhető a medenceüledékek összetetéhez: *a*) a bemerülő hullámok (görbült hullámútak, többszörösök) problémája és *b*) a szintprobléma.

a) A folytonos sebességnövekedés következtében a refraktált hullámok görbült úton terjednek és visszagörbülve a felszínre, újra bemerülnek, többszörösöket hoznak létre. A kutatások szerint (1963, *Ádám – Kilényi*)

a medenceüledékösszlet sebességváltozása hatványfüggvénnyel ($V = Az^{\frac{1}{n}}$) közelíthető meg. A pannóniai összlet legfeljebb két, nagyvastagságú, sebességmélységfüggvénnyel jellemezhető szakaszra bontható. Ezeknek a szakaszoknak a határait a sebességgradiens hirtelen változása jelzi. A szakaszokon belül a sebesség általában folytonosan növekszik, ha vannak is vékonyabb, vastagabb, a függvénytől eltérő sebességű padok.

A pannóniai összlet tehát szeizmikus refrakciós szempontból nem, vagy csak alig tekinthető rétegzettnak. Benne elhanyagolható mértékben keletkeznek fejhullámok (*Mintrop*-hullámok). A ténylegesen keletkező hullámok bemerülő direkt hullámok, amelyeket egyes szerzők valódi refraktált hullámnak neveznek.

b) A szintprobléma azzal függ össze, amit a lencsés üledékképződésről mondtunk. A lencsézettség következtében olyan fajta – hosszan nyomozható – vezérszint, mint amilyen a táblás vidékeken ismeretes, a magyar medencében nem várható. A szintprobléma bizonyos fokig azonban műszer- és módszerprobléma is, mert míg kezdetben úgy látszott, hogy csak lencsék reflektálnak és összefüggő szint egyáltalában nincs, a legújabb kutatások kimutatták, hogy magnetofonos berendezéssel és a Posgay-féle horizontíróval több kilométeres szintek nyomozhatók, de természetesen szó sem lehet a táblásvidékek rendkívül színtartó vezérhorizontjairól.

Az alsó-pannóniai alemelet teteje statisztikus fációs határ. Ezt már korábban is jelezte a hosszabb hullámú légrobbantás. Újabban ezt megerősíti a sebességgradiens hirtelen változása és a differenciáltabb szűrési (visszajátszási) lehetőségű magnetofonos regisztrálás. A magnetofonos regisztrálás egyrészt növeli a felbontóképességet, tehát a mikrorétegzettség teljesebb leképezését ígéri, másrészt mesterségesen csökkentheti is a felbontóképességet, vagyis a szeizmikus kutatás adatszolgáltató képességét a nagy összletek statisztikus határaitra (a makrorétegzettségre) összpontosítja. Rendkívüli előnye ennek az eljárásnak, hogy e kétfajta tagolást egyetlen felvétel segítségével el lehet végezni. A magnetofonos regisztrálás, a hagyományos reflexiós eljárással szemben, jóval nagyobb információbőséget nyújt. Ennek segítségével például helyenként felismerhető az alsó és a felső pannóniai alemelet eltérő települése.

* * *

Az eddig elmondottak szerint a medencealjzat kutatása elsősorban refrakciós feladat, a medenceüledékösszleté pedig reflexiós. A valóságban a helyzet nem ilyen egyszerű.

Ahol ugyanis a medencealjzat 2000–2500 m-nél mélyebben van, ott a fedő medenceüledékösszlet sebessége, amely ennél sekélyebb településnél 2000 m/s és 4000 m/s között mozog, elérheti a medencealjzatét. A medencealjzat ilyenkor nem éles refraktáló határ; csak sebességgradienssel jelölhető ki.

Nem szabad kritika nélkül tudomásul venni azt a jelenséget, hogy a medencealjzat felszíne reflexiós eljárással nem nyomonozható, és hogy a medencealjzat a legalsó kutatható határfelület. A magnetofonos regisztrálás valószínűleg ki fogja terjeszteni a reflexiós eljárás alkalmazási tartományát a medencealjzatra is. A medencealjzat felszíne alá behatoló kutatásnál pedig a következőket kell mérlegelni.

A medencealjzat alatti rétegek nem vízszintesek, mégcsak nem is közel-vízszintesek; ilyenek valószínűleg csak kivételesen fordulnak elő. Általában erősen gyúrt, diszlokált, meredek dőlésű képződmények alkotják a medencealjzatot. Ennek megfelelően itt olyan eljárás kecsegtet sikerrel, amely egyrészt az energiát a nagy reflexiós indexű medencealjzat alá képes juttatni, másrészt pedig hullámorientálással alkalmazkodik a nagy dölésekhez. Az ún. irányított, szabályozott vétel (*RNP*) technikájának kísérleteit célszerű ebben az irányban fejleszteni.

Az alföldi területek hírhedt „néma zóna” problémája, amely egy lényegtelen kis területfolttól (Hortobágy) eltekintve, nem más, mint zavarhullám-, ill. jel/zajviszony-probléma, a terepi módszerek fejlődésével (különbféle csoportosítások) egyre jobban veszít jelentőségéből.

Kutatástörténeti jelentősége miatt azonban megérdemel néhány szót. A szeizmikus kutatás módszertani nehézségeit ugyanis a múltban hajlamosak voltunk szinte kizárólag a zavarhullám rovására írni. A táblás vidékek irodalma és szemlélete vezetett félre bennünket. Nyilvánvaló, hogy ott, ahol a jó vezérszintek létezése nem probléma, a zavarhullám leküzdése uralkodó metodikai feladattá lép elő.

Hazánkban olyan területeken, ahol a zavarhullám „fátyla” időről-időre spontánul vagy beavatkozásra fellebbent, a fátyol mögött szegényes vagy kaotikus reflexiók látszottak. Ezért a szerző már korábban azt vallotta és vitatta, hogy a zavarhullám leküzdése olyan feladat, amelynek időben valóban meg kell előznie a szintprobléma megoldását, de logikailag az utóbbi a fontosabb. Hiába tisztítjuk meg ugyanis a szeizmogramot a zavarhullámtól, szeizmikus szintek ezáltal csak akkor tűnnek elő, ha egyáltalában léteznek.

Hogy a szeizmikus szintek hogyan léteznek és milyen feltételekkel képezhetők le a magyar medencében, ez a jelenlegi módszerfejlesztésnek és ennek a tanulmánynak is egyik fontos problémája. Ez nem jelenti azt, hogy zavarhullámprobléma ma már nem létezik. Tény azonban, hogy felismertük mögötte az igazi problémát, a szintproblémát, és miközben műszaki erőfeszítéseket teszünk a zavarhullám leküzdésére, a szintproblémával is hasonló intenzitással foglalkozunk.

A zavarhullám nem kizárólagosan a magyar medence sajátossága. De hazai földtani tényezőktől függ, ezért ismertetjük sajátos megnyilvánulásait a konkrét hazai körülmények között.

A zavarhullámproblémát a közelmúltig, kissé felületesen, „néma zóna”-problémának is nevezték. A kérdés közelebbi vizsgálata azt mutatja, hogy az ún. „néma zóna”-nak voltaképpen három válfaja lehetséges:

1. ahol a szeizmogramon a zavarhullám uralkodik;
2. ahol ettől függetlenül nincs reflexiós jel, vagy csak gyenge jel van;
3. ahol egyáltalában nem nyerhető jel (még első beérkezés sem).

Tehát a néma zóna probléma 1. zavarhullám-, 2. szint-, és 3. energia-probléma.

Ahol a probléma zavarhullámprobléma (pl. a zalai löszvidék), ott a megoldás módja — a technikai eszközök és a jártasság fejlődésével — adódik. Minthogy a figyelmet éveken keresztül ez a probléma, illetve a problémának ez az oldala kötötte le, számos technikai és metodikai műfogással a zavarhullámkérdést sikerült úgyszólván teljesen megoldani. Ilyen műfogások: a keverés és a szűrés, de főleg a csoportosítás, azaz sebességszűrés.

Viszont éppen a zavarhullámprobléma állandó időszerűsége szorította háttérbe a szintproblémát, azaz a magyar medence földtani felépítésének ebből a szempontból történő vizsgálatát (a vetődések roncsolt öveinek néma sávjai hazánkban, a fiatal harmadkori összletben nem jelentősek; az ilyen néma sáv ugyancsak műszaki problémát jelent).

Az energiaprobléma (a teljes elnyelés) egyelőre nem egészen megoldott; a 3. típusú, vagy voltaképpeni néma zóna területe azonban egyre szűkül.

Az energiaprobléma (a teljes elnyelés) egyelőre nem egészen megoldott; a 3. típusú, vagy voltaképpeni néma zóna területe azonban egyre szűkül.

44.2 A szeizmikus módszer alkalmazása hegyvidéken

A szeizmikus kutatás a hegyvidékeken is medencekutatás. Ez abból következik, hogy egyrészt az 1. és a 2. típusú hegyvidék — mint láttuk — lényegében medencejellegű, másrészt pedig — mint ugyancsak láttuk — a 3. típusú hegyvidékeken előforduló ásványi nyersanyagok nagyrésze valamilyen hegyvidéki belső vagy peremi medencéhez (öbölhöz) kapcsolódik.

A hegyvidéki medence lényeges szerkezeti elemei ugyanazok, mint a nagy nyílt neogén medencéé, vagyis paleozóos vagy mezozóos medencealjzat és főleg (de nem kizárólag) paleogén medenceüledékösszlet (fedőhegységi kifejlődés).

A szeizmikus szempontból lényeges különbségek a következők: 1. a mélység jóval kisebb (200–1000 m); 2. a törések a felszínig nyúlhatnak; 3. az aljzat kontrasztja a fedőhöz képest kisebb, mert a fedőösszletben paleogén — gyakran mészköves — tagok uralkodnak (már ilyen kis mélységben is 3500–4500 m/s sebességgel); 4. a terjedési sebesség egy-egy összleten (pl. eocén) belül rendszerint nem függvénye a mélységnek, tehát refraktáló határok a fedőösszletben is vannak; 5. a fedőösszlet egyes tagjai reflexiós szempontból rendszerint túlságosan sekélyek (ez a probléma azonban nem tisztázott, mert általában a medencealjzat lévén a kutatás célja, a fedőösszlet viszonyai némileg mostoha kezelésben részesülnek).

Annak ellenére, hogy szeizmikus kutatás hegyvidéki medencékben már jelentős eredményeket ért el, itt is van számos nyílt probléma. Ilyenek: a medencealjzat kutatása reflexiós eljárással; behatolás a medencealjzat alá; ésszerűbb észlelési rendszerek (pl. oldallövés) vizsgálata stb. Úgy véljük, hogy az említett *RNP* eljárás éppen hegyvidéken találja meg igazi alkalmazási területét.

Különleges probléma van a 2. típusú Mátrában. Nem a medencealjzat az egyetlen kutatási cél, hanem a vulkáni összlet valamely tagja is lehet ilyen, rendszerint néhány száz méter mélységben. Ennek felszínét, töréseit kell meg-

határozni. Minthogy a neogén fedőösszletben is vannak refraktáló határok, ez a feladat rendszerint megoldható. Az ilyen felületen azonban rendszerint nem a sebességkülönbség nagy, tehát erre a feladatra inkább a reflexiók eljárás kínálkozik. Ennek kísérleteit a jövőben kell elvégezni.

* * *

Nagyvonalú áttekintésben ezek azok az alkalmazási sajátosságok és problémák, amelyek a magyar medence felépítésének megfelelően az ország geofizikai kutatásában jelentkeznek. Láthattuk, hogy számos probléma még megoldatlan; éppen csak felismertük és foglalkozunk megoldásukkal.

A múlt erőfeszítéseinek gyümölcse, hogy végül is van szemléletünk az egész magyar medencéről és egyes szerkezeti, illetve tájegységeiről is. Számos fizikai adat is van a birtokunkban ezekről a területekről. A továbbiakban a szemlélet és a fizikai jellemzők felhasználásával rendszeresen ismertetjük az egyes tájegységek geofizikai földtanát.

A fejezetek arányát nemcsak a tájegységek földtani fontossága befolyásolja, hanem a szerzett geofizikai ismeretek mennyisége is. A felosztásban az *Országos Távlati Tudományos Kutatási Terv* 7. sz. főfeladatában (*földtani, geofizikai és geokémiai kutatások*) meghatározott tájegységi alapelvet alkalmazzuk.

Az elkövetkező években valamennyi tájegységről áttekintő jellegű, alaposan kidolgozott komplex geofizikai – földtani monográfia jelenik meg, hármas változatú (Δg , ΔZ és medencealjzat) 100 000-es térképmellékletekkel. A Mecsek- és Villányi-hegység monográfiája már megjelent (*M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Évkönyve*, I. kötet, 1964.).

5 A HAZAI FÖLDTANI TÁJEGYSÉGEK (HEGYSÉGEINK ÉS MEDENCEALAKULATAINK) FIZIKAI PARAMÉTEREI ÉS GEOFIZIKAI MODELLJE

A hazai tájegységeket az 1. ábra, földtani modelljüket a 2. ábra szemlélteti. A továbbiakban az egyes tektonikai emeletek közzettani összetételét és fizikai állandóit részletezzük a geofizikai szempontból szükségesnek ítélt, ill. olyan mértékben, ahogyan ismereteink (pl. a fizikai állandókról) megengedik.

Nem tárgyaljuk ellenben, hogy az egyes tektonikai emeletek vagy azok rétegtani elemei egymással milyen módon (konkordánsan, diszkordánsan, közvetve, közvetlenül) érintkezhetnek, mert ez kiolvasható az ábrából.

A fiatal harmadkori medencék közül csak az Alföldnek szentelünk külön fejezetet. A többi medencerészt (Dráva-medence, Kis-Alföld, Pannóniai-medence, vagy 1. típusú dombvidék, Mezőföld) annál a hegységnél tárgyaljuk, amely az illető medence aljzatát felépíti. A Kis-Alföld pl. a 2. és a 3. tájegységhez tartozik, aszerint, hogy a sopron – kőszegi kristályos aljzatú vagy a bakonyi karbonátos aljzatú részt tekintjük.

Az Alföld jóval nagyobb mindezeknél. Eléggé nagy ahhoz, hogy medencealjzatában önálló (pl. az ún. flis zóna) vagy olyan elemek legyenek, amelyeknek takaratlan része hazánk területén nem ismeretes (pl. Bihar-hegységi fácies).

A fejezeteknek a tájegységet jellemző hegység nevét adtuk címül, de csak a gravitációs és földmágneses fejtegetések vonatkoznak a tájegységek egészére (a kibúvársra és a takart részekre egyaránt); a szeizmikus és geoelektromos fejtegetések csak a takart részekre, a peremi és belső medencékre érvényesek. A vulkáni hegységeket ebből a szempontból medencének tekintjük.

Minden tájegységet legalábbis gravitációs és földmágneses relatív anomáliatérképével és általánosított geofizikai modelljével szemléltetünk. Az utóbbiak értelmezéséhez néhány előzetes megjegyzés szükséges.

A képződményhatárokat, érintkezési felületeket (tekintet nélkül jellegükre, amely itt nem is lényeges) különböző vastagságú vonalakkal ábrázoltuk. Minél vastagabb vonal határolja az egyes képződményeket, annál kedvezőbbek (illetve a vonal által szimbolizált felület annál kedvezőbb) geofizikai, elsősorban geoelektromos és szeizmikus kutatásra. Vastag vonal szimbolizálja azokat a képződményhatárokat is, amelyek uralkodó szerepűek a gravitációs és a földmágneses anomáliakép kialakításában; utóbbit külön is jelöltük.

A fizikai állandók megadott értéktartománya a felszíntől a tényleges települési mélységig előforduló értékeket fogja át; durván zérus méter és 1500 m között. Az Alföldnél 5000 m mélységre érvényesek a felső határok.

A kőzet teljes, „kifejlett” fizikai állandóját tehát a felső határ mutatja. Az alsó határ sokszor meglepően alacsony és számos kőzetnél azonos. Tény-

leges mérési tapasztalat van arra vonatkozólag, hogy a felszínen való előfordulás a fiatal kőzetek fizikai állandóit (főleg a szeizmikus sebességet) egy bizonyos alacsony szinten egységesíti (az idős kőzeteket a nagy mélység – magas szinten – ugyancsak rendszerint egységesíti).

A fajlagos ellenállás értékeinek tartománya nemcsak a kőzettani változatosságot, a kort és az eltemetési mélységet tartalmazza, hanem azt az érték-változást is, amely attól függ, hogy a képződményt milyen fajlagos ellenállású másik képződmény fedi.

A táblázatok tükrözik a homokkövek, riolittufák és az ún. flis rendellenes geoelektromos viselkedését is. Ezek a kőzetek rendkívül változékonyak. Az ún. flis fajlagos ellenállása pl. Nádudvarnál (1964, *Szabadváry*) 10 ohmm alá is csökkenhet. Nyilvánvaló, hogy ilyen körülmények között nem alkothat geoelektromos „aljazatot”.

A kőzetfizikai állandókról szerzett ismereteink ma még meglehetősen hézagosak. Nagyon sok esetben nem egy-egy kőzetnek, hanem egy-egy *összletnek* a fizikai állandóit ismerjük (pl. szarmata homokkő, márga, durvamécszkő). A terepi méréseknél, ahonnan a közölt fizikai állandók nagyobb része származik, rendszerint csak az *összlet* fizikai alkatáról kaphatunk képet, mert az *összletet* alkotó egyes kőzetek térbeli kiterjedése csekély. A geofizikai kutatások tervezésekor – éppen ezért – az *összletek* fizikai állandói fontosabbak lehetnek, mint az egyes kőzetek paraméterei.

A geofizikai modelleket ezzel a megfontolással állítottuk össze; tudatában annak, hogy a jövőben végzett paramétermérések a megadott képet módosíthatják. A geofizikai modellek a jelenlegi ismeretekre alapozott tájékoztató (nagyságrendi tájékoztató) adatok; kísérlet, hogy a hazai kőzetek és *összletek* fizikai paraméterei áttekinthetően és könnyen hozzáférhetően álljanak a kutatók rendelkezésére.

A sűrűségértékeket *Pintér Anna* és *Ádám Oszkár*, a szeizmikus sebességértékeket *Posgay Károly*, a fajlagos ellenállásértékeket *dr. Szabadváry László* ellenőrizte. A földtani szelvényeket *dr. Jámbor Áron* szerkesztette.

51 A MEDENCEALJZAT FEDETLEN RÉSZEINEK (A KIBŰVÁSOKNAK) PEREMEI ÉS A VULKÁNI HEGYSÉGEK

51.1 A Mecsek- és a Villányi-hegység

A címben szereplő tájegységet a 7. és 8. ábra mutatja. Határait azért vontuk meg az ábrákon látható módon, hogy a tájegységet jellemző hegységek szerkezetét környezetükbe illesztve értelmezhesük (1964, *Munkaközösség*). Az alább következő fejtegetések érvénye azonban természetesen nemcsak e merev keretek közé fogott területekre vonatkozik, hanem minden irányban valamelyest túllépi a határokat; ennél a tájegységnél például a Dráva-medencében, a Mezőföld és a Dél-Alföld felé.

A Mecsek- és a Villányi-hegység elsőként való tárgyalását alátámasztja az a körülmény, hogy hosszú ideig elsőrendű kutatási (gazdasági) érdek fűződött hozzá és ennek megfelelően geofizikai kutatottsága sokkal alaposabb és sokkal teljesebb, mint bármely más tájegységünké. Részben ezért, részben

pedig mivel ez a tájegység a hazai földtani viszonyoknak és geofizikai problémáknak „eleven” múzeuma, kissé részletesebben is tárgyaljuk.

A területnek a VI. tektonikai emeletnél idősebb képződményei kőzet-tanilag, rétegtanilag és szerkezetileg változatosak. A tájegységen valamennyi tektonikai emelet megtalálható (2. ábra). Általános, nagyvonalú törvényszerűsége a medencealjzatkomplexusnak (I–V. tektonikai emelet), hogy ÉÉNy-DDK irányban, tehát a szerkezet átlagos csapására merőlegesen haladva, kríszályos (prekambriumi kata- és mezometamorfitok, migmatitos gránit, ópaleozóos fillit, mészfilit, pala) alaphegységpászták (I–II. és III. tektonikai emelet) perm-mezozóos (törmelékes, karbonátos fáciesű és bázisos effuzív) pásztákkal (IV–V. tektonikai emelet) váltakoznak. Az utóbbiak vannak magasabb helyzetben, ezért elsősorban ezek bújnak ki a neogén takaró alól, szigetszerű középhegységet alkotva. A perm-mezozóos pászták általában K felé billentek és Ny-on minden esetben, K-en pedig többnyire a tájegység határai közelében tektonikus határuk van.

A VI. és VII. tektonikai emelet képződményei a tájegység nagyobb részén fedik az összes többinek pásztás és a pásztákon belül rendkívül változatos szerkezetű összletét, a medencealjzatot. A geofizikai kutatás célja ugyan az utóbbi, azonban a fiatal fedőösszletet sem hanyagolhatjuk el, mert mind a természetes, mind pedig a mesterséges fizikai erőtereket befolyásolja.

A neogén a hegységek peremein és a hegységek között általános elterjedésű. Az üledékképződés a középső-miocén helvétii emeletében kezdődött változatos szemcsenagyságú, folyóvízi eredetű, törmelékes-üledékes kőzetekkel, majd rövidesen tengerivé vált, a törmelékes jelleg változása nélkül. A tortónai és a szarmata emeletben az elöntés fokozódott, a fácies márgásabbá, meszesebbé vált.

A miocénra általában jellemző, hogy a szemcsenagyság alulról felfelé csökken és a törmelékes fáciest egyre inkább szerves váltja fel.

Az alsó-helvétitől a szarmatáig számos riolit-, dacitufa- és tufit padot találunk. A felső-helvétiben Komló környékén andezit tört fel.

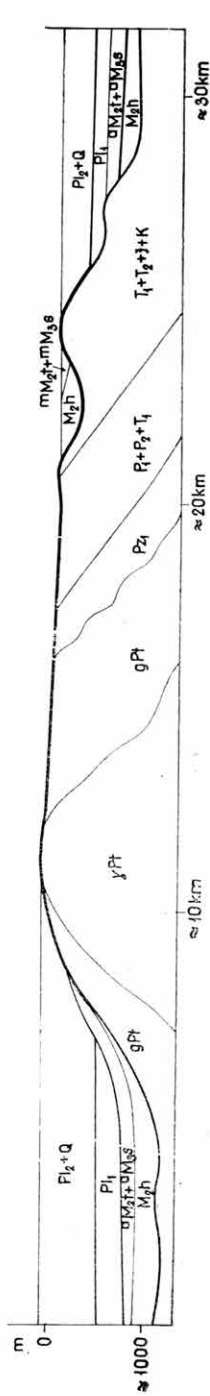
A szarmata emelet végén a hegységek peremei hirtelen süllyedni kezdtek (mint maga az egész Magyar medence is), ezután a pannóniai beltő törmelékes üledékeit találjuk viszonylag nagy elterjedésben. A feltöltődés lépést tartott a süllyedéssel és a nyíltabb medencékben meglehetősen nagy vastagságú, lencsesen váltakozó fáciesű alsó- és felső-pannóniai üledékösszlet képződött.

A neogén teljes vastagsága meghaladhatja az 1000 m-t.

A tájegység geofizikai modelljét a 6. ábra mutatja. A legfontosabb ásványi nyersanyag a liász fekete kőszén és a sugárzó ásványtartalmú permi homokkő. A geofizikai kutatást is ezek vezérelték, ill. vezérlik.

Valamely kutatási objektum geofizikai modellje akkor kedvező, ha 1. olyan felületek határolják, amelyek két oldalán a fizikai állandók értéke élesen különbözik és a határfelület közel áll valamely egyszerű geometriai idomhoz; 2. a modell felépítésében részt vevő kőzetek homogének és izotrópok; és végül 3. ha bizonyos (a mérési módszertől és a mérési rendszertől függő) mélységkövetelmények teljesülnek.

Az 1. és 2. követelmény ideális eset, a gyakorlatban sohasem teljesül, kizárólag egyszerűsítő feltevésként használjuk.



A képződmény		sűrűsége g/cm ³	szeizmikus sebessége m/s	fajlagos ellenállása Ohm·m	mágnesezettsége
Q	Pleisztocén-Holocén	1,4 - 1,8	700 - 1600	10 - 100	-
P1 ₂	Felső-pannoniai	1,8 - 2,0	1700 - 2500	10 - 100	-
P1 ₁	Alsó-pannoniai	2,0 - 2,2	1700 - 2800	5 - 50	-
mM ₂ s	Szarmata	1,7 - 2,2	1700 - 2500	10 - 30	-
mM ₃ s	Szarmata	1,7 - 2,2	2000 - 2500	50 - 200	-
aM ₂ t	Törtónai	1,7 - 2,2	2000 - 2500	20 - 100	-
mM ₂ t	Törtónai	1,7 - 2,3	2000 - 2500	50 - 200	-
M ₂ h	Helvétii	2,1 - 2,3	1700 - 4300	20 - 500	az andezitnek jelenté- keny (főleg rema- nens)
K	Kréta	2,3 - 2,9	3200 - 4600	diabázok 100 - 200 egyéb 100 - 1000	a diabázoknak jelentős (főleg remanens)
J	Jura	2,4 - 2,6	2800 - 4600	100 - 500	-
T ₃	Felső-triász (raeti)	2,4 - 2,6	3000 - 3800	30 - 200	-
T ₂	Középső-triász	2,6 - 2,8	4000 - 6200	500 - 1000	-
T ₁	Alsó-triász	2,4 - 2,7	3800 - 5000	100 - 500	-
P ₂	Felső-perm	2,5 - 2,7	3400 - 4200	100 - 500	-
P ₁	Alsó-perm	2,5 - 2,8	4000 - 4600	100 - 500	csékely (remanens ?)
Pz ₁	Ópaleozoós	2,7 - 3,3	5000 - 6000	> 500	amfibolitnak jelentős (főleg indukált)
gPt	Prekambriumi	2,7 - 3,2	4200 - 6000	> 1000	-
γPt	Prekambriumi	2,5 - 2,9	4400 - 5400	> 1000	-

6. ábra. A Mecsek - Villányi tájegység (a, b) geofizikai modellje - Фиг. 6. Геофизическая модель региона Мечек - Виллани (а, б)
Fig. 6. The geophysical model of the Mecsek - Villány region (a, b)

Tájegységünknel ezeket a követelményeket a következő kőzetek viszonylatában kell rendre megvizsgálni (rétegtani sorrendben): kristályos palák, gránit (I. tektonikai emelet), fillit, mészfilit, szilur pala (II. tektonikai emelet) felső-karbon pala és homokkő (III. tektonikai emelet), permii homokkővek, alsó-triász törmelékes kőzetek, középső-triász karbonátos kőzetek, felső-triász törmelékes kőzetek, alsó-, középső-, felső-liász uralkodóan törmelékes kőzetek, dogger, malm uralkodóan karbonátos kőzetek, kréta karbonátos és törmelékes kőzetek; bázisos eruptívumok⁹ (IV – V. tektonikai emelet), neogén kori uralkodóan törmelékes (alárendelten karbonátos) kőzetek, savanyú tufák és andezit (VI – VII. tektonikai emelet).

A 8. ábra mutatja, hogy valamennyi – szerkezetmeghatározás szempontjából érdekes – fizikai állandó egyetlen szintben mutat következetesen ugrásszerű értéknövekedést: a *neogén* és a *bármely egyéb* határán, vagyis a medencealjzat szintjében (a felső-karbon a Mecsektől D-re, a felső-kréta a Mecsektől É-ra, K-re és D-re alkot részmedencét; az ábrán – rajztechnikai okokból – ezeket nem tüntettük fel).

Legnagyobb mennyiségben és legrészletesebben szeizmikus sebességadatok állnak rendelkezésre. Ezért elsősorban ezeket elemezzük. A tájegység lényegesebb rétegtani szintjeit pusztán ezekre támaszkodva is ki lehet jelölni. Ilyen szint például a medencealjzat szintje. A neogén a tájegységen minden idősebb kőzettel érintkezhet. Az érintkezésen akkor a legnagyobb a különbség, ha a neogén a középső triász mészkő vagy a kristályos alaphegység valamely rendkívülien nagy sebességű tagjával, legkisebb akkor, ha a permii homokkő valamely különösen kis sebességű tagjával érintkezik, sőt itt fedés is lehetséges. Mindez a tájegységnek csak a közvetlen hegységperemi, illetve azokra a részeire vonatkozik, ahol a medencealjzat mélysége nem éri el az 500 m-t. A peremi részeken vagy bárhol, ahol a neogén jelentős vastagságú (500 – 1500 m), a neogén összlet szeizmikus sebessége a mélység függvénye, éppúgy, mint a magyar medence bármely más részén. Jóllehet ilyenkor a medencealjzat sebessége is nagyobb, mintha a felszín közelében lenne, a neogén alsó szintjeinek sebessége megközelítheti a medencealjzat sebességét (pl. *Ellend-1* mélyfúrás, helvéti márga \approx – 800 m mélységben: 4200 m/s).

A neogén talpának (a medencealjzatnak) sűrűsége és fajlagos ellenállása is hasonló képet mutat. A sűrűség és a fajlagos ellenállás szórványos adatai az idősebb rétegtani szintek tagolását alig engedik meg, ezért az idősebb szintek fizikai elemzésébe nem bocsátkozhatunk. Megjegyezzük, hogy a komplex kutatás számára az a kedvező rétegtani szint, amelyen két vagy több fizikai állandó ugrásszerű változást mutat, tekintet nélkül az előjelre.

A szeizmikus refrakciós kimutathatóság (a sebesség ugrásszerű növekedése lefelé) szempontjából a kőzeteknek van kedvező és kedvezőtlen fáciestartományuk. Például az alsó-liász összletnek lehet olyan tartománya, amely alatt a triász mészkő egyik tartománya sem mutatható ki, viszont még a triász mészkőnek is lehet olyan tartománya, amely alatt a perm vagy a gránit

⁹ Fonolit, trachidolerit stb. A *trachidolerit* különféle válfajait a MÁFI legújabb vizsgálatai *diabáznak* minősítették (1959, *Csalagovits I.*). A továbbiakban ezen a gyűjtő néven utalunk a mecseki típusú bázisos kréta vulkánosságra.

kedvező tartománya kimutatható. A triász mészkő és az idősebb kőzetek kedvező érintkezése azonban (tekintetbe véve az erős diszlokáltságot is) előre nem látható, ezért a medencealjzat tagolását szeizmikus refrakciós eljárással kutatási munkahipotézissé tenni nem lehet. Így szűkült a feladat a medencealjzat felszínének kutatására. Természetesen igyekeztünk a feladatkört bővíteni, de csak korlátozott sikerrel.

Fizikai állandók segítségével mindemellett kijelölhetünk két-három – krétánál idősebb – szintet is a medencealjzat alatt. Ilyen a felső-triász fekvője, amely a középső-triász mészkő viszonylag nagy fizikai értékei folytán fizikai határfelület. A fizikai értékek az alsóbb (középső-triász) összletben nagyobbak, mint a felsőben. Ennek fordítottja érvényesül a középső-triász összlet alján; az alatta levő alsó-triász-perm összlet fizikai állandói általában kisebbek (ez pl. szeizmikus refrakciós szempontból árnyékolás). A karbon-szilur-kristályos alaphegység összelete ezekhez képest ismét növekedést jelent.

Mágneses szuszceptibilitás-értékek főleg miocén és kréta kori vulkáni kőzetekről állnak rendelkezésünkre; kristályos kőzetekről és gránitról kevésbé; és alig van ilyen adatunk üledékes kőzetekről.

Azt mindenesetre megállapíthatjuk, hogy a tájegységen ismeretes bázisos kiömlési kőzetek szuszceptibilitása általában legalább két nagyságrenddel nagyobb, mint a gránit és az epi-mezozónás átalakult kőzetek nagy részéé. Legalább két-három nagyságrenddel nagyobb, mint az üledékes kőzeteké, de csaknem egyezik azoknak az átalakult kőzeteknek a szuszceptibilitásával, amelyekben a bázisos metaszilikátok (illetve a magnetit) feldúsultak. Ilyen az amfibolit és a szerpentinit. A mágneses anomáliák tehát a tájegységen bázisos kiömlési kőzeteket vagy bázisos anyagban dús, átalakult kőzeteket jelentenek.

A hegység két legfontosabb ásványi nyersanyaga a liász feketekőszén és a permi uránérc. A fentiek alapján röviden ismertetjük, hogy ezeknek telepei milyen viszonyban vannak a vázolt modellel.

A feketekőszén telepei köztes telepek, vagyis egy folytonos képződésű üledéksor tagjaként települnek. Ellentétben a hazánkban gyakoribb transzgressziós alapterelepekkel (pl. Tatabánya, Dorog stb.), itt nem létezik kévéssel a telepösszlet alatt olyan nagy sűrűségű, nagy sebességű, nagy fajlagos ellenállású medencealjzat, amelynek közvetlen kutatása lehetővé tenné a telepes összlet közvetett kutatását. Ezenkívül a széntelepes összlet gyakran igen meredeken dől. Ez a két tényező kizárja, hogy – jelenlegi műszaki fejlettségünk mellett – valamelyik felszíni dimenziómeghatározó geofizikai módszer közvetlenül a kőszéntelepek kutatását tekintse feladatának.

A kőszéntelepes (alsó-júra) sorozatnak környezetéhez képest sem sűrűsége sem mágneses szuszceptibilitása nem jellegzetes, tehát kimondhatjuk, hogy a kőszéntelepes összlet sem nyugodt, sem zavart településkor felszíni geofizikai módszerrel jelenleg nem kutatható.

A permi homokkőnél – ha közvetlenül medencealjzatot alkot – a helyzet némileg kedvezőbb. A permi összlet tetejét ilyen esetben rendszerint meghatározhatjuk, mert ezen a határfelületen a sűrűség, szeizmikus sebesség és a fajlagos ellenállás értéke ugrásszerű növekedést mutat. A permi homokkő összleten belül levő tényleges telepes összlet azonban semmiféle felszíni geofizikai módszerrel nem mutatható ki. Ha pedig a permi összlet nem közvet-

lenül neogén alatt települ, csak bizonyos kedvező esetekben van fedőjéhez képest ugrásszerű különbsége. Jelenlétére azonban közvetve is (az anizuszi képződmények jelenlétéből) következtethetünk.

A tájegység gravitációs arculata

A graviméteres állomáshálózat sűrűsége 1.3 áll/km².

A graviméteres mérés földtani célja hazánkban általában az, hogy a fiatal harmadkori medence aljzatának domborzatáról, fontosabb szerkezeti irányairól, durva közelítésben, áttekintő kvalitatív képet adjon, s így elősegítse a további (költségesebb) dimenziómeghatározó kutatómódszerek tervezését. Hazánk területének nagyobb része medencejellegű. Tájegységünk Bouguer-anomáliatérképének (7. ábra) értelmezésekor azonban különbséget kell tennünk a tényleges medencejellegű terület és a kibúvások területe (vagyis a pannóniai dombvidék és a voltaképpeni Mecsek-, ill. Villányi-hegység) között.

A kibúvás esetünkben pozitív morfológiai elem: hegység. Ezért itt a Bouguer-anomáliatérkép a sűrűséganomália mellett elválaszthatatlanul tartalmazza a felszíni domborzat okozta „látszólagos” anomáliákat is. A kibúvás területének mélyszerkezetéről már semmit sem árul el. Itt csak egészen nagy vonalakban az amúgyis ismert szerkezeti elemek láthatók (pl. a K-i és Ny-i Mecsek „elszakadási vonala”, amely különben a topográfiában is tükröződik). A kibúvás területén a graviméterrel mért értékek értelmezése kétségtelenül más módszert kíván.

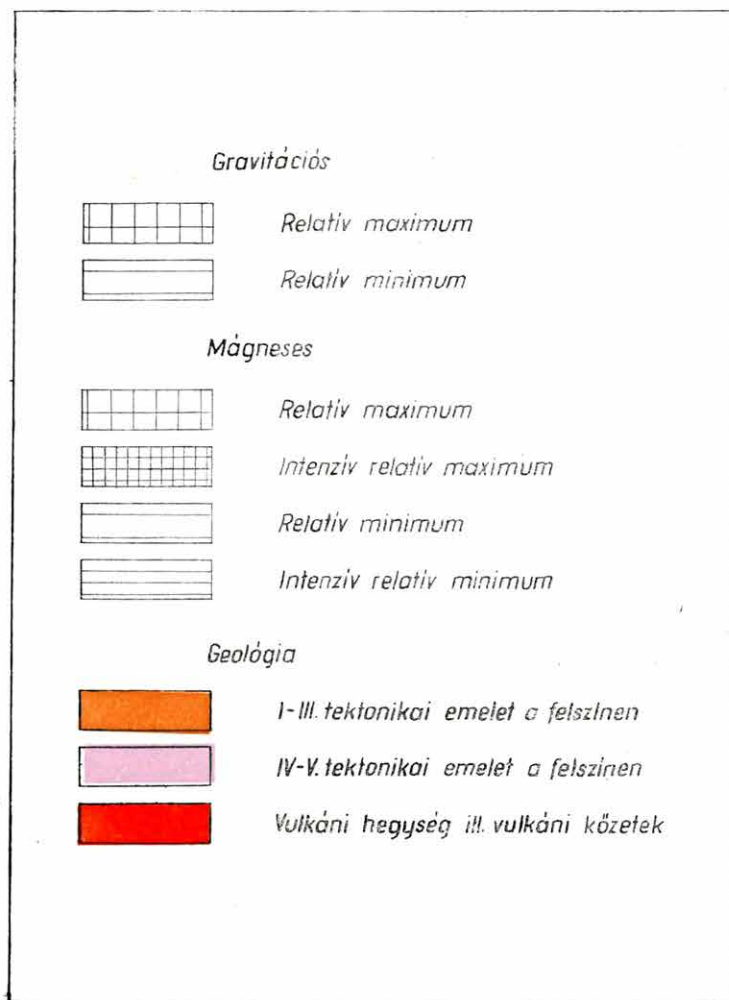
Ha megfelelően kiválasztott, vagy külön erre a célra végzett graviméteres mérések (normál és topografikus korrekcióval javított) észlelt értékeit a magasság függvényében ábrázoljuk, magyarországi tapasztalatok szerint lineáris összefüggéshez jutunk. Az egyenes iránytangense adja az adott terület Bouguer-anomáliáinak a számításához szükséges helyes magassági korrekciót. Feltéve, hogy a vertikális gradiens értéke $-0,3086$ mgal/m, a kapott magassági korrekcióból meghatározhatjuk a terület átlagos közetsűrűségét ($\bar{\sigma}$). Ezt a számítást Magyarország minden olyan hegyvidékén elvégeztük, ahol többé-kevésbé megfelelő graviméteres mérések álltak rendelkezésre, így ezen a tájegységen is. A valóságban a vertikális gradiens értéke többé-kevésbé anomális, ezért ezek a $\bar{\sigma}$ értékek nem jelentik az adott kőzetösszletre vonatkozó fizikai értelemben vett közetsűrűséget, hanem csak egy, a adott helyen érvényes átlagos gravitációs paramétert (1965, Sz. Pintér A.).

A Mecsek-hegységnek így kiszámított átlagos közetsűrűségértékei a következők:

kristályos és gránitterület	permi homokkő területe	középső-triász mészkő területe	jura mészkő területe (Zengő)
2,6–2,8	2,5–2,7	2,6–2,9	2,6–2,8

Ennél többet 3. típusú hegyvidéknél (kibúváson) a gravitációs mérésekből nem tudhatunk meg.

Ezeket a sűrűségértékeket minden olyan tájegységnél megadjuk, ahol a mérések megengedték kiszámításukat. A rövidség kedvéért a továbbiakban *átlagsűrűségnek* ($\bar{\sigma}$) nevezzük ezt a paramétert.

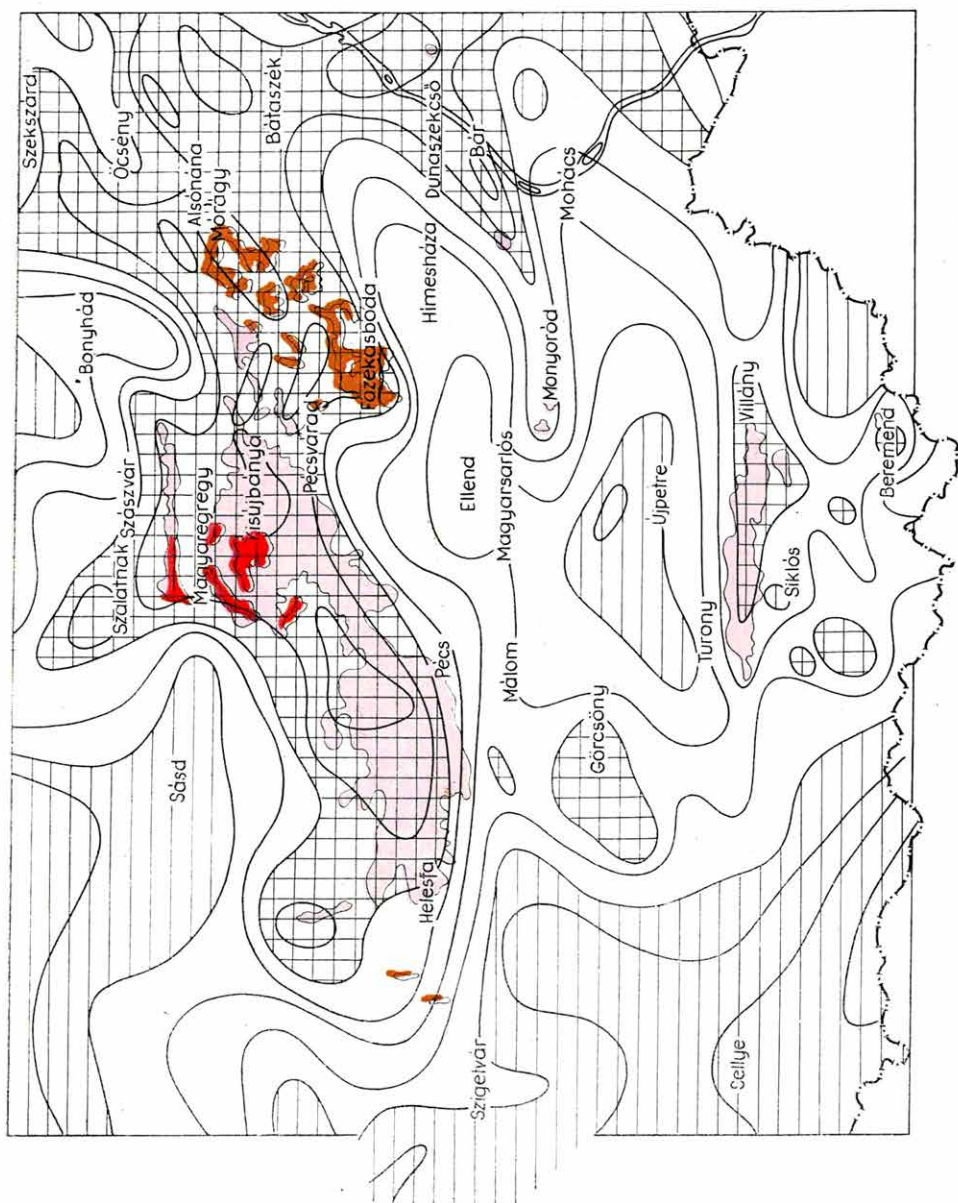


Jelmagyarázat

Условные обозначения по фиг

Legend to figures

a 7., 8., 12., 14., 15., 18., 19., 21., 22., 25., 26., 29., 30. ábrákhoz.



7. ábra. A Mecsek – Villányi tájegység relatív gravitációs anomáliái

Фиг. 7 Относительные аномалии поля силы тяжести региона Мечек – Виллани

Fig. 7. The relative gravity anomalies of the Mecsek – Villány region

A Mecsek északi előterében, valamint a Mecsek- és Villányi-hegység közötti medencében végzett gravimétermérések igen hasznosnak bizonyultak. A gravimétermérések megkezdése után hamarosan meglepetésként jelentkezett az északi pikkely előterében a szalatnaki nagy gravitációs maximum, amely – a későbbi fúrás adatok szerint – egy III–IV. tektonikai emeletbe tartozó rög kiemelkedéseként, a felszíntől 80 m-re, a Mecsek-hegység elfedett folytatását jelzi ÉNy-i irányban.

Sásd környékén és Bonyhádnál a gravitációs kép a medence hirtelen ÉNy-i és ÉK-i mélyülését jelzi. Itt később szeizmikus méréseket végeztek a medencealjzat mélységének meghatározása céljából. A szeizmikus eredmények a kvalitatív gravitációs képet igazolták és mennyiségivé tették.

A Bouguer-anomáliatérképen D felé haladva a Mecsek-hegység kibúvása okoz kb. K–Ny-i irányú – kelet felé is, nyugat felé is záródó – nagy maximumvonalat. A Mecsek-hegység D-i peremén a sűrűsödő izogal vonalak a medence hirtelen mélyülését jelzik.

Pécsről K-re, az izogal vonalak öblösödése által jelzett minimum peremén, az ellendi fúrás a felszíntől 1100 m-ben, még neogénben állt meg. E minimumnak Himesháza – Bátaszék felé egyenletesen emelkedő tendenciája azonban nem az aljzat minőségi változását jelzi. A medencealjzatban itt vált át a délbaranyai kristályos hátság a villányi mezozoikumba, de ez lényeges sűrűségkülönbséget nem jelent. Az izogal vonalak elrendeződése az aljzat domborzatával függ össze.

Van arra is példa, hogy a gravitációs képet az aljzat közettani összetétele alakítja ki. Az ellendi minimum egészen a Villányi-hegység É-i előteréig tart, holott a medencealjzat 1200–1300 m mélységből a tenger szintjéig emelkedik. Míg tehát Ellendnél a minimumból mély medencére, addig itt Görcsönytől K-re – Újpetre és Mohács között – kisebb sűrűségű medencealjzatra, permi homokkőre következtethetünk (bizonyára vékony triász fedővel). A permet ettől a területtől nyugatra, Turonynál egy mélyfúrás megtalálta (a legújabb szeizmikus kutatások [1966, Lendvai] szerint a *bólyi* medence mélysége eléri az 1500 m-t).

Említést érdemel, hogy a Dráva-völgy tektonikai süllyedéke, amelyet a dimenziómeghatározó módszerek kimutattak, értékesökkenéssel jelentkezik a gravitációs képen.

A görcsönyi kristályos alaphegységéből maximumként jelentkezik.

A Monyoród–Bár-i mezozoós vonulat csapását az anomáliák elrendeződése is mutatja.

Bátaszéktől ÉK-re maximumban végződik az a pozitív anomáliásáv, amely a dél-baranyai kristályos hátság és a villányi mezozoikum emeltebb részeit jelöli.

Magát a Villányi-hegységet K–Ny-i, tehát a hegység morfológiai csapásával nagyjából egyező pozitív anomália jelzi. Összetöredezett, és többé-kevésbé megsüllyedt rögei – a gravitációs térkép szerint – Beremendig nyomozhatók.

Bátaszék és Dunaszekcső között az anomáliatengelyek a tájegység átlagos anomáliatengelyirányához képest csaknem 90°-os szöggel elfordulnak. Valószínűleg összefügg ez azzal a ténnyel, hogy a tájegység szerkezeti pásztáit éppen ezen a területen hatalmas vetődés harántolja.

Összefoglalva: a Bouguer-anomáliatérkép a főbb szerkezeti formákat általában jól jellemzi, hasznos támpontot ad a további kutatásoknak. A gravitációs adatok részleteinek értelmezése még további feladatot jelent, mind a másodlagos gravitációs kiértékelési lehetőségek, mind pedig a többi geofizikai kutatómódszer számára.

A tájegység földmágneses arcúlatá

A földmágneses állomáshálózat sűrűsége 0,5 áll/km².

A földmágneses ΔZ anomáliák – a tájegység nagy részén – egészen kis tartományban változnak (8. ábra). Csekély értékük és értékváltozásuk, valamint nyugodt menetük arra mutat, hogy földmágneses szempontból laterálisan viszonylag homogén neogén takaró alatt kis mágnesezettségű, nagy kiterjedésben (mágnesesen) zavartalan kőzetek települnek, amelyekben nyilvánvalóan a gerjesztett mágnesség uralkodik.

Nagyobb értékű, viszonylag nagy és hirtelen változásokat tükröző anomáliák a következő területeken vannak: 1. Görcsöny–Málom; 2. Helesfa; 3. Magyaregregy–Szászvár–Kisújbanya környéke; 4. Alsónána–Öcsény; 5. a Bátaszék–Magyarsarlós–Mohács háromszög.

A Villányi-hegység egész területe kiszálóztású negatív anomáliásávba esik.

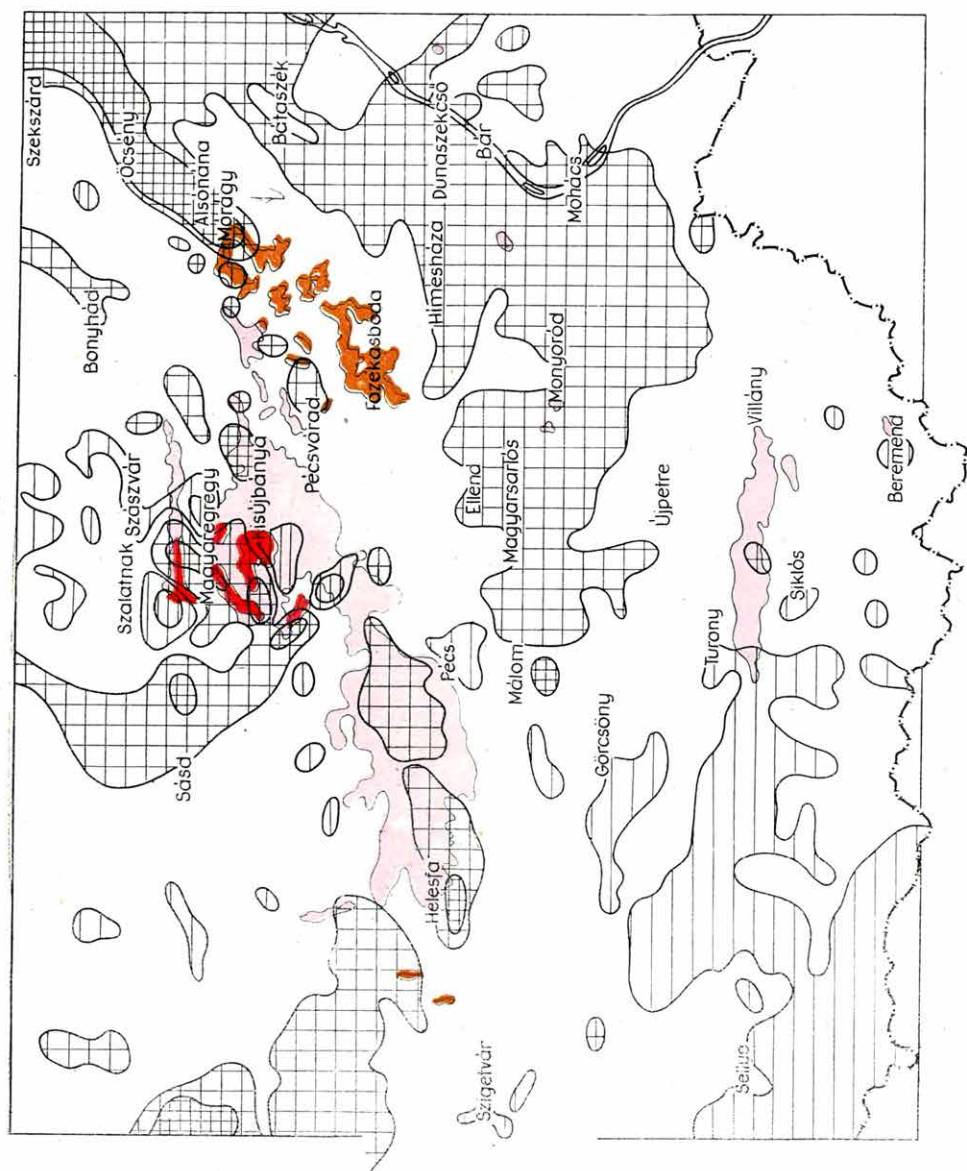
A görcsönyi minimum – a terület átlagos gradiensét tekintve – hirtelen változásnak minősíthető. Közelében viszonylag jelentős gradiensű gravitációs maximumot is kimutattak. Jogos tehát itt kiemelt helyzetű, bázisos, kb. ÉNy–DK-i csapású medencealjzatbércet feltételezni. A fúrások, a tenger szintje körüli mélységben, valóban szerpentinesedett amfibolitot találtak.

A málomi maximum gradiense hasonló a görcsönyi maximuméhoz. Lokális gravitációs maximummal nem esik egészen egybe, a medencealjzat is valamivel mélyebben fekszik ezen a helyen. A maximumot ÉK-en és D-en kis helyi minimum kíséri. Itt is valamilyen bázisos átalakult kőzetre gondolhatunk, amelynek térbeli orientációja a ritka mérési hálózat következtében bizonytalan.

A helesfai maximum közel Ny–K-i csapású, jellegtelen – csak a Mecsek csapását mutató – gravitációs anomáliásávba esik. Erősen zavart terület. Kristályos pala, gránit, permi homokkő, kvareporfir építik fel a felszínhez igen közeli medencealjzatot. A helesfai mélyfúrások a neogén alatt szerpentinitet találtak.

A helesfai maximumtól ÉNy-ra újabb maximumöv kezdődik. Valószínűleg a kristályos alaphegység valamely mágneses része okozza, de ezt ma még mélyfúrásból nem ismerjük.

A helesfai maximumtól ÉK-re, a permi antiklinálison túl is újabb maximumöv kezdődik, amely közvetlenül – szinte elhatárolhatatlanul – kapcsolódik a K-i Mecsek mágneses anomáliáihoz. A részletes mérések alapján feltételezhetjük, hogy ezt az anomáliát ugyancsak szerpentinit, mégpedig a helesfai közvetlen folytatásának vélhető szerpentinit okozza. Igaz, hogy a permi antiklinális területén is vannak diabáztelések, de számuk és méretük kicsi; ritka hálózatos mérésnél nem ohozhatnak szembeűnő anomáliát. Komló



8. ábra. A Mecsek – Villányi tájegység relatív földmágneses (ΔZ) anomáliái

Fig. 8. Относительные аномалии геомагнитного поля (ΔZ) региона Мечек – Виллани

Fig. 8. The relative magnetic (ΔZ) anomalies of the Mecsek – Villány region

környékén azonban már a miocén andezit is szerepet kap az anomáliáképbén. Ettől ÉK-re pedig már az anomáliák szeszélyessége is arra utal, hogy a mágneses ható szerepét effuzivumok veszik át.

A Magyaregregy – Kisújbanya-i anomáliaterület nevezetes a mágneses hatók értelmezése szempontjából. Itt van ugyanis az első felszíni nyoma annak a *kréta kori diabázvulkánosságnak*, amely aztán ÉK felé hosszú pásztárokban megtalálható a magyar medence aljzatában.

Jelentéktelen pozitív anomáliafoltok után, amelyek – legalább részben – áthalmozott vulkáni anyagot is jelenthetnek, Alsónána és Ócsény között találkozunk ismét jelentékenyebb és élesebb anomáliával. Az alsónánai mélyfúrás tanúsága szerint ezt a maximumot amfibolit okozza. Ez a területrészt a Mórággyi-hegység elfedett peremén fekszik. A mágneses maximumvonalat gravitációs minimummal esik egybe. Ez valószínűleg helyi mélyedést jelent, mert alig képzelhető el, hogy a nagyobb szuszceptibilitású bázisos metamorf kőzet kisebb sűrűségű lenne, mint kevésbé bázisos környezete.

A Bátaszék – Magyarsarlós – Mobácsi háromszögben a medence viszonylag sekély és alzata a következő egységekből áll: perm, alsó- és középső-triász, jura és Bárnál kréta diabáz. Ezek közül csak az utóbbi tűnik ki jelentősebb szuszceptibilitással, de kiterjedése csekély, a teljes anomáliát nem magyarázhatja. A neogén fedőösszletről sincs okunk feltételezni, hogy lényegesen eltérne a terület bármely más neogén összletétől. Ennek ellenére ez a háromszög kis értékű és nyugodt, de mégis pozitív anomáliaterületet jelöl ki. Ez valószínűleg a nem nagyon vastag perm-mezozóos képződmények alatt települő metamorf kőzetekkel magyarázható. Hímesházánál és Palotabozsoknál – ahol nagyobb helyi maximumok vannak – a kristályos alaphegység valószínűleg közel emelkedik a felszínhez.

A Duna árterület kis kiterjedésű, de nagy értékű minimuma gravitációs maximummal esik egybe. Minthogy a közelben középső-triász mészkőkibúvás ismeretes, valószínűleg ettől származik a két hatás. Az sem elképzelhetetlen azonban, hogy valamely ellentétesen polarizált effuzivum (Bárnál a kréta diabáz felszínén van) okozza a gravitációs maximumot és a mágneses minimumot.

A tájegység szeizmikus arculata

Tájegységünket a két szeizmikus eljárás alkalmazása szempontjából három részre oszthatjuk: 1. a kibúvások; 2. a sekélyebb medencék a hegységek között, a hegységekben és a hegységek peremein, uralkodóan kőszén- és ércbányászati problémákkal; és 3. a nyíltabb, mélyebb medencerészek a tájegység szélein, uralkodóan kőolajbányászati problémákkal.

1. A kibúvásokon jelenleg sem a refrakciós, sem a reflexiós eljárás nem alkalmazható, a 44 fejezetben kifejtett okok következtében. A kibúvások fizikai modellje (határfelületeken hullámenálláskülönbség) azt sejteti, hogy ha valaha is szeizmikus kutatás történik a kibúvásokon, jellegét tekintve reflexiós lesz (pl. RNP).

2. A sekély medencerészekben a bányászati kutatás célja a medencealjzatban, vagy annál lejjebb van. A medencealjzatot (általában) a szeizmikus sebesség ugrásszerű növekedése jellemzi: nyilvánvaló, hogy ilyen területeken

jelenleg a refrakciós eljárásnak van döntő szerepe (9. ábra). Ezt a szerepet még fontosabbá teszi, hogy a későbbi beérkezései refrakciós eljárás az aljzat bizonyos mérvű tagolását is megengedi. Az aljzat részletesebb tagolása, tehát nem felszíne domborzatának, hanem belső szerkezetének nyomozása, ismét valamilyen reflexiós jellegű eljárásra vár (pl. RNP). Mindig probléma lesz az energia bejuttatása a medencealjzat alá, minthogy ezen a felszínen a beeső hullám nagy mértékben szétszóródik, ill. visszaverődik.

3. A nyíltabb, mélyebb medencerészeken a bányászati (kőolaj-) kutatás célja a fiatal harmadkori medenceüledékösszletben van. A neogén eléggé vastag (a medencealjzat eléggé mélyen van) ahhoz, hogy a neogénnek a mélység függvényében növekvő szeizmikus sebessége megközelítse, ill. elérje a medencealjzatét. Ez gyakorlatilag a görbült hullámút jelenségében és a köznapi értelemben vett refraktált hullám hiányában mutatkozik. Mai ismereteink és eljárásaink mellett mindez nem zárja ki a refrakciós eljárás alkalmazását, csak korlátozza, másodlagossá teszi.

A medencealjzatot ilyen helyeken is kénytelenek vagyunk refrakciós eljárás segítségével meghatározni, minthogy reflexiós eljárással a medencealjzatot általában nem lehet kimutatni. Ennek oka a szórás, a diffúz és többszörös visszaverődés. A refrakciós eljárással meghatározott medencealjzat – némi bizonytalansággal – jelzi ilyen területeken (ahol belseje sem kőolajkezelés, sem pedig kőolajtárolás szempontjából nem reményt keltő) a kőolajkutatás alsó határát.

A neogén medenceüledékek tagolására a refrakciós eljárás a már említett görbült hullámútak és az eljárás túlzott nagyvonalúsága miatt nem alkalmas. Erre a feladatra a reflexiós eljárás megfelelőbb, azokkal a korlátokkal, amelyek a fiatal harmadkori medence különleges felépítéséből következnek. Tájégségünkön a fiatal harmadkori medenceüledékösszlet kutatásának problémája kis területet érint, ezért másodrendű fontosságúnak tekintjük. Célszerűnek látszik mégis megemlíteni, hogy a fiatal harmadkori, főleg pannóniai, lényegében folytonos üledékképződésű, törmelékeny üledékes összlet nem vagy csak kivételesen tartalmaz hosszan nyomozható ún. vezérszintet. Ezt a pannóniai emelet ősföldrajzi képe: az egyre tagoltabb partú, majd kisebb tavakra szakadó, ide-oda vándorló beltő kellőképpen magyarázza. Az összlet gyakori, mind függőleges, mind vízszintes irányú fáciesváltozása nem kedvez a reflektált hullám kialakulásának, és vezérszint helyett csaknem kizárólag olyan felületelemhalmazt képezhetünk le, amely csak statisztikusan jellemzi az összlet települését (szerkezetét). Az alsó- és a felső-pannóniai alemelet határa közelében azonban rendszerint kialakul egy többé-kevésbé korrelálható felületelem sor, mintegy jelezve a két alemelet statisztikus fácieskülönbségét. A korreláció lehetősége általában csak arra elégséges, hogy szelvényenként ún. fantom-szintet szerkesszünk, és a szelvények fantom-szintjeiből egy-egy területen megszerkesszük a fantom-szint domborzati térképét.

A pannóniai emelet szerkezeteinek dőlésszöge kicsi. A neogén üledékes kőzetek úgy képződtek, hogy a süllyedő aljzatot fokozatosan, a süllyedéssel lépést tartva, borították el a neogén üledékei. Ezek ülepedésük alkalmával hozzásimultak az eltemetett aljzat domborzati elemeihez, és a pozitív domborzati elemek felett pozitív, a negatív domborzati elemek felett pedig negatív szerkezeti formát vettek fel. Enyhe és a felszín felé fokozatosan csökkenő

dőlésszögű hajlott formaelemek vannak a neogén összletben. Ezeket – mint-hogy nem megtorlódással keletkeztek – települt szerkezeteknek nevezzük. A települt szerkezetek „élességét” utólag fokozta a rétegtömörödés, és fokozhatta az aljzat rögeinek izosztatikus mozgása. Dőlésszögük azonban még így sem haladja meg a 8° -ot, ami a reflexiók eljárásával végzett szerkezetkutatást megnehezíti (kis magasságú boltozatok kimutatása bizonytalan).

A tájegység geoelektromos arculata

A geoelektromos módszer feladata tájegységünkön lényegében ugyanaz, mint a szeizmikus refrakciós eljárásé: a medencealjzatot kell meghatározni, mégpedig elsősorban annak domborzatát, másodsorban – a fajlagos ellenállás laterális változásainak kimutatásával – minőségi összetételét.

A medencealjzat meghatározása akkor lehetséges, ha a medenceüledék-összletnek, mint egésznek a fajlagos ellenállása jelentősen – legalább egy nagyságrenddel – különbözik a medencealjzatot alkotó kőzetektől. Ez a követelmény többnyire teljesül. A litológiai tényezők, amelyek a fajlagos ellenállásban különbséget okozhatnak, főleg a porozitás és a nedvességtartalom.

A legfontosabb feladat tehát a medencealjzat meghatározása, vagyis – durva egyszerűsítéssel – egy laza kőzetösszlet alatt egy kemény, tömött kőzetösszlet kutatása. Erre, a tájegységen, a geoelektromos eljárások közül az alábbiak bizonyultak alkalmasnak a dimenzióktól, vagyis a medencealjzat mélységétől is függően: 1. kis mélységeknél (1–300 m) a vertikális elektromos szondázás (a továbbiakban: VESZ) és a geoelektromos szelvényezés; 2. nagy mélységeknél (300–1500 m) ugyancsak a VESZ (AMNB és dipol ekvatoriális szondaelrendezéssel) és a tellurikus eljárás.

Tájegységünket az előző fejezetben, a szeizmikus módszer alkalmazása szempontjából három területfajtára osztottuk: 1. a kibúvások területére; 2. a hegységekben, a hegységek között és a hegységek peremén levő, általában sekélyebb medencerészekre és 3. a tájegység szélein levő nyíltabb, mélyebb medencerészekre. Ezt a felosztást itt is használhatjuk és megvizsgálhatjuk, hogy az egyes területfajták melyik geoelektromos eljárást, illetve a geoelektromos eljárások mely komplexusát kívánják meg.

1. A kibúvásokon vagy a vékony (néhány m vastag) hordalékkal fedett aljzat területén – a dolog természeténél fogva – a geoelektromos ellenállás-szelvényezés számos változatban (A'AMNBB', AMNB, dipol stb.) kaphat szerepet horizontális kőzetváltozások kimutatására. Az ilyen mérés célja izoohm térkép szerkesztése. Megjegyzendő, hogy medencealjzatot alkotó kőzetek fajlagos ellenállásértékei nagymértékben fedik egymást, éppenúgy, mint a szeizmikus sebességértékek, ha nem is azonos szabály szerint. Az idősebb tektonikai emeletek vertikális tagolása – mai műszaki fejlettségünk mellett – sem itt, sem az eltakart részekben általában nem lehetséges.

2. A hegységekben, a hegységek között és a hegységek peremén levő, általában sekélyebb medencerészekben alkalmazott VESZ-mérések a tájegység kutatási komplexusának egyik legfontosabb elemét adják. Ez a tájfajta mindkét mélységtartományt (<300 m, >300 m) magában foglalja. A Mecsek-hegységben, s a hegység közvetlen peremén (pl. az északi pikkely déli peremén

levő miocén süllyedékben) a kisebb mélység uralkodik; a nyíltabb medence-részekben a mélység 1500 m-t is elérhet.

A 2. területfajtán a VESZ-kutatásnak van uralkodó szerepe. A medence-aljzatot mezozoós és paleozoós tömött, nagy sűrűségű kőzetek építik fel. Ezek fajlagos ellenállása általában nagyságrenddel, de minden esetben elégséges mértékben meghaladja a fedő neogén törmelékes üledékes kőzetek fajlagos ellenállását. Így – a tapasztalatok szerint – a medencealjzatot VESZ-mérésekkel maximálisan 15–20% hibahatáron belül meg lehet határozni (9. ábra).

A hegységen belüli medencejellegű területen (pl. a fedőhegységjellegű miocén Komlónál) sajátos problémák lépnek fel. Mindenekelőtt a tagolt terep jelent különös nehézséget. Emellett a tektonikailag erősen megmozgatott kőzetek, és a vulkáni tömegek okoznak olyan laterális fajlagos ellenállás-változásokat, amelyeknek következtében az *elvezetés* sajátos jelensége lép fel. Ennek lényege a következő: ha az AMNB vonal egy törésre merőlegesen halad és az egyik mérőelektróda a törésen túl vagy annak közelében van, a törésen túl települt (mélyebben levő, de kisebb fajlagos ellenállású) kőzet is érezteti hatását, a mélységi szelvénygörbe eltorzul. A görbéből meghatározható mélység a valóságosnál kisebb lesz (1956, *Szabadváry*).

A peremi sekély medencék egyes részei geoelektromos szempontból különböznek egymástól.

A Mecsek-hegység Ny-i szegélyén pl. a VESZ-mérésekből származó görbéknek három típusát különböztetjük meg:

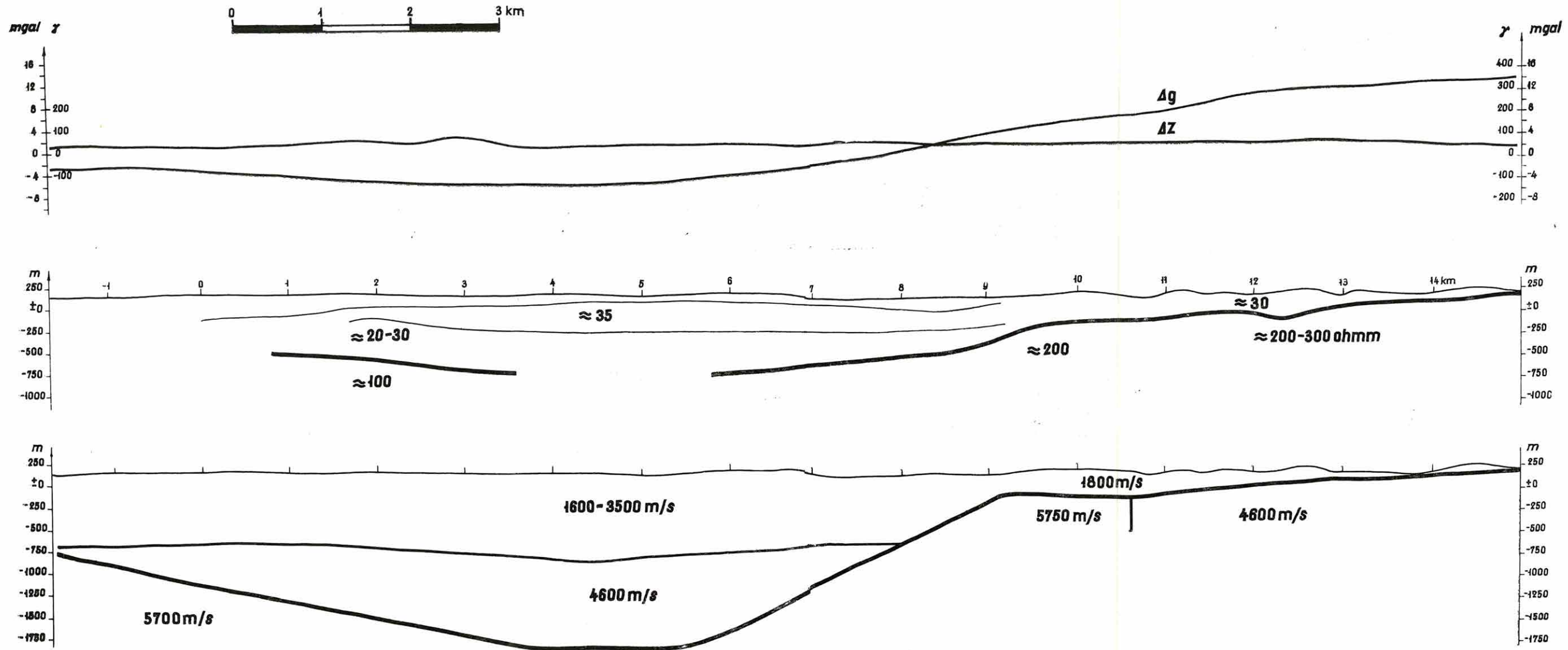
1. háromrétegű görbék (pliocén-pleisztocén, miocén, medencealjzat);
2. kétrétegű görbék (neogén összlet, medencealjzat viszonylag nagy mélységben);
3. kiértékelhetetlen görbék (változatos miocén).

A dél-baranyai kristályos hátságon a neogén összlet egésze és a medence-aljzat is geoelektromos szempontból laterálisan meglehetősen egyveretű. Általában kétrétegű görbék fordulnak elő. Hasonló körülmények uralkodnak ettől a területtől délre is, ahol a medencealjzatot már a Villányi-hegység mezozoikumuma alkotja.

A Mecsek-hegység É-i szegélyét szintén kétrétegű görbék jellemzik. A neogén ellenállása 10–30 ohmm. Az I–V. tektonikai emelet ellenállása meghaladja a 100 ohmm-t, de mélységben nem tagolható.

3. A tájegység szélein elhelyezkedő nyíltabb, mélyebb medencerészek közül a Sellye és Szigetvár közötti, valamint a Kaposvár környéki medence-részben végeztek nagymennyiségű VESZ (dipol) és tellurikus méréseket, az eddigiekhez hasonlóan medencealjzatmeghatározás céljából.

Ezen a területen a tellurikus izoarea térkép kvalitatív adatai, illetve a mélységszelvényekből szerkesztett medencealjzatdomborzati térkép mélységadatai (1961, *Hobot*) az ugyanott végzett szeizmikus refrakciós mérés (1961, *Miklós*) adataitól jelentősen és bizonyos rendszer szerint eltérnek. Az eltérés rendszere a következő: Szigetvár környékén a tellurikus (komplex geoelektromos) mérés kevéssel mélyebben határozta meg a medencealjzatot, mint a szeizmikus. Ettől délre van egy sáv, ahol mindkét mérés egyező adatokat



9. ábra. Geoelektromos VESZ és szeizmikus refrakciós (komplex geofizikai) szelvény (Szár-1) a Mecsek hegység Ny-i peremén (Mecseki Ércbánya Vállalat)

Fig. 9. Разрез по данным электроразведки методом ВЭС и сейсморазведки методом преломленных волн (комплексный геофизический разрез) по западной окраине горы Мечек. (Составлено Мечекским горнорудным предприятием)

Fig. 9. Geoelectric VS and seismic refraction (complex geophysical) profile on the western rand of the Mecsek Mts. (Courtesy of The Mecsek Ore Mining Co.)

nyújtott. Még délebbre — a Dráva-völgyben — a tellurikus szint jóval (500–1000 m-rel) felette marad a szeizmikus szintnek.

A jelenség oka ma még ismeretlen. Feltételezhető, hogy a Dráva-völgy irányában az eléggé hirtelenül lesüllyedő kristályos alaphegységre, ÉK felé kiékelődve, a mélyben valamilyen fiatalabb képződmény települ. Ennek ellenálláskülönbsége fedőjéhez képest nagyobb, mint szeizmikus sebességkülönbsége.

Lehetséges, hogy itt a tellurikus eljárással sikerült meghatározni a medencealjzatot és a szeizmikus mérés a kristályos alaphegység domborzatát határozta meg. Máshelyütt is találkozhatunk ezzel a jelenséggel. A Mecsek Ny-i végénél (Nyugatszenterzsébetnél) például a szeizmikus mérés kb. 1000 m mélységben mutatta ki az aljzatot, a VESZ-mérés pedig 300–500 m mélységben. Nem lehetetlen, hogy itt a kristályos alaphegységre perm települ. Ezt a VESZ jelezte; a szeizmikus mérés viszont ezt a törmelékes, töredezett, porózus összletet mintegy neogénnek „tekintette”.

Ez a jelenség azt a fontos elvi következtetést vonja maga után, hogy a két módszer (a szeizmikus és a geoelektromos) egymást teljesen nem helyettesítheti. Együttes alkalmazásukból több földtani információ nyerhető, mint külön-külön bármelyikből (1964. *Munkaközösség, Baranyi*).

51.2 A nyugati határrögök területe (a Vashegy, a Kőszegi- és a Soproni-hegység, a Kis-Alföld Ny-i része)

A Vashegy és a Kőszegi-hegység kristályos tömege Vas megyében Kőszegtől, ill. Szombathelytől Ny-ra terül el. Nagyobb részük Ausztriához tartozik.

A Soproni-hegység ettől É-ra a határkiszögellésben emelkedik. DK-en a Kis-Alföld, minden egyéb oldalról az országhatár határolja. Mindhárom hegység neogén térszínből emelkedik ki (10. ábra).

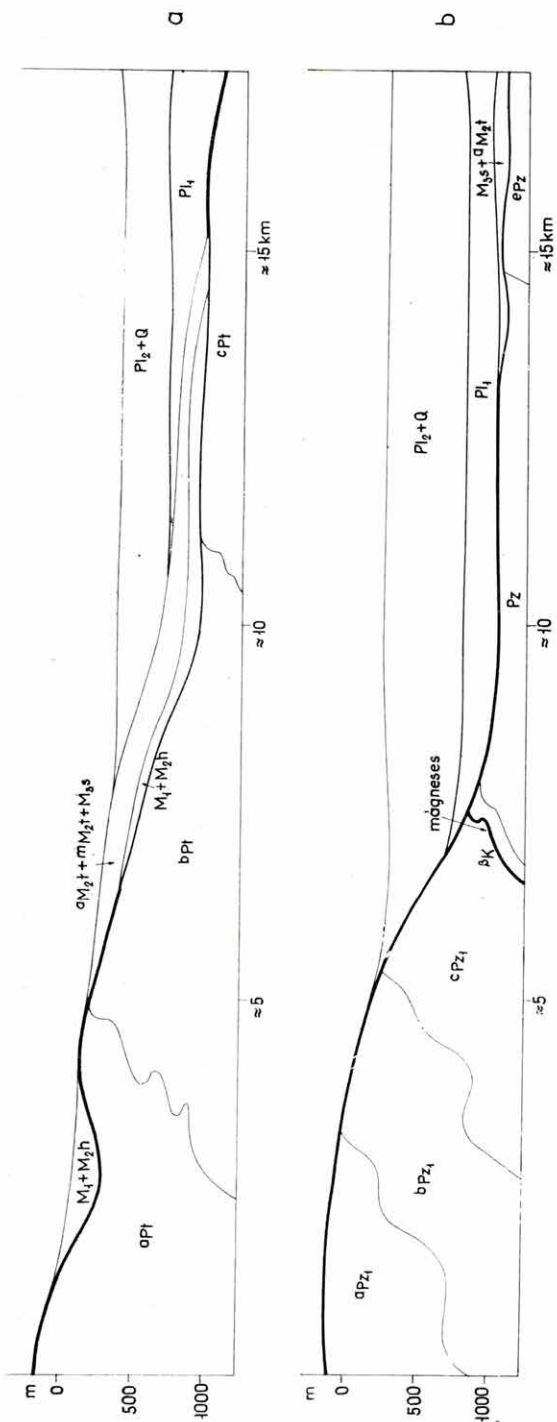
A hegységekben és a közvetlenül hozzájuk csatlakozó (kis-alföldi) medencérszben az I. és II. tektonikai emelet a legidősebb tag. Gneisz, meszes csillámpala, csillámpala, kvarccs dolomitkonglomerátum, fillitek, zöldpalák, kvarcitok építik fel a hegységek I. és II. tektonikai emeletét, a kristályos alaphegységet, amely egyúttal a fiatal harmadkori medence aljzata.

Ennek fizikai állandói a következők: sűrűség $\approx 2,6 - 3,0 \text{ g/cm}^3$, szeizmikus sebesség 4800–6200 m/s, fajlagos ellenállás $> 1000 \text{ ohm}$, mágneses szuszceptibilitás: a Kőszegi-hegységben tekintélyes, a Soproni-hegységben csekély.

A középső-miocénban megindult süllyedés a pannóniai emeletben meggyorsult. Ennek megfelelően a III., IV. és V. tektonikai emelet teljesen hiányzik, a VI. tektonikai emelet középső-miocénnal kezdődik, de legvastagabb a VII. tektonikai emelet, főleg a pannóniai rétegek összlete; számcs helyen a fiatal fedőösszlet ezzel kezdődik (pannóniai alapkonglomerátummal).

A medenceüledékösszlet kezdő középső-miocén rétegei főleg tengeri eredetű durva mészkövek, homokkövek. A tengeri üledékképződés a szarmatával zárul. A miocén összlet vastagsága csekély, bérceken 10 m nagyságrendű, sőt teljesen hiányozhat is; völgyekben elérheti a 100–200 m-t.

A pannóniai homokcs, agyagos, lencsés településű összlet vastagsága a nyíltabb medencében 1000 m nagyságrendű is lehet. Az alsó-pannóniai alemelet vékonyabb, fáciése tömöttebb, a felső-pannóniai alemeletet lazább fáciések



A képződmény		sűrűsége g/cm ³	szeizmikus sebessége m/s	fajlagos ellenállása Ohm·m	mágnesezettsége
Q	Pleisztocén, Holocén	1,4–1,9	500–1700	10–100	—
P ₂	Felső-pannoniai	1,8–2,2	1600–3000	10–50	—
P ₁	Alsó-pannoniai	2,0–2,5	1700–3800	3–20	—
M _{3S}	Szarmata	2,1–2,3	2400–2800	20–100	—
nM _{2t}	Törtónai	2,2–2,3	2500–2900	50–200	—
aM _{2t}	Törtónai	2,2–2,4	2400–3000	20–100	—
M _{2h}	Helvétii	2,1–2,3	1700–2900	20–500	—
M ₁	Alsó-miocén (Burdigáliai)	2,1–2,3	1700–2800	10–20	—
βK	Kréta	2,1–2,3	1700–2800	50–500	jelentős (főleg indukált) közepes (főleg indukált)
a-cP _{2t}	Órpalcozós	2,5–2,8	≈ 4000–5000	≈ 100	—
a-cPt	Prekambriumi	2,6–3,0	5800–6200	> 1000	—
		2,6–2,9	4800–6100	>	—

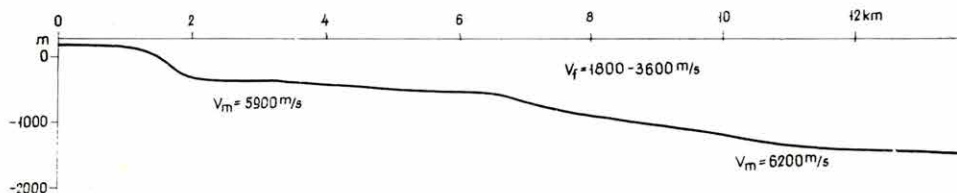
10. ábra. A Ny-i határterületek területének geofizikai modellje (2a, b) – Фиг. 10 Геофизическая модель западных блоков (2a, b)
Fig. 10. The geophysical model of the Western Range region (2a, b)

jellemzik. Ezen a területen a felső-pannóniai képződmények vastagsága a legnagyobb.

Amikor a VI. és VII. tektonikai emeletet a nyílt medencében tárgyaljuk, voltaképpen már a Kis-Alföld területén vagyunk.

A medenceüledékösszetétel sűrűsége $1,4-2,4 \text{ g/cm}^3$ között, szeizmikus sebessége 1600 és 3800 m/s között változik, a mélység függvényében is. Az összetétel fajlagos elektromos ellenállása 100 ohmm nagyságrendű. Az üledékes kőzetek mágneses szuszceptibilitása igen csekély. A Rába-völgyben a kis kiterjedésű, éles mágneses anomáliák bazaltvulkánokra utalnak (Várkeszónél bazalttufát fúrtak). Ezek szuszceptibilitása tekintélyes.

A medenceperemen a geofizikai kutatások lankás, lépcsős törésrendszert mutattak ki (11. ábra).



11. ábra. Szeizmikus refrakciós szelvény a medencealjazatról Felsőcsatár és Szombathely között (vázlat)

Фиг. 11 Разрез основания бассейна по сейсмическим данным метода преломленных волн по линии Фелшечатар—Сомбатхей

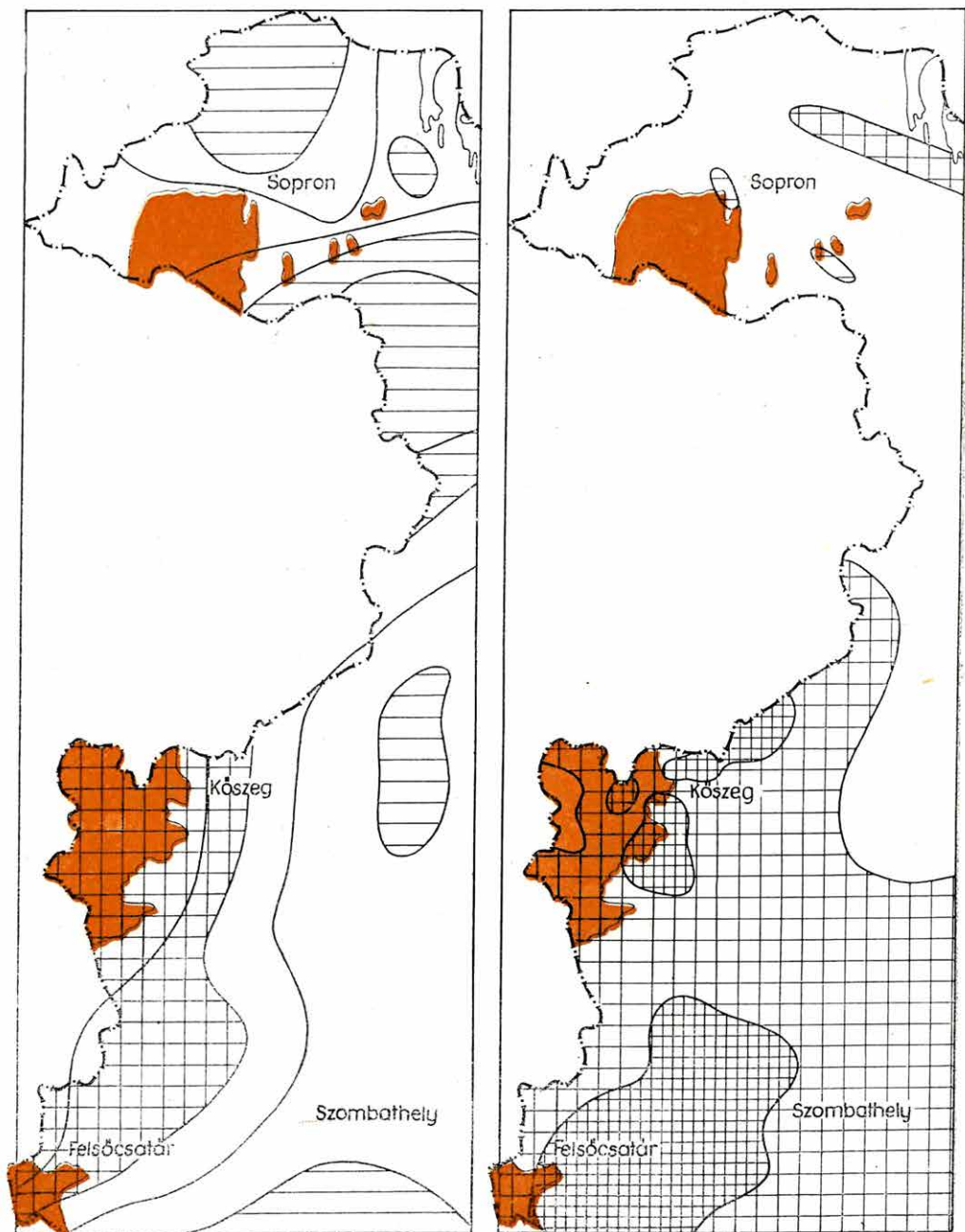
Fig. 11. Seismic refraction profile of the basin-floor between Felsőcsatár and Szombathely

A tájegység gravitációs és földmágneses arculata (12. ábra) érdekes sajátosságokat mutat. A Vashegy és a Kőszegi-hegység maximumot, a Soproni-hegység pedig minimumot okoz mind a gravitációs, mind pedig a földmágneses anomáliákban.

Nem tartjuk ugyan jogosnak a rendelkezésre álló állomáshálózat (grav. $0,8$ áll/ km^2 , földm. $0,5$ áll/ km^2) mellett túlságosan messzemenő következtetések levonását, de néhány megállapítást mégis rögzítenünk kell.

A két hegységcsoport eltérő gravitációs arculata — úgy véljük — izosztatikus különbségre vezethető vissza. Ez itt nem kevesebbet jelent, mint hogy a Soproni-hegységnek más a kéregtektonikai szerepe, mint a Kőszegi-hegységnek és a Vashegységnek. Kifejtve: a Soproni-hegység kéregvastagodás jeleit mutatja, a Kőszegi-hegység pedig nem.

Érdekes a földmágneses kép is. A Soproni-hegység lényegében anomáliamentes; a Kőszegi-hegység és a Vashegy viszont erős és nagy terjedelmű pozitív anomáliát okoz. A legújabb vizsgálatok szerint (1953, 1960, Varrók) feltételezhető, hogy az anomáliát (az egész Rába völgyben) szerpentinesedett mezeózóos bázisos magmás kőzet okozza. Fiatal bázisos vulkáni kőzetnek (pliocén bazaltnak) csak azokat az anomáliákat tulajdoníthatjuk, amelyeknek alakja, jellege és kis kiterjedése a balatonfelvidéki bazaltvulkánosság anomáliáira emlékeztet.



12. ábra. A Ny-i határrögök területének relatív gravitációs és földmágneses (ΔZ) anomáliái
 Фиг. 12 Относительные аномалии поля силы тяжести и геомагнитного поля (ΔZ) западных блоков

Fig. 12. The relative gravity and magnetic (ΔZ) anomalies of the Western Range region

A tájegység szeizmikus arculatáról keveset mondhatunk, mert tanulmányozottsága ma még csekély. A csatlakozó Kis-Alfölddel együtt ez a táj látszik hazánk egyik geofizikailag legjobban kutatható területének. Ennek feltehető oka az, hogy az I. és II. valamint VI. és VII. tektonikai emeletek fizikai kontrasztja nagy; a pannóniai üledékképződés nyugodtabb lehetett, mint másutt, és a felszínközeli földtani viszonyok is viszonylag kedvezőek. Mindennek megfelelően: a rengésenergia keltése, továbbítása, a jelhullám kialakulása és viszonya a zajhoz szintén viszonylag kedvező. A szintek a neogén összletben kitartóbbak és tanulmányozhatóbbak, és a medencealjzat is mind refrakciós, mind pedig reflexiós szempontból viszonylag kedvezőbb, mint a magyar medence legtöbb részén. Refrakciós szempontból azért kedvezőbb, mert mélysége nem túlságosan nagy és kontrasztja éles; reflexiós szempontból pedig valószínűleg azért, mert felülete kevésbé szórja a reflektált hullámot (talán lesímítottabb), mint máshol a medencében.

Geoelektromos szempontból a tájegység lényeges egyedi sajátosságokat nem mutat; gyakorlatilag hasonló a Mecsekhez.

* * *

A Kis-Alföld, a Mecsek-Villányi tájegység, a Dráva folyó és a Dunántúli Középhegység között terül el a DNy-Dunántúli (zalai) pannóniai dombvidék, amely – szerkezetét tekintve – fiatal harmadkori medence. Jóllehet a fiatal harmadkori medence geofizikai modelljét majd az 52 fejezetben, az Alfölddel kapcsolatban elemezzük, meg kell említenünk e táj néhány olyan sajátosságát, amely megérdemli a geofizikus figyelmét.

Ilyen mindenekelőtt a rendkívül nagy mélység. Ez a medencerész foglalja magában hazánk egyik legmélyebb aljzatú területét (a *Lovászi* – 423 sz. mélyfúrás 4023 m mélységben még nem érte el a medencealjzatot, helvét slírben állt meg).

A magyarországi kőolajbányászat őshazája ezen a vidéken van (Lispe-szentadorján, Bázakerettye, Lovászi, Hahót-Ederics, Pusztaszentlászló, Lendva-újfalu stb.) és kőolajtermelésünk jelentékeny hányada ma is innen származik (Nagylengyel).

A geofizikai kutatások számára egészen sajátos problémát jelent a táj morfológiai tagoltsága és a vastag lösztakaró. Ennek következtében a múltban már-már „néma” zónának minősült és csak a műszertani és metódikai fejlődésnek köszönhető, hogy kutatása ma már, ha nehézkes is, de nem lehetetlen (I típusú néma zóna; lásd az 52 fejezetben).

Medencealjzatában paleozoós és mezozoós pászták váltakoznak (I–V. tektonikai emelet), amelyek az üledékes és átalakult kőzetek széles tartományát fogják át. Medencealjzati és harmadkori vulkánosság nyomait is ismerjük (Inke – 9. sz. fúrás: átalakult bázisos eruptivum triász mészkő fölött, Kilimán – 3. sz. fúrás: krétakorú olivines dolerit; Hahót, Dióskál: eocén amfibolandezit; Inke, Oltáre, Obornak, Nagylengyel stb.: miocén riolit-tufa).

A medenceüledékösszlet (VI., VII. tektonikai emelet) általában helvétitörmelékes kőzetekkel kezdődik (a buzsáki mélyfúrásban egyelőre elszigetelt felső-eocén, alsó- és középső-oligocén rétegeket találtak). Meghatározó mennyi-

ségű a szarmata és a pannóniai összlet. Az alsó-pannóniai alemelet itt – ellentétben a Kis-Alfölddel – vastagabb, mint a felső.

A medenceüledékösszlet fáciése uralkodóan törmelékes, lencsés. Az alsóbb szintek márgásabbak, tömöttebbek, a felsőbbek pedig homokosabbak, lazábbak.

A nagy mélységből következik, hogy a geofizikai kutatás sajátos vezérszintje: a medencealjzat, itt másodlagos fontosságú. A táj gravitációs arculatát (3. ábra) tekintve, ez azt jelenti, hogy itt a Bouguer-anomáliák inkább tükrözhetnek harmadkori hatókat, mint másutt. Szeizmikus szempontból: a mély medencerészek kizárják a refrakciós eljárást. Geoelektromos tapasztalatunk erről a tájról nincs (geoelektromos arculata bizonyára csak a mélység miatt különbözik más, hasonló medencerészekétől). A földmágneses anomáliatérkép (5. ábra) szerint földmágneses szempontból a táj meglehetősen jellegtelen.

A táj legértékesebb ásványi nyersanyaga: a szénhidrogén műrevalóan felhalmozódhatott a triász, kréta és miocén karbonátos kőzetek likacsáiban, a medencealjzat alatt, a medencealjzat szintjében és közvetlenül fölötte; továbbá felső-miocén és pliocén (pannóniai) homok-homokkőlencsékben.

51.3 A Dunántúli-Középhegység

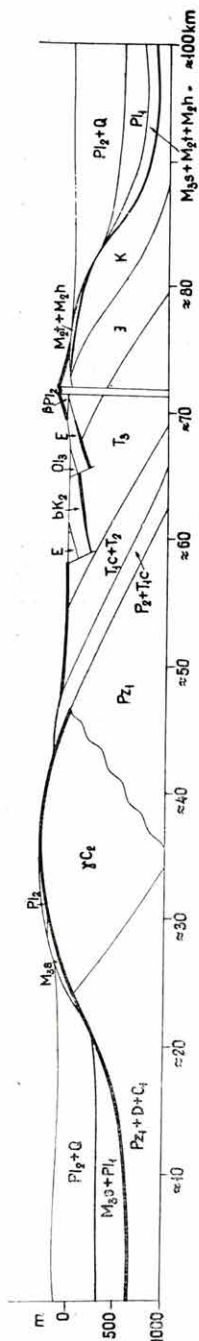
A Dunántúli-Középhegységet a következő részekre tagoljuk: Bakony-, Vértes-, Gerecse- és Pilis-Budai-hegység. Ide tartozik a Balaton–Velencei paleozóos vonulat is. A Dunazug-hegység nem szerves része a Dunántúli-Középhegységnek, egyrészt mivel vulkáni hegység, másrészt pedig, mert itt kezdődik az *észak-magyarországi oligocén medence (süllyedék)*, amely ennek a hegységnek földtani fejlődéstörténetét az oligocéntól kezdve Észak-Magyarországhoz kapcsolja. Aljzata azonban nyilvánvalóan pilisi jellegű mezozóikum (triász). Ezért, és a földrajzi közelség miatt itt tárgyaljuk. Ezekben a hegységekben a geofizikai kutatási cél többnyire valamely belső vagy peremi vagy hegységközi medence aljzata.

A Bakony-hegység és a Balaton–Velencei paleozóos (kristályos) vonulat

A Bakony-hegység a Dunántúli-Középhegység legnyugatibb tagja, hazánk legnagyobb kiterjedésű hegysége. É-on és Ny-on a Kis-Alföld és a Zalai-dombvidék, DK-en a Balaton, ÉK-en pedig a móri árok határolja.

A Városlőd–Várpalotai törésvonal (megközelítőleg a Székesfehérvár–Celldömölk vasútvonal) É-i és D-i Bakonyra osztja. A D-i Bakonyhoz soroljuk a tapolcai medencétől Ny-ra levő Keszthelyi-hegységet és itt tárgyaljuk a Balaton–Velencei paleozóos (kristályos) vonulatot is (13. ábra).

Geofizikai szempontból a Bakony-hegység belső medencéi nem kedvezőek. Ásványi nyersanyagának nem is kis része (pl. az ajkai barnakőszén, az urkúti mangánérc, a várpalotai és hasonló típusú fás barnakőszéntelepek, valamint némelyik bauxitletepfajta, pl. a sümegi régi fejtés) nem medencealjzathoz kapcsolódó telepfajtaként fejlődött ki, hanem geofizikailag viszonylag homogén rétegsoron belül található (geofizikai szempontból *kőztes* telep).



A képződmény		sűrűsége g/cm ³	szeizmikus sebessége m/s	fajlagos ellenállása Ohm·m	mágnesszélessége
Q	Pleistocén, Holocén	1,6 – 1,8	500 – 1600	10 – 100	–
βP_2	Felső-pannóniai	1,9 – 2,9	\approx 3000	10 – 500	erős (remanens)
P_2	Felső-pannóniai	1,8 – 2,0	1500 – 1700	10 – 50	–
P_1	Alsó-pannóniai	2,0 – 2,2	1700 – 2500	10 – 50	–
M_{3s}	Szarmata	2,2 – 2,5	1700 – 3000	$>$ 100	–
M_{2t}	Törtónai	2,1 – 2,3	1700 – 2700	10 – 30	–
M_{2h}	Helvéti	2,0 – 2,3	1700 – 2500	30 – 200	–
O_3	Felső-oligocén	2,1 – 2,3	1700 – 2700	10 – 200	–
E	Eocén	2,1 – 2,6	2700 – 3700	20 – 50	–
βK_2	Felső-kréta	2,0 – 2,3	(4000)	50 – 800	–
K	Kréta	2,3 – 2,6	\approx 2800	20 – 100	–
J	Jura	2,5 – 2,6	3700 – 4200	100 – 500	–
T_3	Felső-triász	2,5 – 2,6	3700 – 4200	100 – 500	–
T_2	Középső-triász	2,4 – 2,8	4200 – 5600	200 – 2000	–
T_1^c	Alsó-triász (kampili)	2,4 – 2,8	4400 – 5600	200 – 2000	–
T_1^s	Alsó-triász (szeizi)	2,4 – 2,6	4000 – 4400	50 – 500	–
P_2	Felső-perm	2,3 – 2,5	3700 – 4300	100 – 500	–
γC_2	Felső-karbon	2,3 – 2,5	3700 – 4400	100 – 500	–
C_1	Alsó-karbon	2,4 – 2,7	3500 – 5000	$>$ 500	csekély (indukált)
D	Devon	2,5 – 2,8	4000 – 5000	$>$ 200	–
Pz_1	Ópaleozoós	2,6 – 2,9	4400 – 5600	$>$ 500	–
		2,5 – 2,7	3500 – 4400	$>$ 100	–

13. ábra. A Bakony hegység és a Balaton – Velencei paleozoós (krisztályos) vonulat geofizikai modellje (3a)

Fig. 13. Геофизическая модель горы Баконь и палеозойского (кристаллического) массива Балатон – Веленце

Fig. 13. The geophysical model of the Bakony Mts. and the Balaton – Velence paleozoic (crystalline) Range (3a)

Ha a Balaton–Velencei vonulatot is a Bakony-hegységhez számítjuk, akkor a területen az I. tektonikai emelet feltételezhető, a II. pedig ismeretes. Fillit, különféle palák (agyagpala, kvarcitpala) és a Velencei-hegységben nagy tömegben gránit, építik fel. A III. tektonikai emelethez tartozó karbon képződmények ettől elválaszthatatlanok.

A II. (III.) tektonikai emeletre diszkordánsan felső-perm kori, szárazföldi eredetű, durva konglomerátum és vörös homokkőösszetételű települ (Kővágóörs, Révfülöp, Alsóörs). Ez már a IV. tektonikai emeletet képviseli.

A IV. tektonikai emelet permiai fáciese a Bakony-hegység tekintélyes része alatt feltételezhető. Csapás mentén Lovasberényig ismeretes a folytatása, de akár a Budai-hegységig is folytatódhatik.

A permre alsó-triász települ. Települése diszkordáns, fáciese márgás, homokköves, dolomitos. A középső-triásztól felfelé a dolomitos és mészköves fácies uralkodik. Középhegységünk közismert felső-triász dolomitja és mészköve itt fordul elő a legnagyobb felszíni kiterjedésben (a Balatonfelvidék középső-triásza fáciesben eltér a többi hazai középső-triásztól, de arra nincs adat, hogy fizikailag is eltérne).

Az Északi-Bakonyban a triászt felszínen csak a felső-triász karni emelettől ismerjük, de a mélyben az idősebb tagok is megvannak.

A IV. tektonikai emelet jurával és alsó-krétával folytatódik, általában mészköves, márgás kifejlődésben.

Az alsó-krétában részleges kiemelkedés volt, a bauxittelepek egy része ekkor képződött, elsősorban a karsztos triász térszínen (ez, kedvező fedő mellett, elég jó geofizikai modellt jelent, vagyis a fizikai értékek a bauxittelep alatt – ha nem is nagy mértékben, de hirtelen – megnövekszenek).

Az V. tektonikai emeletet a felső-kréta képviseli, törmelékes és karbonátos faciessel. Barnakőszénképződés és részleges kiemelkedéssel kapcsolatos újabb bauxitképződés jellemzi ezt a tektonikai emeletet. A felsőkréta bauxittelepfajta már rendszerint nem triász aljzatra települt, ezért geofizikai modellje kedvezőtlenebb (kontrasztja kevésbé éles), mint az előző típusé. A felső-kréta kőzet barnakőszén telepei ugyancsak kedvezőtlen geofizikai modellt alkotnak. A Bakony-hegység fizikai állandói az I–V. tektonikai emelet kőzettani tartományában meglehetősen széles spektrumban változnak.

Az I. és II. tektonikai emelet kőzeteiről mért adatunk nincs. Analógia alapján feltételezhetjük, hogy a kristályos alaphegység sűrűsége, szeizmikus sebessége és fajlagos ellenállása nagy, hasonlatos a korábban ismertetett átlagértékekhez. Mágneses szuszceptibilitása nyilvánvalóan csekély (a Velencei-hegységről később szólunk).

A IV. tektonikai emelet heterogén, a fizikai állandók legkiemelkedőbb értékei a felső-triász dolomithoz és mészkőhöz rendelhetők. Ezek sűrűsége 2,4–2,8 g/cm³, szeizmikus sebessége 4200 m/s és 5600 m/s között változik; fajlagos ellenállása 200–2000 ohm. A mágneses szuszceptibilitás természetesen csekély.

A felső-triász dolomittal kapcsolatban meg kell említeni, hogy szeizmikus sebessége (valószínűleg egyéb fizikai állandóival együtt) eltemetési mélysége szerint rendkívül szeszélyesen változik. Ez a kőzet igen mállekony (porlékony), szeszélyessége nyilván ezzel függ össze. A felszín közelében szeizmikus sebessége 2700 m/s-ra is csökkenhet.

A jura és kréta mészkőfajták fizikai állandóinak értéke rendszerint nem éri el a triászéit. Körülbelül egyezik az alsó-triász és a permii összlet fizikai állandóinak értékével. Sűrűség: 2,5–2,6 g/cm³, szeizmikus sebesség: 3700–4200, fajlagos ellenállás: 100 ohmm nagyságrendű; mágneses szuszceptibilitás: csekély.

A harmadkori fedő a VI. tektonikai emelet alsó-eocén tagjával kezdődik. Az eocén fáciese agyagos, barnakőszenes, homokos, mészköves, márgás; alulról felfelé ebben a sorrendben. Sűrűsége 2,1–2,6 g/cm³, szeizmikus sebessége 2700 m/s – 3700 m/s, fajlagos ellenállása – a középső eocén (nummuliteszes) mészkövet kivéve – 10–100 ohmm nagyságrendű. A középső-eocén mészkő a 800 ohmm-t is elérheti. Az eocén összlet mágneses szuszceptibilitása csekély.

A középső-eocén mészkő jelenti a többi fizikai állandónál is a felső határt. Ezért, ahol ilyen előfordul a rétegsorban, rendszerint árnyékoló hatást gyakorol.

Az alsó- és a középső-oligocén sem a hegység területén, sem a peremi medencejellegű területeken nem fejlődött ki vagy lepusztult. Felső-oligocént ellenben ismerünk. Fáciесе agyagos, homokos, vékony barnakőszéntelepekkel (Jásd–Szápár). Fizikai állandóit nem ismerjük, nyilvánvalóan kisebbek, mint az eocén összletéi.

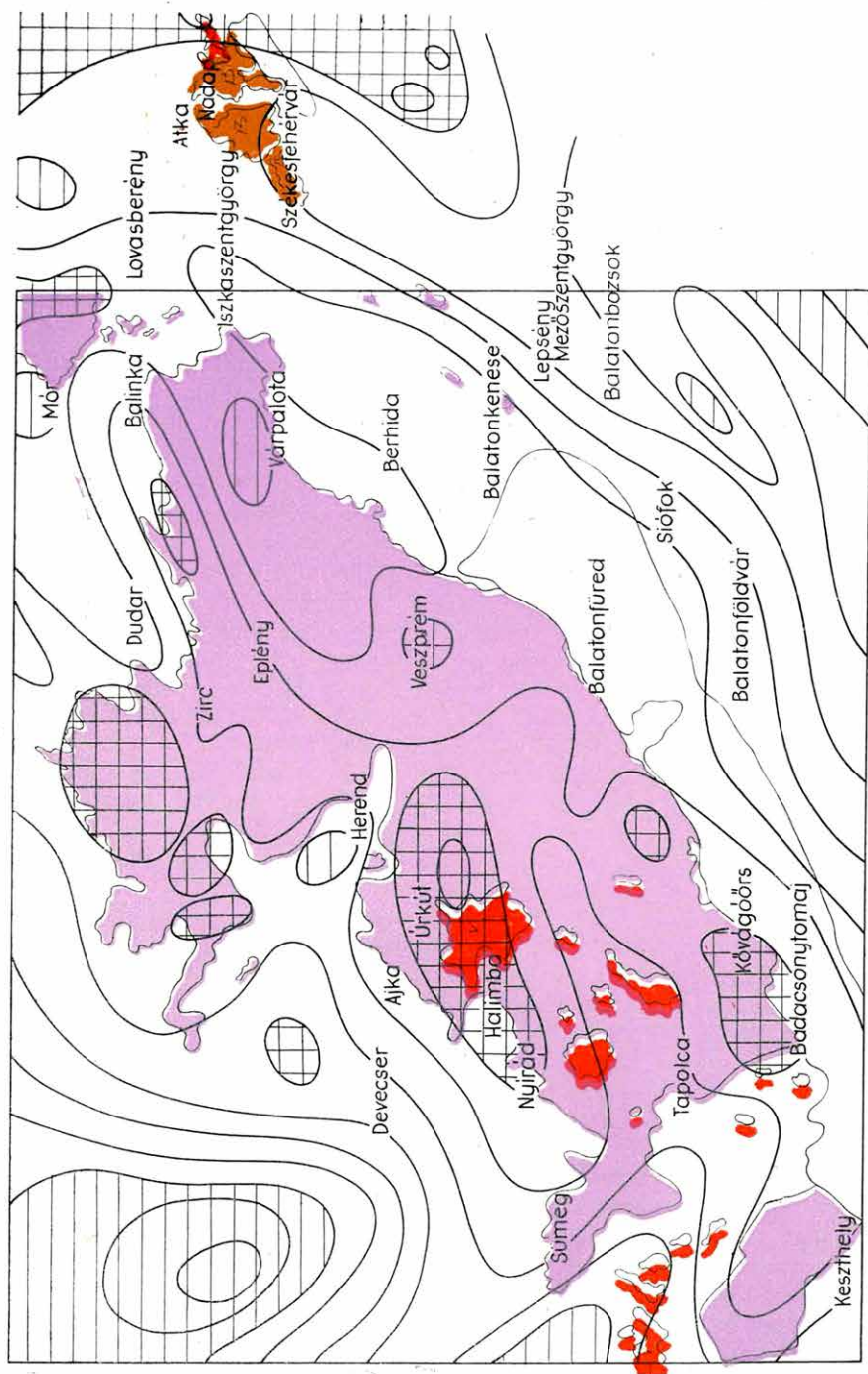
Alsó-miocént szintén nem ismerünk. A középső- és felső-miocén képződményei: durva konglomerátum, homok (fás barnakőszéntelepek Herend és Szentgál vidékén), durva mészkő, riolittufa, bentonit. A miocén összlet sűrűsége 2,1 és 2,5/cm³ között változik, szeizmikus sebessége 1700–3000 m/s közötti, fajlagos ellenállása – a mészköves fáciест kivéve (amely 100–800 ohmm lehet) – 10 ohmm nagyságrendű. Mágneses szuszceptibilitása csekély.

A VII. tektonikai emelet pliocénje agyagos, homokos, édesvízi mészköves és bazalttufás fáciեսű, lencsés településű. A hegységben és közvetlen peremén csekély vastagságú. Geofizikai jelentősége ott van, ahol eléggé kivastagszik, illetve, ahol a hegység főtömege nagyobb mélységbe süllyed, vagyis a nyílt medencében. A pleisztocénnek és holocénnek geofizikai jelentősége nincs.

A Bakony tektonikai jellege töréses. A hegység nagy kiterjedésű, ezért helyet adhat belső medencéknek, amelyekben méretüknél fogva ásványi nyersanyag felhalmozódhatott és ugyanezért alkalmasak geofizikai kutatásra is. Ezek a medencék törésekkel szegélyezettek, sőt törések preformálták szerkezetüket, így aljzatuk domborzata töréses tektonikai képpel hozható összefüggésbe. Emellett a karszterózióznak is szerepe van. A hegység legelterjedtebb és legértékesebb ásványi nyersanyaga a bauxit, többnyire karsztos felszínen halmozódott fel műrevaló mennyiségben.

Peremi medencéi eocén barnakőszéntelepeket tartalmaznak. A északi öblökben például (Csesznek, Fenyőfő, Balinka) ezek a telepek geofizikai szempontból viszonylag kedvezően települnek.

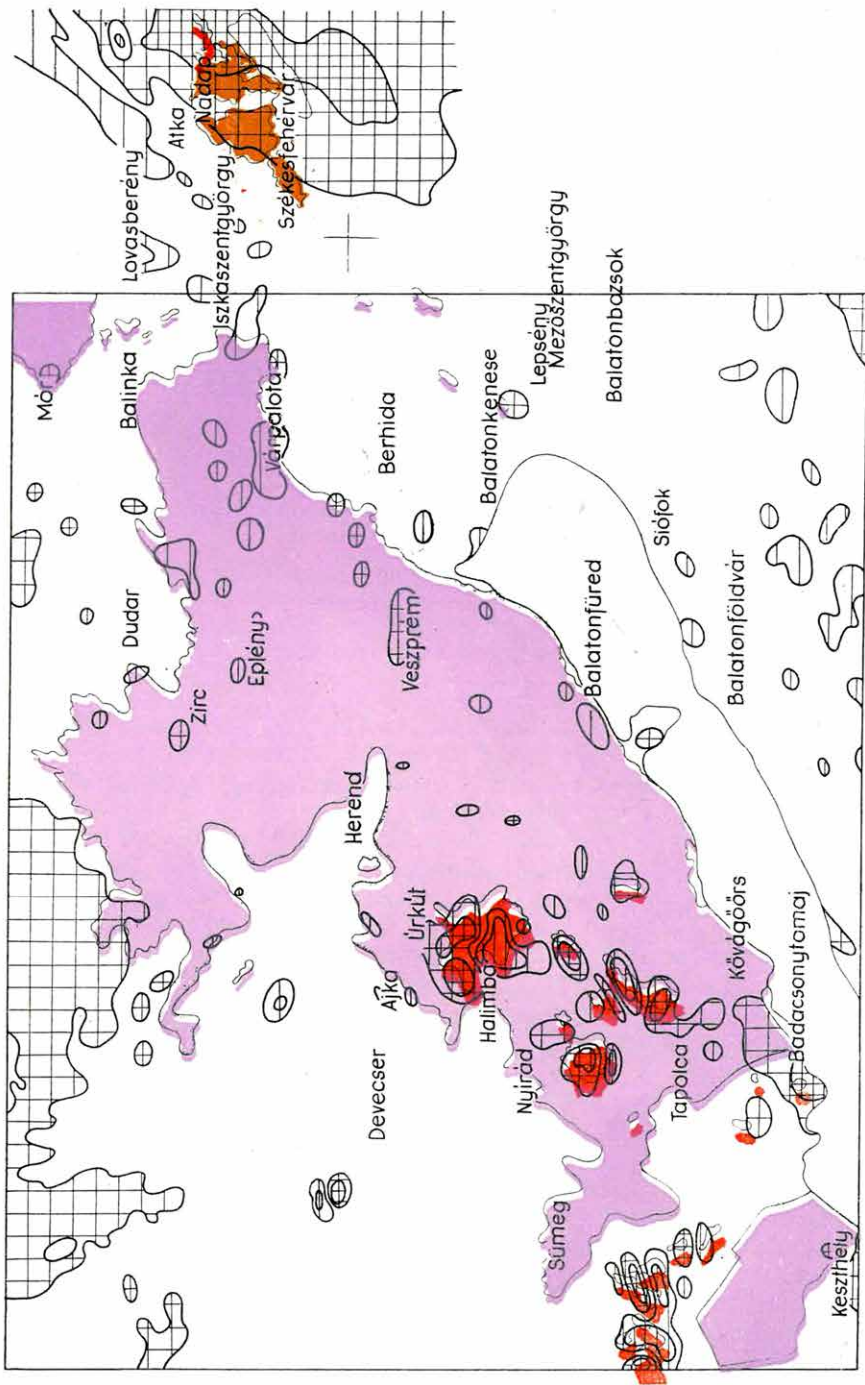
Geofizikai kutatást végezni a Bakonyban mégsem egyszerű feladat. Az ásványi nyersanyagtelepek tekintélyes része nem kapcsolódik közvetlenül a harmadkori medence aljzatához, holott ez a leghatározottabb fizikai diszkontinuitás. Ennek ellenére számos geofizikai mérést végeztek a hegység területén és közvetlen peremén. A 14. ábrán és a 15. ábrán láthatjuk a hegység gravitációs és földmágneses relatív anomáliatérképét. Az utóbbi (a pliocén



14. ábra. A Bakony hegység és a Balaton – Velencei vonulat relatív gravitációs anomáliái

Фиг. 14 Относительные аномалии поля силы тяжести горы Баконь и массива Балатон-Веленце

Fig. 14. The relative gravity anomalies of the Bakony Mts. and the Balaton – Velence Range



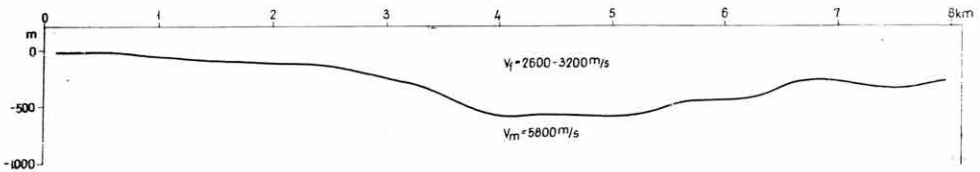
15. ábra. A Balaton – Velencei vonulat relatív földmágneses (ΔZ) anomáliái

Фиг. 15 Относительные аномалии геомагнитного поля (ΔZ) горы Мечек и массива Балатон – Веленце

Fig. 15. The relative magnetic (ΔZ) anomalies of the Bakony Mts. and the Balaton – Velence Range

bazaltokat kivéve), a mágnesezhető kőzetek csaknem teljes hiányára utal, az előbbi értelmezésére pedig ugyanaz vonatkozik, mint amit a Mecsek-hegységről mondtunk. A mérési hálózat itt ritkább, mint a Mecsekben (gravitációs: a terület Ny-i részén átlagosan 1 áll/km², azonban a tájegység K-i részén alig van mérés; földmágneses: 0,7 áll/km²). A Bakony átlagos sűrűségének meghatározását a jelenlegi mérési hálózat nem engedi meg.

A peremi és belső medencében szeizmikus és geoelektromos kutatások történtek. Ezek feladata a harmadkori medence aljzatának meghatározása volt; rendszerint sikerrel is járt. Példaképpen bemutatunk egy szeizmikus szelvényt a hegység ÉK-i pereméről (16. ábra).



16. ábra. Szeizmikus refrakciós szelvény a medencealjzatról Bokod környékén

Фиг. 16 Сейсмический разрез основания бассейна по данным метода преломленных волн в районе Бокод

Fig. 16. Seismic refraction profile of the basin-floor at Bokod

A hegység ÉK-i peremének süllyedéke az ÉNy-DK-i irányú móri árok. Itt számos szeizmikus refrakciós mérés történt. Ezek szerint az árok átlagos mélysége 5–600 m. A Vértes-hegység és a Velencei-hegység között levő medencében az aljzat mélysége 200–400 m.

A Velencei-hegység a Balaton–Velencei kristályos vonulat legészak-keletibb felszíni tagja. A Balaton–Velencei kristályos vonulatot számos helyen (Balatonföldvár, Siófok, Balatonkenese, Lepsény, Mezőszentgyörgy) közvetlenül pannóniai rétegek alatt, 100–200 m mélységben megfúrták. A szabadbattyáni kibúvásban kristályos devon mészkő ismeretes. A szárhegyi galenitbányában kaolinodott biotit-amfibolandezitet találtak, amely valószínűleg a Velencei-hegység felső-eocén andezitvulkánosságával van kapcsolatban. Az urhidai rögben kvarcosodott agyagpala bukkan a felszínre. A rög DK-i szárnyát paleogén, ÉNy-i szárnyát pedig pannóniai és pleisztocén törmelékes képződmények borítják.

A Velencei-hegység legidősebb ismert tagja a II. (III.) tektonikai emeletbe tartozó, kontakt palává alakult ópaleozóos fillit, amelynek ma már csak foszlányai láthatók a felszínen.

A hegység főtömegét az ugyanebbe a tektonikai emeletbe tartozó gránit-batolit alkotja; a fillit ennek kontakt köpenye. A gránit biotitgránit. Számos aplit- és kvarctelér járja át, ezek vastagsága 1 m és 10 m között változik.

A hegységben a IV. és V. tektonikai emelet teljesen hiányzik (az északi peremen állítólagos permi konglomerátum foszlányai ismeretesek). A VI. tektonikai emeletet a lovasherényi mélyfúrásban felső-eocén nummuliteszes mészkő képviseli. Egyébként csak a VII. tektonikai emelet képződményei

fejlődtek ki a hegység peremén a fedőösszletben. Vastagságuk 200–400 m. (1962, *Szénás Gy.*, – *Sédy L.*)

A hegység eredetileg karbon-időszaki magmás működés és magmatektonika terméke. Jelenlegi szerkezetét és morfológiáját azonban az alpi tektonizmus alakította ki. DK-en (a tó alatt és attól DK-re) tekintélyes mélységre süllyed a pannóniai üledékek alatt. ÉNy-on azonban mélysége nem több 200–400 m-nél. A fizikai értékek (3500–5000 m/s szeizmikus sebesség) eloszlása elfedett felszínén arra utal, hogy az elfedett tömeg vagy váltakozva gránit és kristályos pala vagy váltakozva üde és bontott gránit vagy váltakozva magmás, átalakult és üledékes kőzetek komplexusa. Mindezek együtt is jelen lehetnek. Más fizikai állandó értéke nem ismeretes. A gránit mágneses szuszceptibilitása csekély, a hegység K-i részének nagy mágneses anomáliái valószínűleg túlnyomórésztben a már említett felső-eocén biotitamfibolandezittől származnak.

A geofizikai kutatás egyik lehetséges célja a törésekre utaló élesebb elfedett morfológiai formák kutatása. Természetesen fontos felvilágosítást jelent az elfedett tömeg pontos mélységének meghatározása is.

A Bakony-hegység, valamint a Balaton–Velencei paleozóos vonulat gravitációs arculatát az határozza meg, hogy a 33 fejezetben definiált 3. típusú hegységek csoportjába tartozik. Ennek a típusnak általános gravitációs jellemvonásait ott és az 51.1 fejezetben ismertettük. Az általános jellemvonásokon túlmenő egyedi gravitációs sajátossága ennek a hegységcsoportnak nincs. Kizárólag azt érdemes megemlíteni, hogy helyileg (helyi medencék vonatkozásában) a gravitációs maximumok sok alkalommal jelentenek emelt aljzatbércet, illetve a minimumok elég gyakran árkok fölött alakulnak ki.

Mágneses szempontból a hegység jellegtelen, illetve túlnyomórésztben nem mágnesezhető kőzetekből áll. A helyi anomáliák valószínűleg helyi vulkánitokkal vannak összefüggésben. A bauxit lényegében nem mágneses.

Szeizmikus szempontból a Bakony-hegységnek vannak kedvező és kedvezőtlen részei. Szeizmikus kutatást jelenlegi műszaki fejlettségünk mellett eleve csak ott érdemes végezni, ahol az V. vagy ennél idősebb tektonikai emelet medencealjatot alkot. A Bakony északi öblei, ahol a VI. tektonikai emelet (eocén) közvetlenül triász aljzatra települ, kedvezőek szeizmikus refrakciós kutatásra (a mélység 200 m és 1000 m között változik). Ahol azonban a IV. tektonikai emelet triásznál fiatalabb tagjai alkotják az eocén medence aljzatát, a szeizmikus sebesség csekély kontrasztja megnehezíti a szeizmikus kutatást. A középső- és felső-eocén nummuliteszes mészkő – ha a rétegsorban előfordul – viszonylag nagy sebessége miatt árnyékoló hatást fejt ki.

A Velencei-hegységnek és a vonulat többi tagjának szeizmikus kutatása hálás feladat, ha az idős összlet pannóniai képződmények alatt fekszik.

Az V. és ennél idősebb tektonikai emeletek belső szerkezetének kutatása eddig nem járt eredménnyel. Erre nézve kísérleteket kell végezni a reflexiók eljárás *RNP* változatával.

A Bakony-hegység belső medencéinek, a bauxitos medencéknek kutatása meglehetősen nehéz feladat. Ennek oka a harmadkori medence aljzatának csekély fizikai kontrasztja. Az urkúti–eplényi liász mangántelegek területén a kutatási cél nem a harmadkori medence aljzata, hanem egy ennél idősebb szint a IV. tektonikai emeleten belül. Ez egyelőre megoldatlan (1954, *Szénás*).

A geoelektromos kutatási feladat a szeizmikushoz hasonlóan fogalmazható meg. A hegység belső medencéiben a geoelektromos kutatás rendszerint gazdaságosabb, mint a szeizmikus.

A Vértes-hegység

A Vértes-hegység a Dunántúli-Középhegység középső tagja. A Bakonytól ÉK-re terül el. Meredek törésekkel határolt, É felé dőlő monoklinálisként emelkedik ki a környező harmadkori medence térszínéből (17. ábra). É-i peremén van a tatabányai barnakőszénmedence.

Az I. és II. tektonikai emelet itt ismeretlen mélységben feltételezhető, és pedig a Velencei-hegység közelsége miatt a II. tektonikai emelet nem túlságosan nagy mélységben.

A III. tektonikai emelet nem ismeretes. A IV. tektonikai emeletet a felső-permtől (1964, Szabó I.) felfelé ismerjük. A triász itt a D-i és K-i peremi medencék alján alsó-triással, werfeni törmelékes fácissal kezdődik. A felszínen csak a fiatalabb, mészköves-dolomitos fáciesű triász tagok jelennek meg. Ezek a geofizikai kutatás kedvelt vezérobjektumai, fizikailag a típusos karbonátos triászt képviselik. (Azoknak a kőzeteknek a fizikai állandóit, amelyek már előfordultak és az éppen tárgyalt terület hasonló kőzeteitől lényegesen nem különböznek, újra és újra nem ismertetjük).

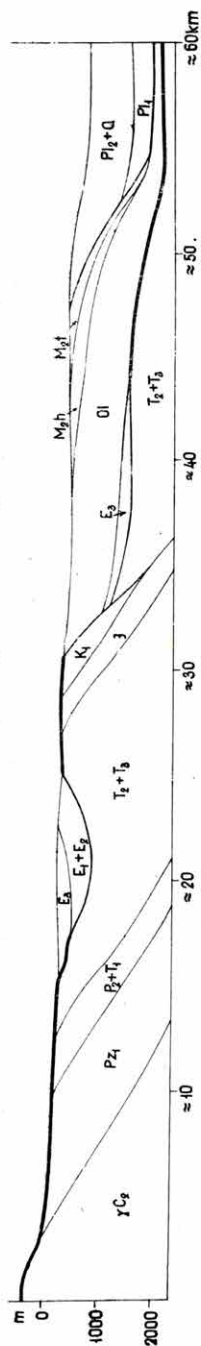
A werfeni rétegek sűrűsége 2,1–2,5, szeizmikus sebessége (mecseki analógia szerint) 3500 m/s, fajlagos ellenállása pedig 100 ohm nagyságrendű lehet. Mágneses szuszceptibilitásuk csekély.

A IV. tektonikai emelet lényegében krétával folytatódik. A jura csekély elterjedésű és vékony. Az alsó-kréta márgás, mészköves fáciesű. A kréta üledékképződés a cenomán emeletbeli turrilitészes márgával zárul; szenon nincs.

Az alsó-kréta fizikailag legmarkánsabb tagja a IV. tektonikai emelet felső szintjét jelző ún. requeiniás mészkő, amelynek mind sűrűsége ($\approx 2,7$), mind szeizmikus sebessége (4200–4500 m/s), mind pedig fajlagos ellenállása (≈ 100 ohm nagyságrend) csaknem eléri a triász karbonátokét. Ennélfogva a kréta idősebb tagjait minden körülmények között, de néha még a triászt is árnyékolja. Mágneses szuszceptibilitása természetesen nincs.

A felső-kréta (V. tektonikai emelet) fizikai állandóit nem ismerjük, feltehetően kisebbek a VI. tektonikai emelet paleogén tagjának fizikai állandóinál.

A VI. tektonikai emelet főleg a hegység peremi medencéiben és a hegységek közötti medencék alján ismeretes. Alsó-eocénnal kezdődik. A középső- és felső-eocén számos helyen lepusztult. A nyíltabb medencék közettani szelvényét az agyagos kőzetek túlsúlya jellemzi, a peremi kifejlődésben nagyobb szerephez jut a középső-eocén nummuliteszes mészkő. Az alsó-eocén alján egyéb – előntést jelző – kőzetekkel együtt vannak a barnakőszén transzgressziós alapterepei. Településük összefügg a harmadkori medence aljzatával. Az összefüggés módja változatos. Emelt aljzatbérc lehet kedvező indikáció (a telepet a felszínhez közel emelte), de lehet kedvezőtlen is (a bércrel a telep lepusztult). A transzgressziós alapterep akkor nyújt kedvező kutatási feladatot, ha alatta közvetlenül felső-triász mészkő vagy dolomit fekszik, és felette vékony, vagy hiányzik a középső-eocén mészkő.



A képződmény		sűrűsége g/cm ³	szeizmikus sebessége m/s	fajlagos ellenállása Ohmm	mágnesezettsége
Q	Pleisztocén, Holocén	1,4 - 1,8	300 - 1600	10 - 100	-
P ₁₂	Felső-pannóniai	1,7 - 2,0	1500 - 1700	10 - 100	-
P ₁₁	Alsó-pannóniai	2,0 - 2,2	1800 - 2500	10 - 100	-
M _{1s}	Szarmata	2,1 - 2,2	2200 - 2800	50 - 100	-
M _{2t}	Törtónai	2,2 - 2,4	2200 - 2800	50 - 200	-
M _{2h}	Helvétai	2,1 - 2,4	1700 - 2800	10 - 500	-
O ₁	Oligocén	2,1 - 2,5	1700 - 3800	10 - 500	-
E ₃	Felső-eocén	2,4 - 2,6	2600 - 4300	50 - 500	-
E ₂	Középső-eocén	2,3 - 2,5	3000 - 4300	20 - 100	-
E ₁	Alsó-eocén	2,2 - 2,4	2500 - 3300	10 - 100	-
K ₁	Alsó-kréta	2,3 - 2,7	3500 - 4300	20 - 100	-
J	Jura	2,4 - 2,6	3800 - 5500	200 - 1000	-
T ₃	Felső-triász	2,4 - 2,7	2100 - 6000	200 - 1000	-
T ₂	Középső-triász	2,4 - 2,8	5000 - 6000	200 - 1000	-
T ₁	Alsó-triász	2,1 - 2,5	3500 - 4000	20 - 500	-
P ₂	Felső-perm	2,4 - 2,6	4000 - 5000	100 - 500	-
γC ₂	Felső-karbon	2,4 - 2,7	4000 - 5000	> 1000	alig van
Pz ₁	Ópaleozóos	2,6 - 3,0	5000 - 6000	> 100	esekély (főleg indukált)

17. ábra. A Vértes, Gerecse, Buda-Pilis hegység geofizikai modellje (3b, c, d)
 Fig. 17. Геофизическая модель гор Вертеи, Гереце, Буда-Пилиш, (3b, c, d)
 Fig. 17. The geophysical model of the Vértes, Gerecse, Buda-Pilis Mts. (3b, c, d)

A VI. tektonikai emeletből az idősebb oligocén hiányzik. A fiatalabb oligocén jelen van; fáciése homokos, agyagos. A miocént főleg homok és konglomerátum képviseli. Ezek fizikai állandói meglehetősen egyveretűek az egész tájegységen. A VI. tektonikai emelet vastagsága az 1000 m-t is elérheti.

A VII. tektonikai emeletet képviselő pannóniai rétegösszlet néhány száz méter vastag lehet. Összetétele agyagos, homokos. A pannóniai összlet jelentősége — mint említettük — hegyvidéki medencében alárendeltebb, mint az alföldi medencében.

A terület gravitációs módszerrel felméréstlen. Földmágneses felmérése egyenletes, kb. 0,5–0,7 áll/km². Szeizmikus (refrakciós) mérések a harmadkori medence aljzatának kutatására peremi öblökben történtek kőszénkutatási célból (16. ábra). Geoelektromos kutatást a Geofizikai Intézet a területen nem végzett.

A terület gravitációs arculatát csak az I. és II. rendű alaphálózati mérésekből ítélni lehet meg (18. ábra). A Bakonyhoz hasonlóan pozitív Bouguer-anomáliák jellemzik.

A terület földmágneses arculatára az anomáliamentesség és főleg a pozitív értékek hiánya jellemző (19. ábra). Valóban a területen vulkáni működésnek csak nyomait (felső-eocén tufit) ismerjük (1953, *Székyné Fux V., Barabás A.*) és az I. tektonikai emelet is — ha egyáltalán megvan —, nem mágnesezhető kőzetekből áll.

A szeizmikus kutatás akkor van kedvező helyzetben ezen a területen (végrehajtása és értelmezése akkor egyszerű), ha a már említett nagy kontrasztú felső-triász — alsó-eocén érintkezés áll fenn, lehetőleg vastag középső-eocén mészkőréteg nélkül.

A táj geoelektromos arculatát — mérések hiányában — nem ismerjük, de feltételezhetjük, hogy a tellurikus eljárás és a VESZ (dipol-ekvatoriális szondázás) a szeizmikus refrakciós kutatást számos esetben helyettesítheti.

A Gerecse-hegység

Északon a Duna, Ny-on a Kis-Alföld, délen a Bicskei-öböl határolja. Keleten mezozoós rögökkel megszakított harmadkori medencék választják el a Buda–Pilisi-hegységektől (17. ábra).

Az I., II. és III. tektonikai emeletet ebben a hegységben nem ismerjük. A III. nem is tételezhető fel, az I. és II. azonban ismeretlen mélységben ugyan, de nyilvánvalóan megvan.

A IV. tektonikai emelet a felszínen, a középső-triász dolomitos fáciésével kezdődik. Erre felső-triász dolomit és dachsteini mészkő települ.

Jura számos helyen ismeretes, de csak foszlányokban. A jura valamennyi kifejlődése ugyancsak karbonátos.

A krétát alsó-kréta kori törmelékes kőzetek (lábatlani cementmárga — homokkő) képviselik.

A kréta utáni denudáció a kréta és jura kőzetek tekintélyes részét — főleg keleten — lepusztította. Ezért a harmadkori összlet közvetlen aljzata legtöbbször triász. A kréta során lezajlott tektonikai mozgások alakították ki alapvetően a hegység szerkezeti arculatát. Ez az árkos, bércecs rögtektonika uralkodó szerepet kapott az eocén előtti domborzat kialakításában, és az

utóbbi szabta meg az alsó-eocén barnakőszéntelepek képződését és elhelyezkedését. A mozgások később több ízben felújultak, de a töréses szerkezeti formákat lényegesen nem változtatták meg, legfeljebb „élesebbé” tették.

Az V. tektonikai emelet itt hiányzik (ha volt is, lepusztult). A VI. tektonikai emelet alsó-eocénnal kezdődik, édesvízi kőszéntelepes összlettel, amely az aljzat domborzatához igazodva települ.

Az eocén tengerelöntés fokozatos volt; csak az alsó-eocén felső részétől kezdve teljesen tengeri az üledékképződés: agyagmárga, márga, homokkő és mészkő (nummuliteszes mészkő).

Az alsó- és középső-oligocén vékony vagy hiányzik. Az oligocén-eleji denudáció sok helyütt még az eocént is lepusztította. Ennek következtében a felső-oligocén számos helyen közvetlenül triász aljzatra települ. A felső-oligocén homokkő és agyagmárga kifejlődésű.

A miocénban szarmata durva mészkő foszlányai tanúskodnak kismérvű elöntésről.

A VII. tektonikai emelet pannóniai alemeletében ellenben a hegység peremén mindenütt volt üledékképződés, mindenütt megtaláljuk a pannóniai beltavak üledékeit. Ezek a nyílt medence felé egyre vastagodnak.

A hegység IV. tektonikai emeletének fizikai állandóira mindaz érvényes, amit az előző fejezetekben mondtunk. A VI. tektonikai emelettel kapcsolatban érdemes megjegyezni, hogy amíg az eocén nummuliteszes mészkő szeizmikus sebessége 4000 m/s körül van, valamint a teljes harmadkori összlet átlagsebessége is valamivel nagyobb, mint 3000 m/s, addig az oligocén összlet intervallumsebessége 2900–3000 m/s. Szeizmikus mérésekkel tehát megállapítható az oligocén denudáció területe.

A VI. és VII. tektonikai emelet összes együttes vastagsága 1000 m-t is elérhet.

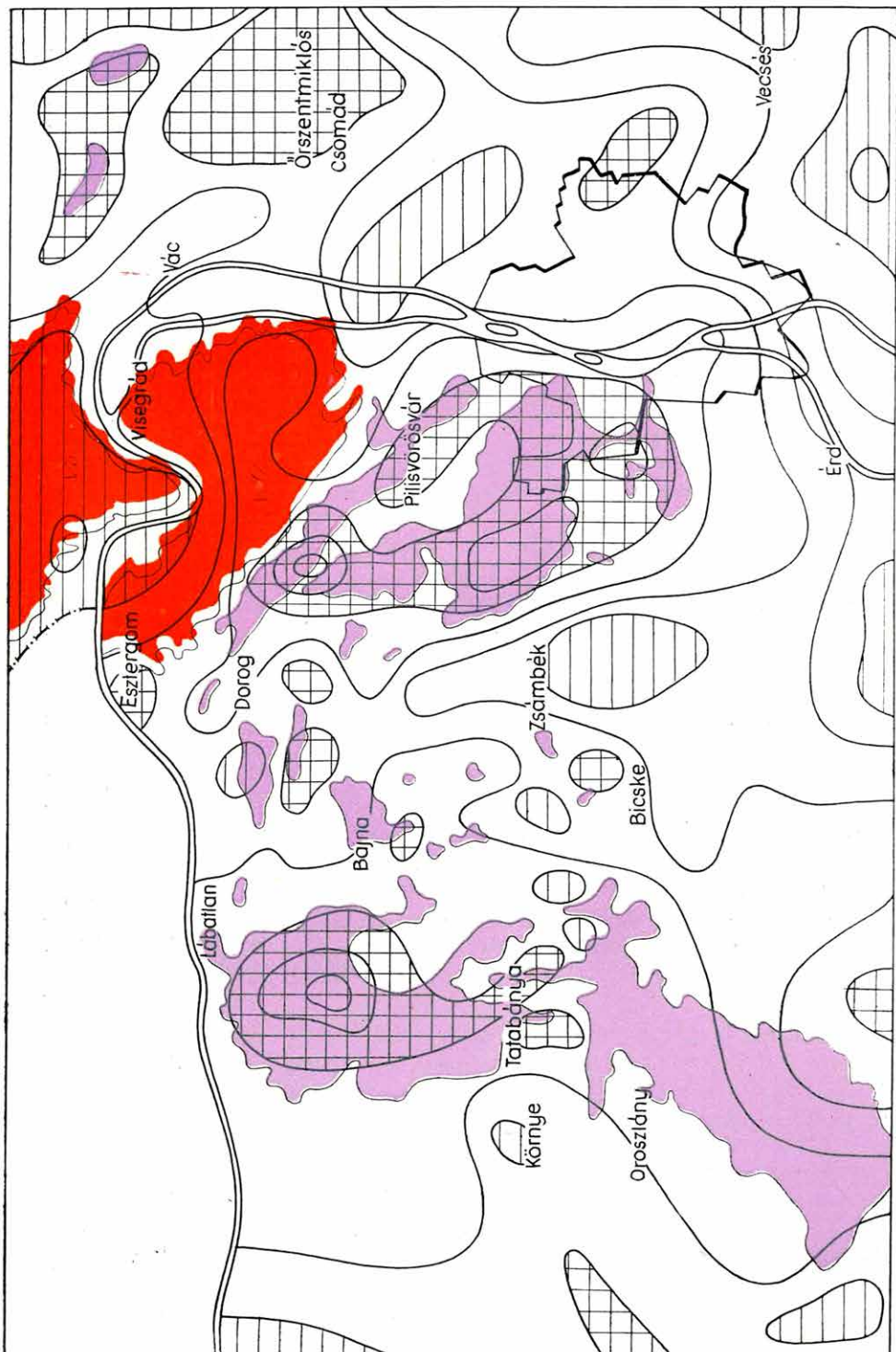
A hegység geoelektromos sajátosságait nem ismerjük. Feltehető, hogy ugyanaz vonatkozik erre is, amit a Vértesről mondtunk. (A kézirat lezárásakor a Mány-Csordakúti területen DE szondázás van folyamatban).

Gravitációs mérés (eltekintve az I. és II. rendű alaphálózati mérésektől) csak a hegység K-i részén, és ott is csak völgyekben történt (18. ábra).

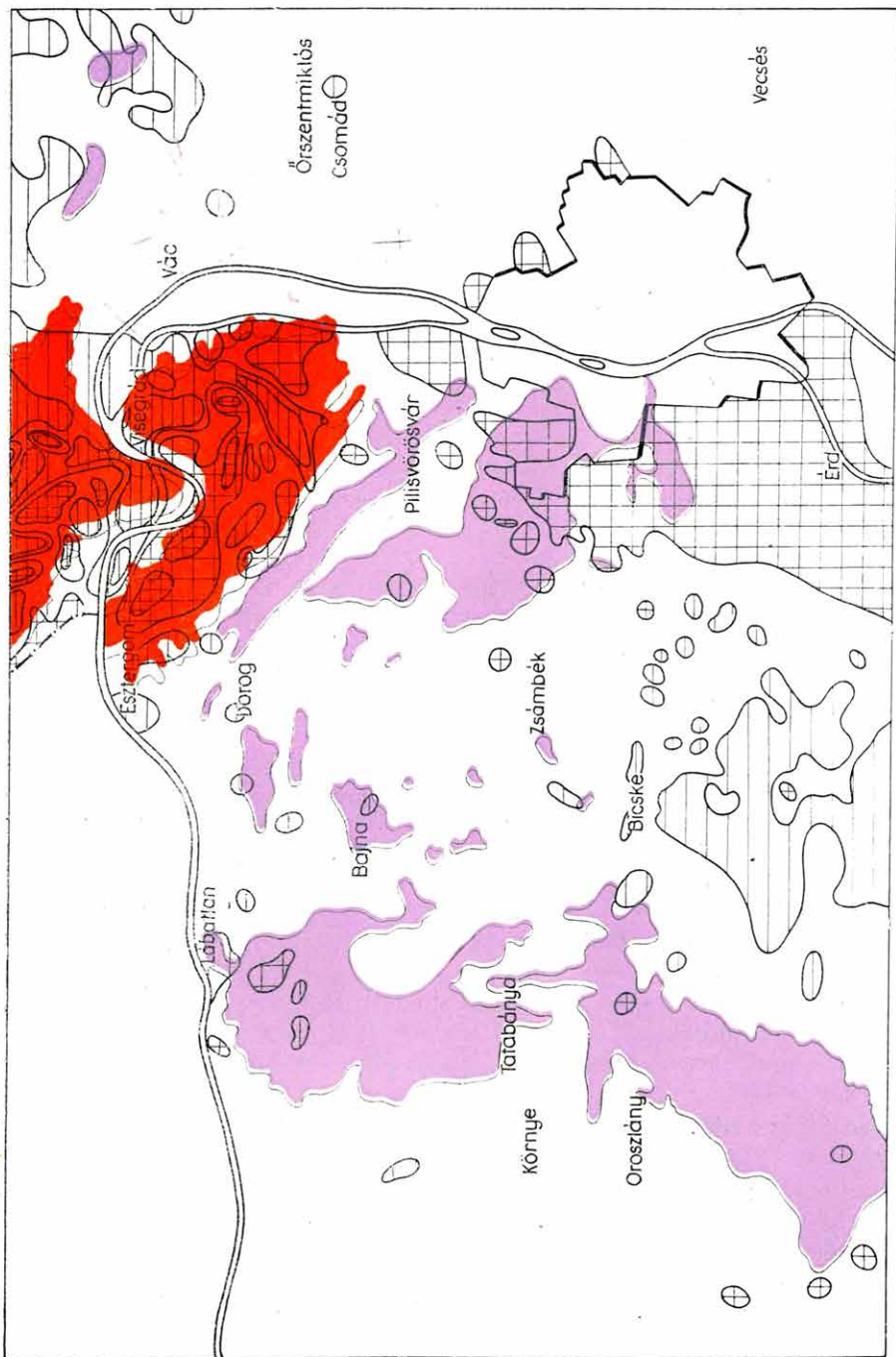
A regionális gravitációs képből tükröződő tektonikai arcuatokról érdemes megemlíteni, hogy nem a Magyar medence ismertebb DNy–ÉK-i törésirányait mutatja, hanem egy É–D-i fő- és egy DK–ÉNy-i haránttörésrendszer képét.

A földmágneses állomáshálózat sűrűsége: 0,5 áll/km². A táj földmágneses arcualata anomália-mentes, megegyezik a Vértes-hegységével (19. ábra).

A szeizmikus sajátosságokat az határozza meg, hogy az elsőrendű kutatási feladat jelenleg a barnakőszéntelepek elhelyezkedésének, vagyis a harmadkori medence aljzatának kutatása. Ezt itt kedvezőbben lehet megvalósítani, mint a Vértes-hegységben, mert a krétaeleji, krétavégi és oligocéneleji denudáció az árnyékoló kréta és jura rétegeket lepusztította. A medencealjzat viszonylag keskeny, mély árcai azonban sajátos problémát jelentenek. Ezt valószínűleg csak a refrakciós és a reflexiós eljárás kombinált alkalmazásával tudjuk majd megoldani.



18. ábra. A Vértes, Gerecse, Büda – Pilisi és Dunazug hegység relatív gravitációs anomáliái
 Fig. 18. Относительные аномалии поля силы тяжести гор Вертеши, Герече, Буда – Пилиш и Дуназуг.
 Fig. 18. The relative gravity anomalies of the Vértes, Gerecse, Buda – Pilis, Dunazug Mts.



19. ábra. A Vértess, Gerecse, Buda – Pilisi és Dunazug hegység relatív földmágneses (ΔZ) anomáliái

Фиг. 19 Относительные аномалии геомагнитного поля (ΔZ) гор Вертши, Гсрече, Буда – Пилиш, Дуназуг
 Fig. 19. The relative magnetic (ΔZ) anomalies of the Vértess, Gerecse, Buda – Pilis, Dunazug Mts.

A Buda – Pilisi-hegység

Keleten a Duna völgye, északkeleten a Dunazug-hegység, nyugaton a Zsámbéki-medence, délen a kelenföldi lapály határolja (17. ábra).

Az I. és II. tektonikai emelet ismeretlen, de feltehetően nagy mélységben van, a III. valószínűleg hiányzik.

A IV. tektonikai emelet a már leírt középhegységi fáciesű középső-triással kezdődik (nyilván alsó is van, de ma még nem ismerjük), felső-triással és foszlányokban előforduló jura mészkövekkel folytatódik.

A triász karbonátok sűrűsége $\approx 2,4 - 2,8 \text{ g/cm}^3$, szeizmikus sebessége $\approx 2100 - 6000 \text{ m/s}$, fajlagos ellenállása 200–1000 ohm, mágneses szuszceptibilitása csekély.

Az V. tektonikai emelet hiányzik. Bauxitnyomok utalnak a felső-kréta szárazföldi időszakra. A VI. tektonikai emelet alsó-eocén transzgressziós üledékes kőzetekkel (alapbreccsa és -konglomerátum) kezdődik, barnaköszentelepekkel, majd agyagos, mészköves faciessel folytatódik.

Az oligocéneleji tektonikai mozgások és kiemelkedés következtében gyakran előfordul, hogy az emelt bérceken kőszentelepet nem találnak, mert az erózió lepusztította. Az árkokban viszont a denudáció nem hatolt le az alsó-eocén kőszentelepekig.

Az oligocént homokos-agyagos fácies képviseli. A felső-oligocén után megújult tektonikai mozgások a területet valószínűleg szárazra emelték. A VI. tektonikai emelet többi része és a VII. tektonikai emelet nagyobb része hiányzik. A felszínen pleisztocén és jelenkori laza hordalékok vannak.

A Budai-hegységben miocén is ismeretes (konglomerátum, kavics, homok, agyag, slír, tufa, durva mészkő).

A VI. tektonikai emelet átlagos sűrűsége $\approx 2,4 \text{ g/cm}^3$, szeizmikus sebessége 1700–3300 m/s (a középső-, ill. felső-eocén nummuliteszes mészkő sebessége a 4300 m/s-ot is elérheti), fajlagos ellenállása 100 ohm nagyságrendű; mágneses szuszceptibilitása csekély.

A táj tektonikai arculata itt éppen úgy töréses, rögtektonika, mint a Középhegység többi részében. A VI. tektonikai emelet vastagsága (pl. a Zsámbéki-medencében) meghaladhatja az 1000 m-t; többnyire azonban az 500 m-t sem éri el.

A VII. tektonikai emelet pliocén és quarter tagjai homokból, agyagból, löszből és édesvízi mészkőből állanak. Sem mennyiségüket, sem jelentőségüket tekintve, szerepük nem meghatározó. Fizikai állandói nem érik el a VI. tektonikai emeletét.

A terület gravitációs felmértésége átlagosan 1,1 áll/km², mágneses felmértésége: 0,5 áll/km².

A Budai-hegység átlagos sűrűsége: 2,3–2,4 g/cm³, a Pilisi-hegységé: 2,5 g/cm³. A táj gravitációs arculatában a röghegységi – egyébként jellegtelen – pozitív anomália uralkodik (18. ábra).

A földmágneses arculat általában anomália-mentes (19. ábra). Ez északkeleten (ahol a Dunazug-hegység kezdődik), éles határral megszűnik. A Budai-hegységben vulkáni tevékenységre valló alakú negatív anomáliák vannak. A hegyekben alsó- és felső-miocén, riolit- és andezitvulkánosság ismeretes.

Az anomáliák nyilván az utóbbinak tulajdoníthatók. A mágnesezettség remanens jellegű.

A hegység szeizmikus arculatát a IV. tektonikai emelet határozza meg.

Ezen a területen ismerték fel (1956, *Posgay*), hogy a felső-triász dolomit egyrészt valamivel kisebb szeizmikus sebességű (4600 m/s), mint a dachsteini mészkő (5000–6000 m/s), másrészt a dolomit szeizmikus sebessége sokkal inkább függ az eltemetési mélységtől, mint a dachsteini mészkőé. A dachsteini mészkő a felszínen 3600 m/s sebességű, 40–50 m mélységben pedig már felveszi a fenti sebességét, és azt mind a vízszintesen, mind pedig a függőlegesben tartja. A dolomit ellenben a felszín közelében 2100 m/s-ra csökkenti a sebességét és még 100–200 m mélységben sem éri el a fentiekben említett 4600 m/s sebességet. Mindez nyilván a dolomit nagyobb mállottságával, ill. mállékonyságával van összefüggésben, amely viszont, részben a dolomit igen sűrű közetréshálózatának a következménye.

Ahogy a Középhegységben Ny-ról K-re haladunk, a jura-kréta képződmények mennyisége egyre csökken. A Pilis-hegységben már alig találunk jurát, krétát pedig egyáltalában nem. A Budai-hegységben még kevésbé van júra-kréta, ezért nagyobb a valószínűsége annak, hogy a harmadkori sorozat alatt közvetlenül a triász karbonátok települnek. Ez kedvező a szeizmikus kutatás számára, viszont kedvezőtlen a vastag nummuliteszes mészkő az eocén ősszletben, ahol a denudáció nem pusztította le.

Geoelektromos mérést ezen a területen a Geofizikai Intézet nem végzett. A terület geoelektromos arculatára vonatkozóan nyilvánvalóan érvényesek azok az adatok, amelyeket korábban hasonló felépítésű területekről közöltünk.

A Dunazug-hegység

A Dunazug-hegység DNy-on a Pilis-hegységgel érintkezik, É-on és K-en a Duna határolja. Szerkezetileg szorosan összefügg a Pilis-hegységgel, mert pilisi fáciesű triász karbonátok alkotják a medencealjzatát annak a harmadkori összletnek, amelynek felső tagja a Dunazug-hegységet felépítő miocén – kisebb részben talán oligocén, sőt eocénkori – piroxénamfibolandezit (20. ábra).

Medencealjzata a Dunántúli-Középhegységhez, oligocén összlete ellenben Észak-Magyarországhoz kapcsolja ezt a területet. Itt kezdődik ugyanis az északi nagy oligocén-medence, amely a Tokaji-hegységig tart. A geofizikai kutatás mélykutatás lévén, a medencealjzatnak adunk előnyt – ezért tárgyaljuk a Dunazug-hegységet itt.

Tehát alulról a medencealjzatig mindaz érvényes, amit a Pilis–Budai-hegységről elmondtunk, a különbség a VI. tektonikai emeletben lép fel.

Ezen a területen a VII. tektonikai emeletet képviselő agyagos, márgás pliocén is ismeretes, de elhanyagolható mennyiségben.

Az egész terület nem más, mint egy triász aljzatú nagy medence, amelyben jelentős mennyiségű andezitláva és tufa települ. Ez a hegység egyik példája annak, amit a 33 fejezetben a 2. típusú hegységekről mondtunk.

A hegység gravitációs felmértsége azonos a Pilisével, a földmágneses felmértség azonban – a bázisos, nagyobb szuszceptibilitású kőzeteknek tulajdoníthatóan – sűrűbb; átlagosan 1–2 áll/km².

A táj gravitációs arculata (18. ábra) különösebb jellegzetességet nem mutat, mindössze a Szentendrei-sziget déli végénél kialakuló minimum sejteti, hogy a medencealjzat ott igen mélyre süllyed (1500–2000 m is lehet). A hegység átlagos sűrűsége: $2,3 \text{ g/cm}^3$.

A földmágneses arculatot (19. ábra) a fiatal bázisos vulkánizmus határozza meg; vagyis kis terjedelmű, de nagy értékű maximumok és minimumok sűrűn váltakozó hálózata, amelyet nyilvánvalóan uralkodóan remanens mágnesezettségű kőzetek okoznak. Esetleges vasére kimutatása a bázisos vulkánitok nagy háttérhatása miatt nem remélhető.

A területen szeizmikus és geoelektromos kutatás (kísérleti méréseket és mérnöki célú, dunaparti, sekély VESZ méréseket kivéve) ez ideig nem történt. A kutatási feladat mindkét módszer számára elsődlegesen a harmadkori medence aljzata lehet; vagyis azonos feladat a Középhegység egyéb területein (öbleiben) felmerülő feladatokkal. A fedőösszlet összetétele azonban itt más, mert vulkáni kőzeteket is tartalmaz. Az andezitláva szeizmikus sebessége valószínűleg meghaladja a 3000 m/s-ot, a tufáé ennél valószínűleg kisebb. Nem várható, hogy a tűzi eredetű képződmények sebessége eltér a harmadkori kőzetek megszokott sebességétől.

A lávák fajlagos ellenállása nagyobb, mint tufáiké.

51.4 Észak-Magyarország

Észak-Magyarország elnevezés alatt foglalkozunk össze északi hegyvidékünk 2. és 3. típusú hegységeit a Dunazug-hegységtől (amelyet a földrajzi közelség és az aljzat kőzettani jellege miatt az előző fejezetben tárgyaltunk) a szendrői paleozóikumig. Ide tartozik tehát a Dunazug-hegység, a Börzsöny-hegység, a Dunabalparti triászrögök (Romhány – Csővár – Nagyszál) területe, a Cserhát – Mátra-hegység, a Bükk-hegység, az Uppony – Szendrői-hegység és a Rudabányai-hegység a Gömöri-karszt magyarországi nyulányaival (20–26. ábra).

Közös vonása, összekötő kapcsa és a többi tájegységünkétől megkülönböztető *egyik* bélyege ennek a területnek a vastag oligocén összlet, amely változatos aljzatra települ, különböző vastagságú, de az egész tájegységkomplexuson megtalálható.

Alapelveink értelmében a dimenziómeghatározó geofizikai módszerek (szeizmikus, geoelektromos) alkalmazási területe (jelenlegi fejlettségünk mellett) szükségképpen medence, ill. medencejellegű. Ennek megfelelően a vulkáni hegységeken kívül nem a hegységeket, hanem az általuk keretezett, közrefogott medencéket fogjuk ismertetni, azzal a hipotézissel élve, hogy aljzatuk a szomszédos 3. típusú hegységkibúvással azonos. Ilyen medencék – per definitionem – maguk a vulkáni hegységek, a Börzsöny és a Cserhát – Mátra között, valamint az utóbbtól északra levő (salgótarjáni) medence, a pétervásári nagy oligocén süllyedék, a borsodi medence és az egeresei – özdi medence. A területeket mindemellett a jellemző hegységgel jelöljük.

A Börzsöny-hegység és a Dunabalparti triászrögök

A Börzsöny-hegység andezitjében talált (mezometamorf) gneisz és esillámpala zárványok arra utalnak, hogy a hegység közvetlen aljzata az I. tektonikai emelet.

A VI. és VII. tektonikai emeletre ugyanaz vonatkozik, amit az előző fejezetben erre vonatkozólag leírtunk.

A Börzsönyi terület geofizikai areulata (20., 21., 22. ábra) az előzőtől csak annyiban különbözik, hogy az aljzat a hegység túlnyomó részében nem karbonátos, hanem kristályos. A fizikai kontraszt az aljzat felszínén nyilvánvalóan igen nagy. A harmadkori összlet aljzata kedvező geofizikai kutatási feladatot ígér.

A Romhány–Csővár–Nagyszál triászrögök területén a harmadkori összlet közvetlen aljzata ismét triász, mégpedig dunántúli jellegű (amelyet a Dunántúli-Középhegységénél ismertettünk). A VI. tektonikai emeletet felső-eocénnal kezdődő és felső-oligocénnal záruló homokos, agyagos üledékképződés jellemzi. A VII. tektonikai emelet (egészen a Cserhátig) hiányzik.

A táj geofizikai areulatáról keveset tudunk. Földmágneses anomáliák nincsenek s ez a bázisos vulkánitok hiányára utal. Az egyéb módszerek szempontjából a terület gyakorlatilag ismeretlen. Valószínűleg egyetlen jól kutatható felülete van, a IV. és VI. tektonikai emelet határa.

A Cserhát – Mátra-hegység

Mint látni fogjuk, a vulkáni (2. típusú) hegységek geofizikai szempontból meglehetősen egyveretűek (20. ábra). Különbséget rendszerint az effuzívum mineműsége (pl. mágneses andezit – nem mágneses riolit) vagy a láva és tufa mennyiségének változó aránya jelent.

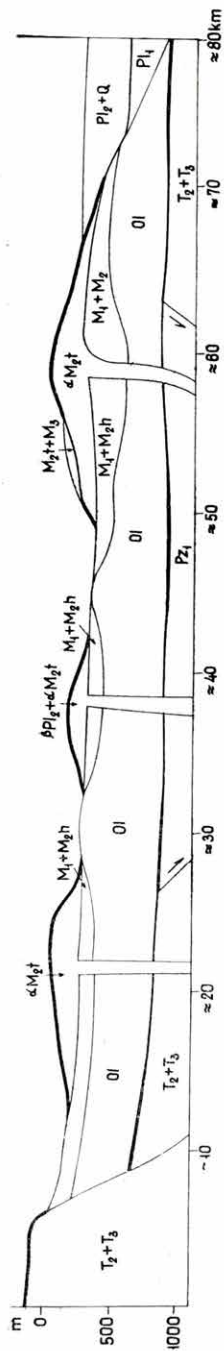
Az I. és II. tektonikai emelet a terület legnagyobb részén ismeretlen mélységben van (Balassagyarmatnál kb. 600 m mélységben kristályos palát fúrtak), a III. hiányzik. A IV. tektonikai emeletet eddig csak szeizmikus mérésekkel sikerült kimutatni 1200–1800 m mélységben, de nem állítható, hogy a harmadkori képződmények aljzatát minden esetben a IV. tektonikai emelet alkotja. Lehet, hogy a közvetlen medencealjzat felépítésében a II. tektonikai emelet is résztvesz. Erre mutat éppen a szeizmikus módszerrel meghatározott nagy terjedési sebesség (6000 m/s).

Bármilyen is a harmadkori képződmények medencealjzata, annak összetétele, köztetani mineműsége nyilván azonos vagy legalábbis nagyon hasonló a szomszédos Bükkhegységben, illetve az Uppony–Rudabányai-hegységben ismeretes megfelelő tektonikai emeletéhez (megjegyzendő, hogy a Mátra Ny-i peremén az andezitben gránitzárvány ismeretes, itt tehát ezt is fel kell tételeznünk az aljzatban).

A Mátra és a Cserhát mélyszerkezetéről ma még nagyon keveset tudunk. A szomszédos Darnóhegy triászja, amelynek nyugati oldalán a Tarna-patak tektonikai völgye (Darnó-vonal) alkotja a választóvonalat a Bükk és a Mátra között, ad alapot a fenti következtetésekre.

Az V. tektonikai emelet feltehetően hiányzik, eddig még semmi nem utalt jelenlétére (a Romhány–Nézsza–Csővár háromszögben bauxit ismeretes).

A VI. tektonikai emelet a felső-eocénnal kezdődik. A terület harmadkori életét kezdettől fogva jellemzi a vulkánizmus. A reeski Lahóca nyitja meg a sort biotitos amfibolandezittel. Az eocén, oligocén és miocén üledékes összlet többnyire törmelékes, agyagos, márgás, homokköves (meszes homokköves) fáciesű, de az összletben sok a vulkáni anyag is. A vulkáni anyag elsősorban tufa, másodsorban bontott láva; a tufa egyes válfajai egymással és az üle-



A képződés		sűrűsége g/cm ³	szeizmikus sebessége m/s	fejlagos ellenállása Ohm·m	mágnesezettsége
Q	Pleistocén, Holocén	1,4 - 1,8	300 - 1600	10 - 100	-
βPl ₂	Felső-pannoniai	1,8 - 2,9	2500 - 3800	20 - 200	erős (főleg rimanens)
Pl ₂	Felső-pannoniai	1,8 - 2,0	1500 - 1700	10 - 50	-
Pl ₁	Alsó-pannoniai	2,0 - 2,2	1800 - 2500	10 - 100	-
M _{3s}	Szarmata	2,1 - 2,3	2000 - 2800	30 - 200	-
M _{2t}	Törtónai	2,2 - 2,4	2200 - 2800	50 - 200	-
αM _{2t}	Törtónai	1,9 - 2,6	2000 - 3500	20 - 200	-
M _{2h}	Helvétii	2,2 - 2,4	1700 - 2800	10 - 50	erős (főleg rimanens)
M ₁	Alsó-miocén	2,2 - 2,5	1700 - 2800	50 - 500	-
OI	Oligocén	2,2 - 2,5	1700 - 3800	10 - 100	-
T ₃	Felső-triász	2,3 - 2,7	2100 - 6000	200 - 2000	-
T ₂	Középső-triász	2,6 - 2,8	5000 - 6000	200 - 2000	-
Pz ₁	Ópaleozóos	2,6 - 3,0	5000 - 6000	> 100	csekély (főleg induktált)

20. ábra. A Dunazug, Börzsöny (Dunabartói triászrögök), Cserhát - Mátra hegység geofizikai modellje (3e, 4a, b, c)
 Фиг. 20 Геофизическая модель гор Дунаzug, Бёрзсёнй, Черхат - Матра (3e, 4a, b, c)
 Fig. 20. The geophysical model of the Dunazug, Börzsöny, Cserhát - Mátra Mts. (3e, 4a, b, c)

dékes közbetelepülésekkel meglehetősen sűrűn váltakoznak. Ezek geofizikailag, mai műszaki fejlettségünk mellett, nem bonthatók fel. Ez természetesen nem vonatkozik a mélyfúrás geofizikára.

Vannak emellett az összleten belül kiemelkedő fizikai határfelületek is. Ilyen például Recsken a hidrotermálisan ércesedett miocén andezittufa felszíne; és az egész területen természetesen a medencealjzat, amely maga is hidrotermálisan ércesedhetett.

A legfiatalabb, középső-miocén andezittakaró, amely a Mátra-hegység főtömegét alkotja, agglomerátum, tufa és lávapadok váltakozása. Az alatta levő puhább kőzeteket védi a lepusztulástól.

A VII. tektonikai emeletnek a szarmatától a kvarterig terjedő – főleg törmeléken – összletét csak a hegység peremein és a nyíltabb medencék irányában ismerjük jelentősebben kifejlődve. Geofizikai kutatások eddig többnyire a hegységek közötti miocén medencékben folytak.

A terület tektonikai jellege alapvetően töréses.

A Cserhát és a Mátra történelmi andezitvulkánizmusa rokon vonásokat mutat. A Cserhátban és a Mátrában túlnyomó a piroxénandezit.

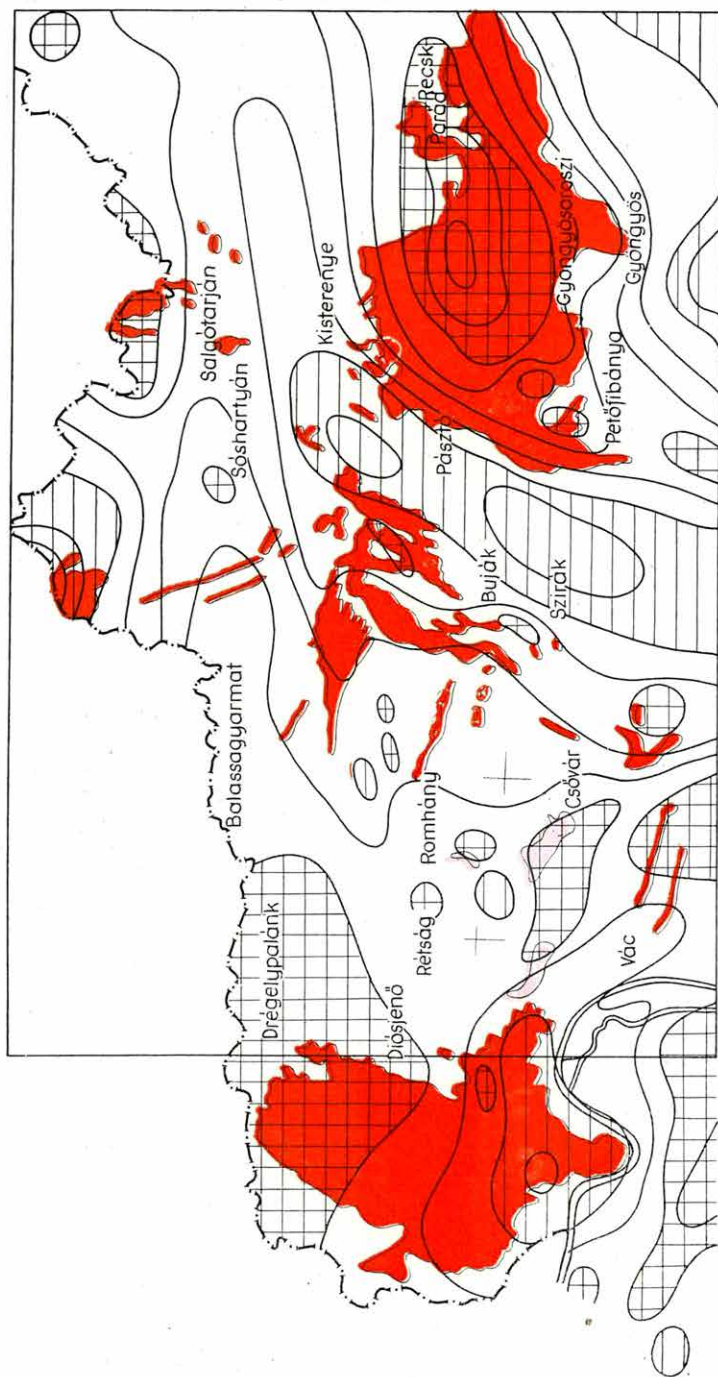
A nógrádi bazaltvulkánosság geofizikai szerepe egyelőre nem jelentős.

A már említett recski ércesedésen kívül meg kell említeni a gyöngyös-oroszi ugyancsak hidrotermális ércesedést; a salgótarjáni és nagybányai medence alsó-miocén barnakőszén köztes telepeit; a romhányi, felsőpetényi vegyesásványokat (tűzálló agyag stb.) és a bükk-mátraalji pliocén földes-fás barnakőszéntelepeket.

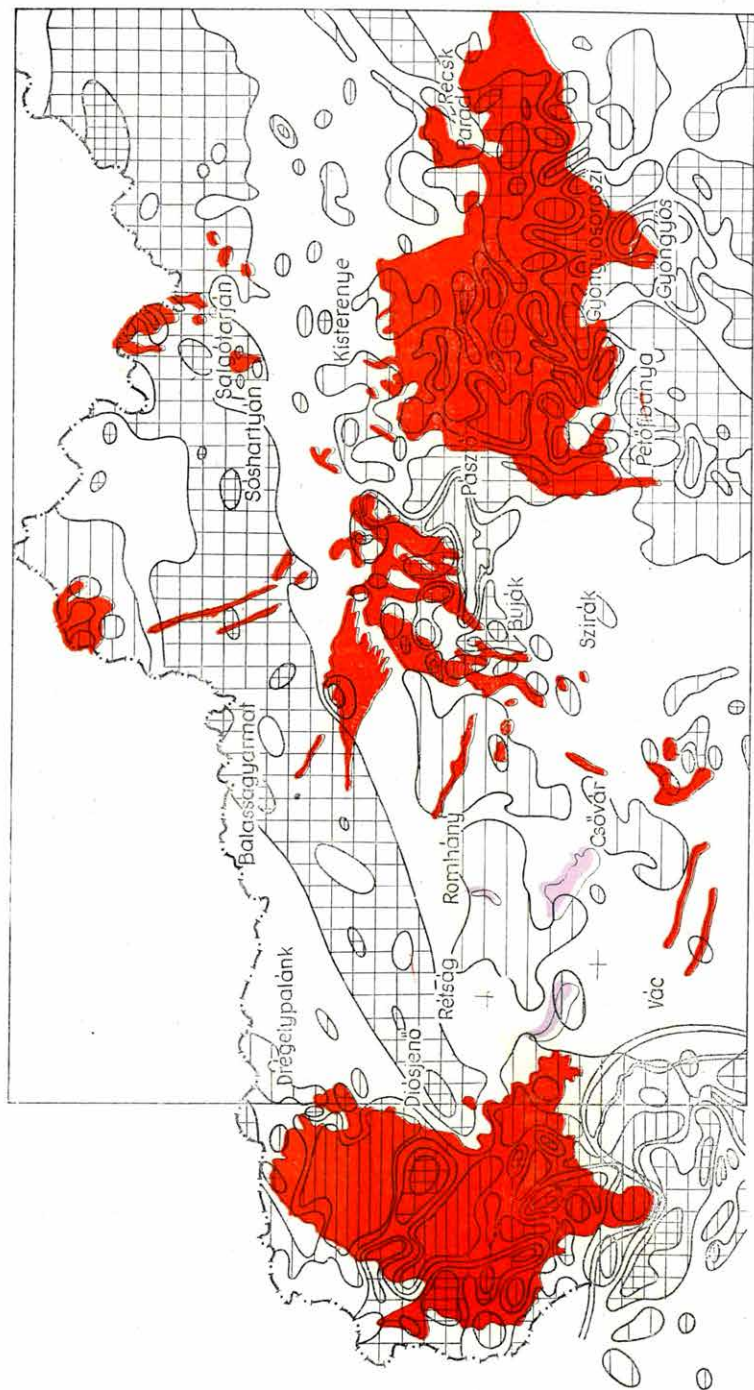
A terület gravitációs állomáshálózatának sűrűsége $1,0 - 1,2$ áll/km². A Mátra tömegének átlagos sűrűsége $\bar{\sigma} = 2,6$ g/cm³, a Cserháté $\bar{\sigma} = 1,9 - 2,1$ g/cm³. A tájegység geofizikai arculata (21., 22. ábra) sajátos és ellentmondásos. Míg a két hegység földmágneses szempontból egyetlen anomáliaképet alkot (többek között ezért is tárgyaljuk együtt), gravitációs szempontból erősen különbözik. A Mátra főtömege nagy (≈ 24 mgalos) pozitív Bouguer-anomáliát okoz, a Cserhát viszont kis negatív anomáliát (≈ -4 mgal). Ilyen kis méretek és vulkáni hegység mellett nem szabad kéregszerkezeti okokra gyanakodunk, ha kézenfekvőbb magyarázat is kínálkozik. A Mátra hatalmas anomáliáját jórészt vastag és nagy sűrűségű andezitlepének köszönheti. Ezt azonban csak fokozza az a tény, hogy hazánkban mindenütt egyezményesen a medence-üledékösszlet felszínközeli átlagos sűrűségértékével ($2,0$ g/cm³) végezzük a Bouguer-korrekción. Nyilvánvaló, hogy ilyen körülmények között egy $2,0$ g/cm³-nél átlagosan sűrűbb hegység, amely ezenkívül még igen magas is, tekintélyes – de voltaképpen nem jogos – pozitív anomáliát okoz. Viszont az $1,9 - 2,1$ g/cm³ átlagsűrűségű, alacsony, és többnyire tufából felépített Cserhát területén ennél természetesen csak jóval kisebb anomáliát találunk. A negatív anomália azonban még így is meglepő.

A gravitációs kép arra is vall, hogy a két hegység, vagy így is mondhatnánk: a Cserhát – Mátra két része között szerkezeti vonal van. Nem lehetetlen, hogy a Cserhát alatt törés mentén lezökkent mélyebb aljzat van, mint a Mátra alatt.

Az 1010 m magas és végülis túlnyomórészben tufából felépített Mátra-hegységben elképzelhető lenne, hogy a felszín és a medencealjzat közötti részben tömörödés mutatkozzék. A gravitációs adatok ezt nem erősítik meg.



21. ábra. A Börzsöny (*Dumabalparti trászögök*) és a Cserhát – Mátra hegység relatív gravitációs anomáliái
 Фиг. 21 Относительные аномалии поля силы тяжести гор Бёржсёнй, Черхат – Матра
 Fig. 21. The relative gravity anomalies of the Börzsöny, Cserhát – Mátra Mts.

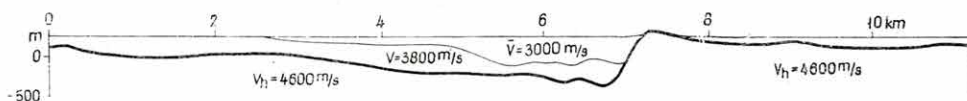


22. ábra. A Börzsöny (Dunabírpárti triászrögök) és a Cserhát – Mátra hegység relatív földmágneses (ΔZ) anomáliái
 Фиг. 22 Относительные аномалии геомагнитного поля (ΔZ) гор Бёрже́нь, Черхат – Матра
 Fig. 22. The relative magnetic (ΔZ) anomalies of the Börzsöny, Cserhát – Mátra Mts.

Ez nyilván azért van, mert a Mátra mégsem tipikus fiatal harmadkori medence. Ha geofizikai modelljét medenceként határoztuk is meg, tudnunk kell, hogy egy vulkáni telérekkel, kürtőkkel, hasadékkitöltésekkel átszótt neogén összletnek egészen más az architektikája, mint egy vulkáni „vasbetonváz”-at, „mrevítés”-t nélkülöző medenceüledékösszletnek.

A földmágneses kép viszont egészen mást mutat. A szokásosnál helyenként sűrűbb hálózatu földmágneses mérésekből szerkesztett anomáliatérkép a Mátrát és a Cserhátot egységes – maximumok és minimumok sűrű és szeszélyes halmazából álló – anomáliaképpel jelzi. A földmágneses kép homogén indikációja vezetett arra, hogy a két hegységet együtt tárgyaljuk. A terület piroxéndazitjeinek mágneses szuszceptibilitása jelentős. A mágneszettség valószínűleg nagyobb részében remanens jellegű.

Annak ellenére, hogy a tájegységen szeizmikus mérés – két apró folttól (Parád – Reesk környéke: 23. ábra, és Pásztó) eltekintve – nem volt, mégis indokolt a tájegység szeizmikus arculatáról beszélni.



23. ábra. Szeizmikus refrakciós szelvény Reesk környékén (vázlat)

Фиг. 23 Сейсмический разрез по данным метода преломленных волн в районе Рецк

Fig. 23. Seismic refraction profile at Reesk

Az eddigi szeizmikus mérések is megmutatták, hogy a területen lényegében kettős szeizmikus kutatási cél jelölhető ki: 1. a medencealjzat és 2. valamely fiatalabb felület. Ez utóbbi lehet a miocén vulkáni összleten belül, lehet az eocén-oligocén határon és végül lehet a miocén andezittakaró felszínén, ha azt fiatalabb üledékes kőzetek borítják (a posztmiocén tektonika ugyanis a lepel egy részét is feldarabolta és lépcsősen a mélybe süllyesztette). Ezek mind refrakciós feladatok. A reflexiós kutatás előtt pedig (a jövő műszaki fejlődését tekintve) még más feladatok is állnak: az andezitlepel alsó határfelülete, a medencealjzat belső szerkezete és valamennyi, az akusztikus illesztés következtében jelenleg a refrakciós eljárás hatáskörébe utalt feladat.

A geoelektromos kutatások eddig túlságosan szórványosak voltak ahhoz, hogy a tájegység geoelektromos arculatáról beszélhessünk. Érdekességként azonban meg kell említenünk, hogy a geoelektromos eljárások legszélesebb és egyáltalában nem szerkezetkutató skáláját a reeski rézérces andezittufa, illetve az értelepek kutatására alkalmazták; igaz, hogy sikertelenül. Indukciós (Turam, Slingram), potenciálmérő (természetes és gerjesztett) és sekély VESZ (telepkutató) eljárásokkal folytak itt mérések, de a kutatás tárgya (a reeski teleptípus) nem elégítette ki sem a modellszerűsége, lehatároltságra (indukciós), sem a szulfidos ércetek közismert oxidációs-zóna potenciáljára (természetes, gerjesztett potenciál), sem pedig az összefüggő, fémes vezetésre vonatkozó követelményeket.

A Tarna-völgyben szeizmikus refrakciós méréssel kombinált, sekély VESZ-mérést végeztek, mérnökgeofizikai céllal (völgyzárógát), de a terület mélyszerkezetére vonatkozólag geoelektromos kutatás még nem történt. Ma még nem is tudjuk, hogy hogyan viselkedik a töredezett, nem monoton összlet a különféle elektromos áramterekkel szemben.

A Bükkhegység

A Bükkhegységben (24. ábra) az I. tektonikai emelet feltételezhető, de egyelőre ismeretlen mélységben van. A II. tektonikai emeletet mészkő, agyagpala és homokkő képviseli. A II. tektonikai emelet az alsó-karbonsal zárul. A III. tektonikai emeletet hiányszónak tekintjük, mert a felső-karbonban kezdődő új üledékképződési ciklus a IV. tektonikai emeletet nyitja meg, szervesen ahhoz kapcsolódik.

A IV. tektonikai emelet a felső-karbonsal, a permet és a triászt (alsó, középső és felső) foglalja magába. Ezek fizikai állandói nagymértékben hasonlóak az előző fejezetben ismertetett megfelelő képződmények fizikai állandóihoz.

Az V. tektonikai emelet hiányzik, ill. bázikus vulkáni kőzetek (diabáz, gabbro, wehrlit) képviselik. Ezek vonulata Bélapátfalvától a recski Miklós-völgyig tart.

A VI. tektonikai emeletet a felső-eocén nyitja meg törmelékes és karbonátos (mészköves, márgás) fácissal. A felső-eocén, csekély vastagsága miatt, a geofizikai kutatás szempontjából szinte elhanyagolható. Üledékfolytonossággal megy át az oligocénba, amely vastagabb. Az oligocénban az agyagos fácies uralkodik. Fizikai állandóit csak becsülhetjük, mert mérési adat nem áll rendelkezésünkre. Valószínűleg nem különböznek az előző fejezetben ismertetett megfelelő fizikai állandóktól.

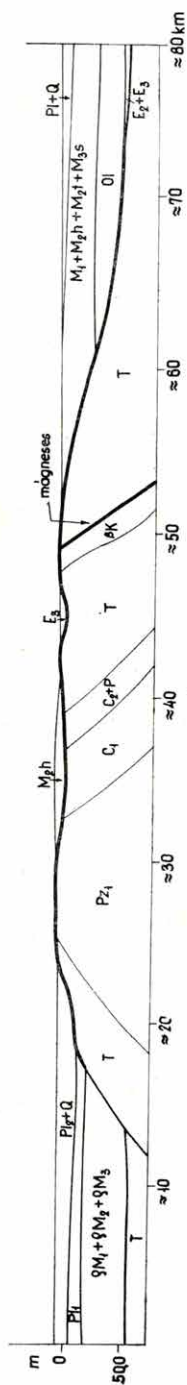
A miocén rétegösszlet, amely az Északi-hegyvidéket, így a Bükköt is szegélyezi, nem egységes. A borsodi és egeresehi – ózdi medencében a miocén riolittufák három szintje viszonylag vékony (max. 40–100 m) közbetelepüléseket alkot a kőszéntelepekkel jellemzett laza, törmelékes rétegsorban. A Bükkalján ellenben 600 m legnagyobb vastagságú riolittufaösszlet alkotja a miocént.

Sűrűsége $\approx 1,8-2,4 \text{ g/cm}^3$, szeizmikus sebessége $\approx 1700-3300 \text{ m/s}$, fajlagos ellenállása 10–100 ohm nagyság rendű, mágneses szuszceptibilitása – beleértve a riolittufákat is – csekély.

A szarmata itt a VII. tektonikai emeletet nyitja meg és a pannóniaival együtt a peremi térszínen szétszórtan mutatkozik. Jelentősége – kivéve azt a részt, ahol a nyílt medence irányában vastagodik – csekély vastagsága miatt alárendelt.

A VI. és VII. tektonikai emelet itt nem annyira belső, mint peremi medencéket alkot. Vastagsága – főleg D-en – a kibúvástól való távolságtól függ. Még a tájegységen belül elérheti az 1000 m-t. Említésreméltók a Bükk déli előterében (Bükkábrány) levő kis mélységben települő földes-fás barnakőszéntelepek.

A Bükkhegység alapvető tektonikai jellege pikkelyes gyűrődésre vall, természetesen fiatalabb törésekkel.



A képződmény		sűrűsége g/cm ³	szeizmikus sebessége m/s	fajlagos ellenállása Ohm·m	mágnesszéttsége
Q	Pleistocén, Holocén	1,4 – 1,8	500 – 1600	10 – 100	—
P ₂	Felső-pannóniai	1,7 – 2,0	1500 – 1700	10 – 50	—
P ₁	Alsó-pannóniai	1,9 – 2,3	1800 – 2500	2 – 30	—
Q ₃ ^s	Szarmata	1,8 – 2,4	2000 – 3200	20 – 200	csekély (főleg remanens)
M ₃ ^s	Szarmata	2,0 – 2,2	1700 – 3300	10 – 500	—
Q ₂ ²	Középső-miocén	1,9 – 2,4	2000 – 3300	20 – 200	csekély (főleg remanens)
M ₂ ^t	Tortonai	2,1 – 2,5	1700 – 3500	20 – 100	—
M ₂ ^h	Helvétii	2,1 – 2,4	1700 – 3400	10 – 100	—
Q ₁ ¹	Alsó-miocén	2,2 – 2,4	2000 – 3500	3 – 200	—
M ₁	Alsó-miocén	2,1 – 2,4	1700 – 3000	50 – 500	—
O ₁	Oligocén	2,2 – 2,3	1700 – 3200	10 – 100	—
E ₃	Felső-eocén	2,3 – 2,5	2600 – 4200	50 – 200	—
E ₂	Középső-eocén	2,1 – 2,3	1700 – 3400	50 – 500	—
βK	Kréta	2,4 – 2,6	3500 – 4500	> 500	nagy (főleg remanens)
T	Triász				a szercitpalának csekély (főleg indukált)
C ₂ + P	Felső-karbon, perm	2,6 – 2,9	4500 – 6000	200 – 2000	—
C ₁	Alsó-karbon	2,5 – 2,7	4600 – 5600	200 – 500	a szercitpalának csekély (főleg indukált)
Pz ₁	Ópaleozóos	2,6 – 3,0	5000 – 6000	200 – 2000	a szercitpalának csekély (főleg indukált)
		2,6 – 3,1	5000 – 6000	> 500	kély (főleg indukált)

24. ábra. A Bükk, Uppony – Szendrő – Rudabányai hegység és az Aggteleki karszt geofizikai modellje (4d, e)

Фиг. 24 Геофизическая модель гор Бюкк, Уппонь – Сеньрő – Рудабанья – Аггтелек (4d, e)

Fig. 24. The geophysical model of the Bükk, Uppony – Szendrő – Rudabánya – Aggtelek Mts. (4d, e)

A Bükkhegység gravitációs felmérése átlagosan $0,8 \text{ áll/km}^2$. Átlagsűrűsége: $\bar{\sigma} = 2,7 - 2,8 \text{ g/cm}^3$. Gravitációs arculatát (25. ábra) az jellemzi, hogy határozott pozitív anomáliásávot okoz. Tehát nem mutatja a kárpáti orogenetikus kéregvastagodás jeleit, hanem gravitációs szempontból röghegységként viselkedik. A kibúvástól távolodva, ahol a Bükkhegység már medencealjzatot alkot, az anomáliák menete és értéksökkenése a medence mélyülésével hozható kapcsolatba.

A hegység földmágneses felmérése az országos, mondhatni szabványos $0,5 \text{ áll/km}^2$, átlagban. Jellemző az anomália-hiány (26. ábra) és a nyugodt menet, kivéve a szarvaskői felső-kréta bázisos vulkánitok területét, ahol a jelenlegi állomáshálózat mellett – érdekes módon – negatív anomáliák vannak. Ez arra mutat, hogy ezeknek a vulkánitoknak jelentős remanens mágnesezettségük lehet. A K-i Bükk mezozoós vulkánizmusa az adott állomáshálózat mellett anomáliát lényegében nem okoz.

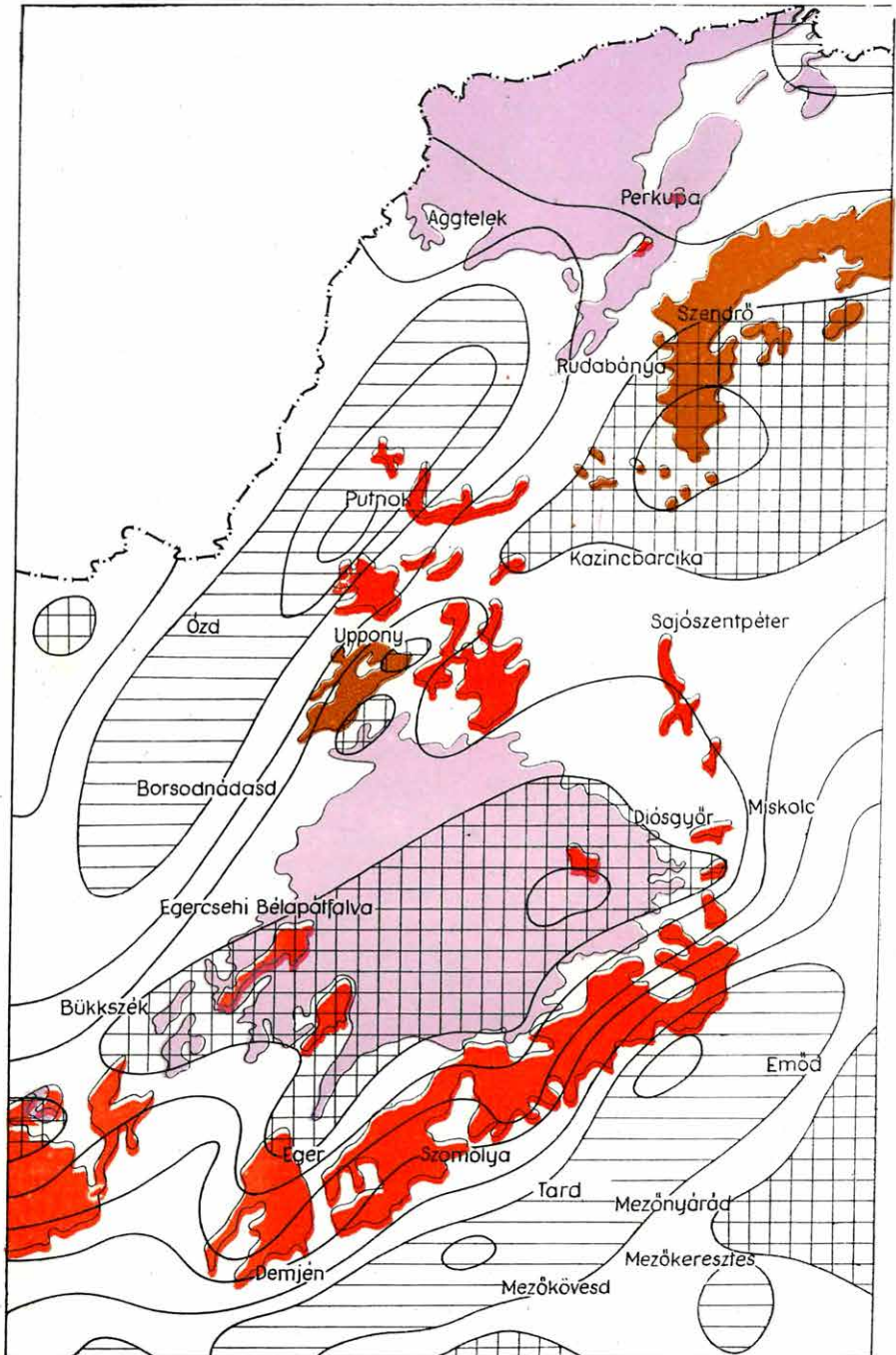
A szorosan vett Bükkhegység szeizmikus arculatához nem szólhatunk hozzá, mert magában a hegységben nem volt és valószínűleg még soká nem lesz szeizmikus mérés. A hegységtől északra levő területre (a Borsodi medencére) mindaz érvényes, amit az előző fejezetben erre vonatkozólag állítottunk. A hegységtől délre pedig kitér az Alföld nagy nyílt harmadkori medencéje (a paleogén előtér után a fiatal harmadkori medence), amelyet célszerűbb ott részletezni, annak ellenére, hogy magán a tájegység területén is szép számmal voltak szeizmikus mérések (Mezőkeresztes, Mezőnyárad, Demjén, Emőd, refrakciós és reflexiós mérések). Itt csak annyit említünk meg, hogy a hegységperemnek nemcsak a medencealjzatban, hanem az oligocén fedőben is mutatkozó tektonikai bonyolultsága (töredezettsége) a fedőösszletet kutató szeizmikus reflexiós mérések értelmezését rendkívül megnehezítette, a szokásos medenceüledékösszlet problémán túlmenően is.

A táj geoelektromos arculatára nagyban és egészben ugyanaz vonatkozik, mint a legtöbb hegységperemi, medencejellegű területre. A medencealjzat fajlagos ellenállása általában nagyságrenddel nagyobb, mint a fedőösszleté, de az utóbbi erősen változékony. A geoelektromos komplex kutatás nemcsak a harmadkori medence aljzatának kutatására alkalmas, hanem minden olyan határfelületére, amelyen a fajlagos ellenállás lényegesen megváltozik. Ilyen lehet például a bükkalji földes-fás barnakőszéntelepek fekvője. Megemlíthetjük még a hasonló fizikai modellt kínáló mérnökgeofizikai feladatokat, amelyeket ez a táj (az Alföld felé folyó, szeszélyes vízjárású patakjaival) bőven tartogat.

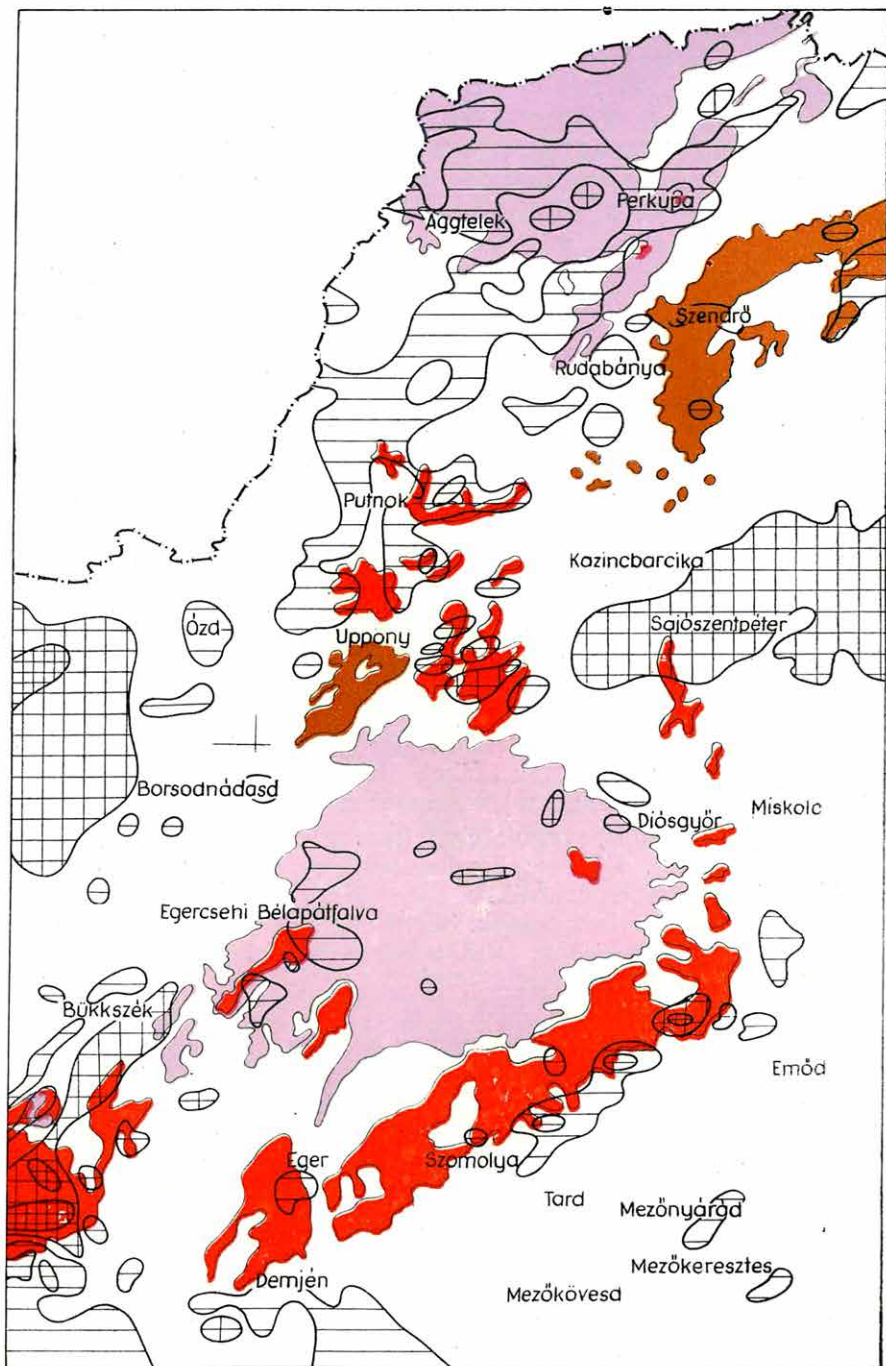
A tájegységen eddig csak kevés és főleg sekély VESZ mérés történt.

Az Uppony – Szendrő – Rudabányai-hegység és a Gömői karszt magyarországi (aggteleki) nyúlványa

Ez a négy tagból álló paleozoós (Uppony – Szendrői-hegység) és mezozoós (Rudabányai-hegység – Aggteleki karszt) hegységkeret geofizikai szempontból fontos medencéket fog közre és alkotja aljzatukat (24. ábra). A *Cseréhati* dombvidékkel a következő fejezetben foglalkozunk. A hegységeket felépítő kőzetek sztratigráfiai sorrendje – tekintet nélkül térbeli elhelyezkedésükre – a következő.



25. ábra. A Bükk, Uppony – Szendrő – Rudabányai hegység és az Aggteleki karszt relatív gravitációs anomáliái – Фиг. 25 Относительные аномалии поля силы тяжести гор Бюкк, Уппонь – Сендрő – Рудабанья – Аггтелек – Fig. 25. The relative gravity anomalies of the Bükk, Uppony – Szendrő – Rudabánya – Aggtelek Mts.



26. ábra. A Bükk, Uppony–Szendről–Rudabányai hegység és az Aggteleki karszt relatív földmágneses (ΔZ) anomáliái – Фиг. 26 Относительные аномалии геомагнитного поля (ΔZ) гор Бюкк, Уппонь–Сендрё–Рудабánya–Аггтелек – Fig. 26. The relative magnetic (ΔZ) anomalies of the Bükk, Uppony–Szendről–Rudabánya–Aggtelek Mts.

Az I. tektonikai emelet ismeretlen mélységben feltételezhető. A II. tektonikai emelet ismeretes, az ópaleozóikumon kívül az alsó-karbont is magába foglalja. Összetétele: kristályos mészkő, homokkő, agyagpala. Sűrűség: 2,6–3,1 g/cm³, szeizmikus sebesség: 5000–6000 m/s, fajlagos ellenállás > 500 ohm, mágneses szuszceptibilitás: csekély.

A III. tektonikai emelet nem ismeretes.

A IV. tektonikai emelet az alsó-triásztól a felső-triászig üledékfolytonos. Perm, jura és alsó-kréta határainkon belül nem ismeretes. Az V. tektonikai emeletet az Upponyi-hegység déli szegélyén gosau fáciesű szenon képviseli.

A triászt alsó, középső és felső része (werfeni; anizuszi, ladini, nori, karni) képviseli; homokkőes fáciesrel kezdődik, majd karbonátossá változik. Az észak-magyarországi triász földtani kifejlődésben és fizikai állandókban mind a mecseki, mind pedig a középhegységi triásztól különbözik. A bódvavölgyi feltárásokban triászkorú kvarcporfir és valószínűleg krétakori szubvulkáni diabáz és nátron-gabbro ismeretes. A rudabányai vasérc nem más, mint zömében anizuszi dolomitból metasztatikusan képződött, majd másodlagosan limonittá alakult sziderit.

Az alsó-werfeni rétegekben gipsz-anhidritképződmény van, amely Perkupánál az említett bódvavölgyi szerpentesedett bázisos effuzív tömeggel szerkezetileg érintkeznek.

A IV. tektonikai emelet túlságosan heterogén ahhoz, hogy fizikai állandóit könnyen megadhassuk.

A középső- és felső-triász sűrűsége: $\approx 2,6-2,9$; szeizmikus sebessége: $\approx 4500-6000$ m/s, fajlagos ellenállása: 200–2000 ohm, mágneses szuszceptibilitása: csekély. Az alsó-triász fizikai állandóinak értéke valamivel kisebb. A felső-kréta eruptívumok fizikai állandói nem ismeretesek (nyilván hasonlatosak a mecseki diabázéhoz), mágneses szuszceptibilitásuk jelentős.

Az V. tektonikai emelet gosau fáciesű (szenon) felső-krétája Nekézsenytől Dédestapolcsányig tart. Fácies: konglomerátum, durva homokkő, agyagmárga, hippuriteszes mészkőlelencék.

Fizikai állandói nem ismeretesek. Sűrűsége, szeizmikus sebessége és fajlagos ellenállása biztosan kisebb, mint a középső- és felső-triászé, mágneses szuszceptibilitása sem lehet nagy.

A VI. tektonikai emelet a rudabányai felső-eocénnal, ezenkívül vastag oligocénnal kezdődik. Ez utóbbi homokkőes, palás, agyagos kifejlődésű. Az Ózd–egercsehi medencében az oligocénre miocén is települ, három barnakőszénteleppel, homokkőes, márgás kifejlődéssel, három riolittufabetelepüléssel. A miocént meglehetősen nagy felszíni elterjedésű szarmata andezitagglomerátum zárja, amely átterjed a Borsodi medencére is.

A Szendrői-hegységben és attól K-re (a Csereháton) oligocént nem ismerünk; a Szendrői-hegység D-i peremén a miocén közvetlenül a II. tektonikai emeletet magába foglaló medencealjzatra települ. A délebbre levő zilizi fúrás a pannóniai és szarmata összlet harántolása után 502 m mélységben, középső-miocénban állt meg.

Az oligocén rétegek sűrűsége: 2,2–2,3 g/cm³, szeizmikus sebessége: 1700–3200 m/s, fajlagos ellenállása: 100 ohm nagyságrendű, mágneses szuszceptibilitása: csekély.

A miocén rétegek sűrűsége és fajlagos ellenállása valamivel kisebb, szeizmikus sebessége: 1700–3500 m/s, mágneses szuszceptibilitása – az andezit-agglomerátumot is beleértve – csekély.

A VII. tektonikai emeletet pannóniai rétegek képviselik, még kisebb fizikai állandókkal.

A területet a paleozóikum óta is több tektonikai mozgás érte. Az alsókrétavégi (ausztriai) mozgások a Rudabányai-hegységben és az Aggteleki-karszton gyúrt és pikkelyes szerkezetet hoztak létre. A miocén elején történt a darnói feltolódás, amely a Bükk–Uppony–Szendrői-hegységek paleo-mezozoós tömegeit NyÉNy-i irányban, részint a Rudabányai-hegység nyúlványaira, részint azzal együtt a nyugati előtér (Egercsehi–Ózd–Pétervásárai medence) 1500–3000 m vastagságú oligocén összletére rápikkelyezte.

A nagy mozgások után ülepedett miocént ÉÉK–DDNy-i vetők tagolják. A Cserhát és a Bódva–Sajóköz pannóniai üledékei viszonylag nyugodt települések.

Az oligocén rétegek szerkezeti zavartsága nem akadályozza a geofizikai kutatásnak, mert az oligocén rétegek meglehetősen izotrópok, vagyis a VI. és VII. tektonikai emelet geofizikailag egyetlen összletet alkot.

A VI. és VII. tektonikai emelet együttes vastagsága a Sajó–Bódvavölgyben a legkisebb (0–600 m), a Cserhát D-i részén és az ózdi medencében ennek többszöröse. A gazdaságilag fontos sajóvölgyi és Egercsehi–Ózdi középső-miocén barnakőszéntelepek ebben az összletben geofizikai szempontból kedvezőtlenül (az aljzattól többnyire távol) helyezkednek el.

A táj gravitációs arculatát a következők jellemzik (25. ábra). Átlagosan 0,8 áll/km²-es állomáshálózat mellett, az általában pozitív Bouguer-anomáliájú területen, az Upponyi- és Rudabányai-hegység Ny-i peremvonalához simulva, oligocén területen, jelentékeny minimumzóna húzódik (relatív értéke – 16 mgal). Ezt az igen mély oligocén medence okozhatja (D-i végénél ismeretes a bükkészéki oligocén szénhidrogén-előfordulás).

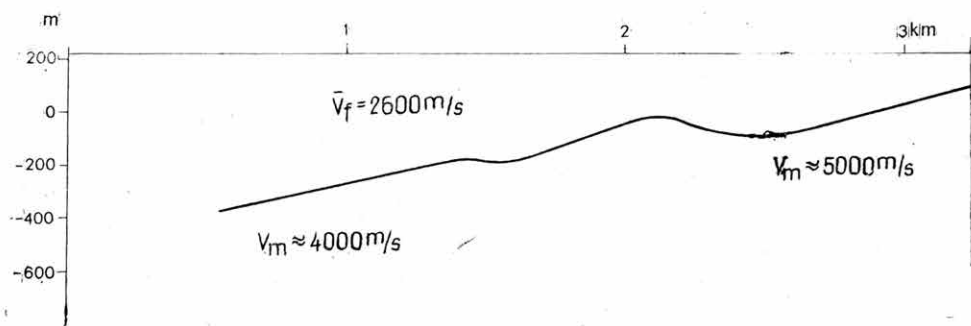
Az aggteleki karsztot kisebb minimum jellemzi, mágneses anomáliája is (kivéve a bódvavölgyi bázisos vulkáni kőzeteket) csekélyebb. Az aggteleki karsztnak ezenkívül önálló geofizikai arculata nincs, a továbbiakban külön nem is említjük.

A szendrői paleozóikum területén már ismét gravitációs maximumzóna húzódik. További részletezés (ill. átlagsűrűség) egyelőre nem adható, mert az áttekintő graviméteres mérések a kézirat lezárásakor még folyamatban vannak.

A terület mágneses arculatát (a felmérés az országos: kb. 0,5 áll/km²) az anomáliák hiánya, ill. a csekély értékű, nyugodt menetű negatív anomália jellemzi (26. ábra). Úgy látszik, hogy kizárólag a bódvavölgyi (krétabeli ?) bázisos kőzeteknek (gabbro, diabáz, serpentin) van jelentősebb mágneses szuszceptibilitása. A rudabányai vasérc (sem az elsődleges sziderit, sem a másodlagos limonit) mágneses szuszceptibilitással nem rendelkezik.

A szeizmikus arculatot csakis a három kibúvás által közrefogott – medencejellegű – területre vonatkozólag vizsgálhatjuk. A terület szeizmikus szempontból kedvező, mert akármilyen tektonikai mozgások (pikkelyeződések) voltak is, részben a jelenlegi medencealjzat kialakulása előtt, részben pedig (legkésőbb) a miocén előtt lezajlottak. Így mindenesetre van egy nyugodt településű összlet, amely hullámkeltési szempontból kedvező, illetőleg jó akusz-

tikus illesztést ad. A medencealjzat itt nem olyan árkos-bérces rögtektonika (ill. ezzel kapcsolatos morfológia) képét mutatja, mint pl. a Dunántúli-Középhegység valamely medencéjében, hanem egészen bonyolult pikkelyeződést. Természetes, hogy jelenlegi műszaki fejlettségünk mellett ezt részletesen nyomozni nem tudjuk. A pikkelyezett medencealjzat átlagos felszíne (amely helyenként pikkely, helyenként pedig a „szálban álló” aljzat) a reális kutatási cél (27. ábra).



27. ábra. Szeizmikus refrakciós dőlésmenti szelvény a medencealjzatról, Rudabányától D-re
 Fig. 27 Сейсмический разрез основания фундамента по методу преломленных волн по направлению наклона, южнее горы Рудабанья

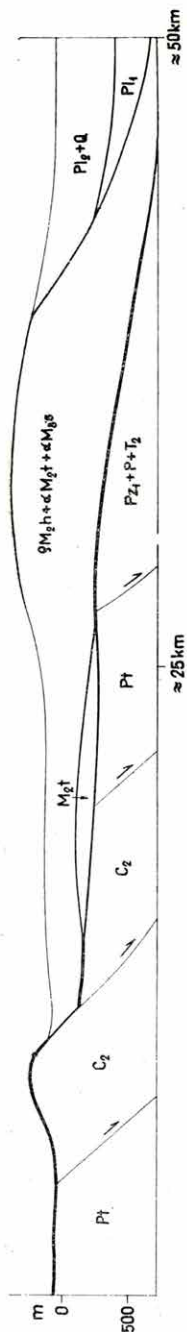
Fig. 27. Dipward oriented seismic refraction profile of the basin-floor *S* of Rudabánya

Geoelektromos mérés a területen kevés volt. Szórványos ellenállásméréseket végeztek Perkupán, Rudabányán stb. Ebből a táj geoelektromos arculatára vonatkozóan csak annyit tudhatunk meg, hogy a medencealjzat fajlagos ellenállása nagyságrenddel nagyobb, mint a fedőé. Feltehetően így van ez a mélyebb medencében is.

51.5 A Zempléni hegység (dombvidék) és a Tokaj-Szalánci hegység

Ez a két hegység földtanilag – sőt geofizikailag – voltaképpen összetartozik. A Tokaj–Szalánci (vulkáni) hegység medencealjzata (I., II., III. és IV. tektonikai emelete) ui. nem más, mint mélybe süllyedő paleo-mezozóos kerete (beleértve a Zempléni hegységet is); ennek medenceösszlete (VI. és VII. tektonikai emelete) pedig nem más, mint a Tokaj–Szalánci hegység (28. ábra). A Tokaj–Szalánci hegységben végzett geofizikai (pl. szeizmikus) mélykutatás az elfedett idősebb tagokról szolgáltat adatokat, mégpedig a Szalánci hegységben valószínűleg a Zempléni hegységről, a Tokaji hegység K-i részén egy III. és IV. tektonikai emeletből álló összletről, a hegység főtömege alatt pedig valószínűleg Szendrői hegység fációs paleozóos aljzatról (1965, Pantó).

A hegységkomplexus I. tektonikai emeletét prekambriumi kristályos palák képviselik. Ezek sűrűsége: $\approx 3,0 \text{ g/cm}^3$, szeizmikus sebessége: $\approx 5000 - 6000 \text{ m/s}$; fajlagos ellenállása: $> 500 \text{ ohmm}$. Mágneses szuszeptibilitásuk is



	A képződmény	sűrűsége g/cm ³	szeizmikus sebessége m/s	általagos ellenállása Ohmm	mágnesszerttsége
Q	Pleisztocén, Holocén	1,4 - 1,8	500 - 1600	10 - 100	-
Pl ₂	Felső-pannóniai	1,7 - 2,0	1500 - 1700	10 - 500	-
Pl ₁	Alsó-pannóniai	1,9 - 2,2	1700 - 2500	5 - 100	-
αM_{2s}	Szarmata	1,8 - 2,5	2000 - 4300	20 - 200	jelentős (főleg remanens)
αM_{2t}	Tortónai	1,8 - 2,5	2000 - 4300	20 - 200	jelentős (főleg remanens)
M_{2t}	Tortónai	2,1 - 2,4	1700 - 3200	5 - 20	-
αM_{2h}	Helvétii	1,7 - 2,3	1700 - 3300	20 - 200	-
T ₂	Középső-triász	2,6 - 2,8	4500 - 6000	500 - 2000	-
P	Perm	2,5 - 2,7	4000 - 5500	100 - 1000	a szericitpálának esélye (főleg indukált)
C ₂	Felső-karbon	2,5 - 2,8	5000 - 6000	^ 100	-
Pz ₁	Ópaleozoós	2,5 - 2,8	4500 - 5800	^ 100	-
Pt	Prekambriumi	2,9 - 3,0	5000 - 6000	^ 500	közepes (főleg indukált)

28. ábra. A Zemplén - Tokaji hegység geofizikai modellje (5a, b)

Фиг. 28 Геофизическая модель гор Земплен - Токай (5а, b)

Fig. 28. The geophysical model of the Zemplén - Tokaj Mts. (5a, b)

valószínűleg jelentős. Erre abból következtethetünk, hogy a terület mágneses anomáliái (30. ábra) elérik a hazánkban ismeretes legnagyobb értékeket, az egész területen előfordulnak, holott itt jelentős mennyiségű (nem mágneses) riolit is van; és a szeszélyes anomáliák mögött egy nyugodtabb anomáliháttér is sejthető. Ez a jelenség többi vulkáni területünkön ismeretlen.

A II. tektonikai emeletbe tartozik az ópaleozóos fillit. Fizikai állandói kevéssel térnek el az I. tektonikai emeletétől. Mágneses szuszceptibilitása valószínűleg jóval kisebb.

A III. tektonikai emeletet felső-karbon homokkő, agyagpala és konglomerátum építi fel; a IV. tektonikai emeletben egyelőre tagolatlan permii és triász képződmények ismeretese. A megfontolás és a szeizmikus tapasztalatok azt mutatják, hogy az I–IV. tektonikai emelet kőzetei a jelenlegi ritka mérési hálózat mellett el nem különíthetők, vagyis fizikai állandóik erősen egymás közelébe esnek, sőt részben fedik is egymást. A szeizmikus kutatás, jóllehet jelenleg csak négy rövid vonal (Hegyköz) tapasztalataira támaszkodik (1963, Mituch) azt sejteti, hogy az első négy tektonikai emelet – fizikai állandók szempontjából – egyetlen tömböt alkot.

Az V. tektonikai emelet hiányzik.

A fizikailag meglehetősen egységes medencealjzat fölött a harmadkori összlet VI. tektonikai emelete középső-miocénnal (tortónai) kezdődik. Csaknem a teljes tektonikai emeletet riolit, andezit és ezek tufái alkotják. Az üledékes közbetelepülések agyagos, slíres, márgás fáciesűek és az egész összlet – nagymérvű kőzettani heterogeneitása következtében – fizikailag is meglehetősen változatos. Sűrűség: $\approx 1,8 - 2,5 \text{ g/cm}^3$, szeizmikus sebesség: 1700–4300 m/s; fajlagos ellenállás: $\approx 10 - 100 \text{ ohm}$ nagyságrendű; a mágneses szuszceptibilitás jelentős.

(Megjegyzendő, hogy a szomszédos szlovákiai Mihajlovce [Nagymihály] környékén helvét és tortónai kőstelepeket, sós agyagokat fúrtak meg, amelyeket nálunk eddig eredménytelenül kutattak).

A VII. tektonikai emelet törmelékes pliocén és kvarter képződményei a hegység peremén fordulnak elő csekély vastagságban. Jelentőségük geofizikai szempontból alárendelt.

A terület tektonikája uralkodóan töréses jellegű. Ez azt jelenti, hogy míg az idős gyűrődéseknek a medencealjzat domborzatával nincs közvetlen kapcsolata, a geofizikai kutatás leghatározottabb felületét, a medencealjzatot, alapvetően töréses tektonika alakította ki, amelyet erózió is módosíthatott.

A Tokaj–Szalánci hegységtől Ny-ra terül el a *Cserhát* fiatal dombvidéke, amelynek felépítése a Tokaj–Szalánci hegységétől csak annyiban tér el, hogy medencealjzatában mezozóos vulkánitok is lehetnek, medenceüledékösszletében pedig kisebb a vulkáni eredetű képződmények szerepe (a felszínen ilyenek nem is ismeretese). Itt 1964–65-ben gravitációs, geoelektromos és szeizmikus kutatásokat végeztek. Ezek végleges értelmezése még nem történt meg, de annyit máris látható, hogy a medencealjzat mélysége (D-en) elérheti az 1400–1600 m-t is.

A terület áttekintő gravitációs felmérése a kézirat lezárásának évében fejeződött be. Végleges anyag még nem áll rendelkezésre. Az átlagos állomás-sűrűség 1 áll/km^2 . A területen a Zempléni-hegység felszínen levő metamorfít-

jainak átlagsűrűsége ($\bar{\sigma}$) 2,9–3,0 g/cm³; a miocén andezitterületé \approx 2,0–2,2 g/cm³, és a miocén riolitterületé \approx 2,0 g/cm³.

A táj gravitációs arculatában (29. ábra) legszembetűnőbb az a nagy minimumzóna, amely a Tokaji-hegység Ny-i részén a cseh határtól a Hernád völgyében D-felé húzódik, Göncnél K-nek fordul és csaknem Sátoraljaúj-helyig tart. Ennek a minimumnak az értelmezése kétféle lehet. Tekintheszük úgy, mint a határon túl már folytonos kárpáti orogén minimumzóna előfutárát. Ezzel a minimumzónával ui. teljesen összefügg, de csapásiránya rá merőleges. Összefüggésbe hozhatjuk ezenkívül a megszakításokkal Szerencs – Tiszaluc – Emőd – Andornaktálya csapásban húzódó medenceperemi minimumvonulattal is.

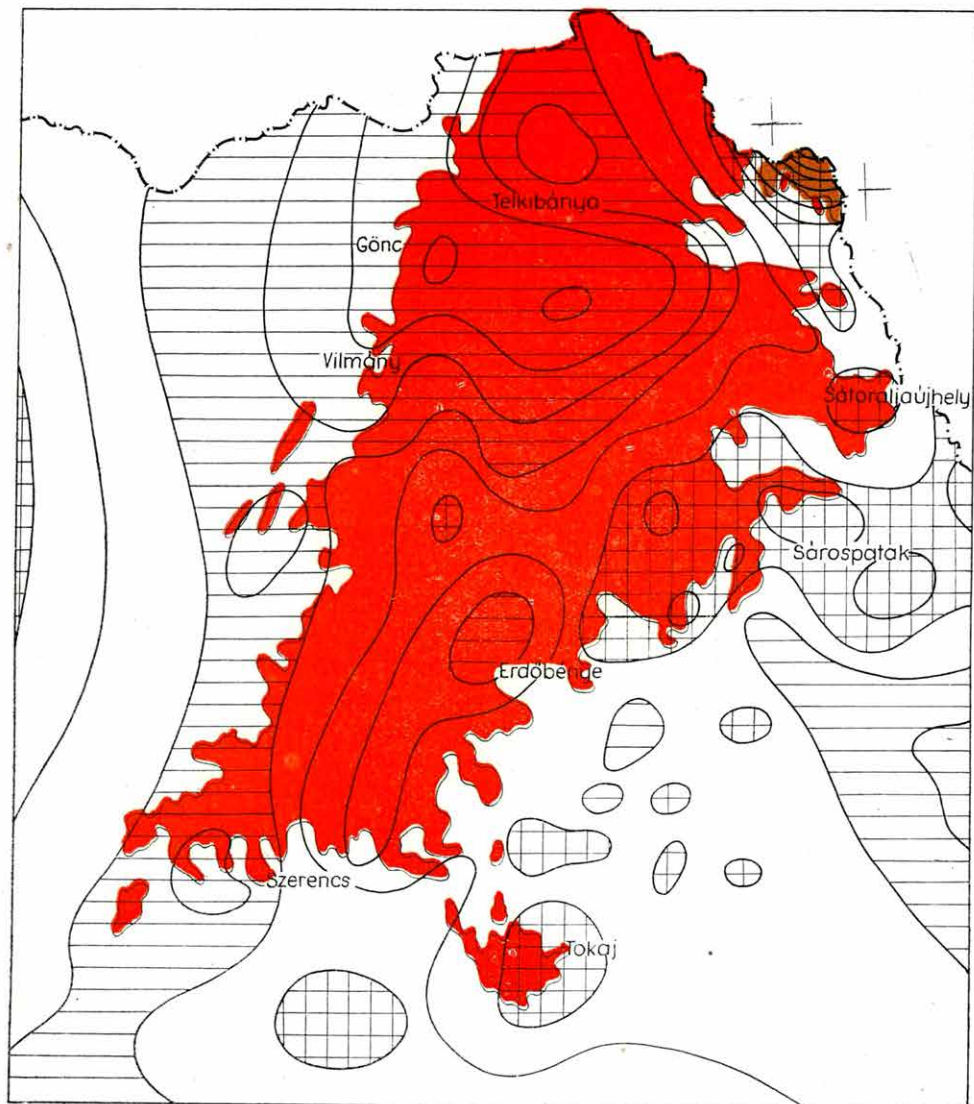
Az első esetben izosztatikusan oka van: a kéreg vastagodásának kezdete. A második esetben inkább a medencealjzat tektonikus mélyülését jelzi. Úgy véljük, az utóbbi magyarázat a helyesebb. Erre utal a vonulat csapásában lemélyített szlovákiai gálszécsi (sečovcei) fúrás, amely – számos sóságyagréteg átharántolása után – 2547 m-ben még alsó-törtónai képződményben állt meg.

A Zempléni-hegység magyarországi nyúlványa, valamint a Sátoraljaújhelytől D-re levő terület maximumot okoz. Ez valószínűleg túlnyomórésztben a medencealjzatnak a felszínhez való viszonylagos közelségét jelzi.

A Zempléni-sziget-hegység magyarországi nyúlványa, valamint a Sátoraljaújhelytől D-re levő terület maximumot okoz. Ez valószínűleg túlnyomórésztben a medencealjzatnak a felszínhez való viszonylagos közelségét jelzi.

A terület földmágneses felmértése az ismeretes országos átlagnál valamivel sűrűbb. Anomáliáiról (30. ábra) már említettük, hogy nagy értékűek, zavarosak, főleg negatívak, és mögülik egy ugyancsak negatív, tehát érdekes módon anomálishan polarizált, nyugodtabb, nagyobb kiterjedésű anomália képe tűnik elő. Az előbbieket nyilvánvalóan a fiatal effuzívumoknak, az utóbbit pedig nyilvánvalóan a kristályos metamorfitoknak kell tulajdonítanunk. Az effuzívumokban fel kell tételeznünk a remanens mágnesezettség uralkodó szerepét, a metamorfitokban pedig az indukált mágnesezettségét. Az anomális polarizáció mindkét esetben érthetetlen (a miocén mágneses tér iránya nem tért el jelentősen a maitól; a prekambriumi metamorfitokban pedig a jelenlegi gerjesztési iránynak kellene mutatkoznia). A jelenség felderítésére a Geofizikai Intézetben vizsgálatok folynak.

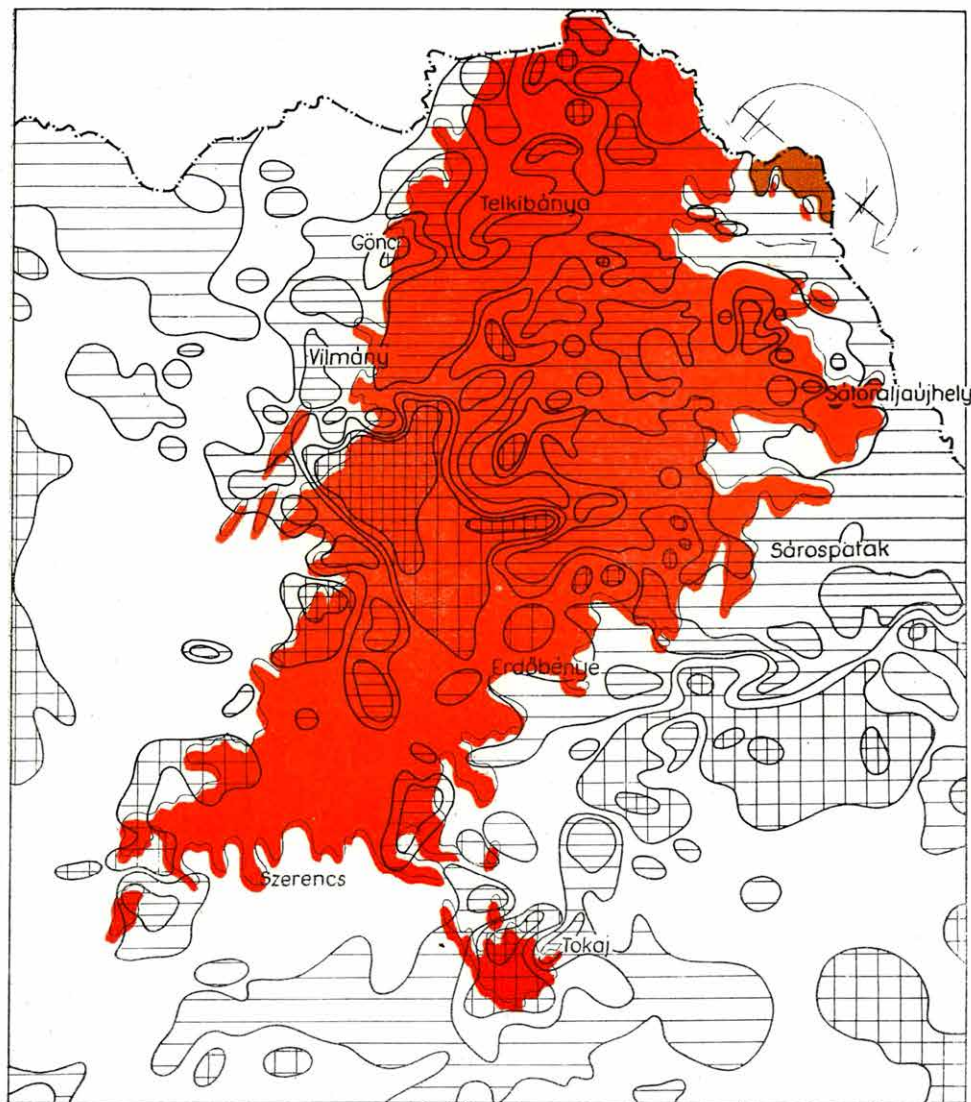
Az egész terület szeizmikus arculatáról nehéz beszélni, mert szeizmikus mérést csak a Cserehátan és az ún. Hegyközben végeztek. Ezek tapasztalatait kiterjesztve, a táj szeizmikus minőségét közepesen kedvezőnek kell tartanunk. A rengéskeltés körülményei, a sebességeloszlás (monoton növekedés lefelé) a fedőben, a medencejelleg, vagyis az aljzat eléggé nagy sebességkontrasztja, a refrakciós kutatás mellett szól, és ennek kedvező esélyt ígér minden olyan területen, ahol az aljzat nem mélyebb, mint 1600–1800 m. A gravitációs minimum területén ellenben, az aljzat 2–3 km mélységbe süllyedhet. Itt a refrakciós kutatás nehézkes és költséges lenne. Vannak jelei annak, hogy a miocén határa, illetve valamely szint annak közelében, refrakciós eljárással nyomozható; valószínűleg reflexióval is. Az aljzat kőzettani összetevőit szeizmikus méréssel egyelőre nem lehetett tagolni. A fedő vulkáni képződ-



29. ábra. A Zemplén – Tokaji hegység relatív gravitációs anomáliái

Fig. 29. Относительные аномалии поля силы тяжести гор Земплен – Токай

Fig. 29. The relative gravity anomalies of the Zemplén – Tokaj Mts.



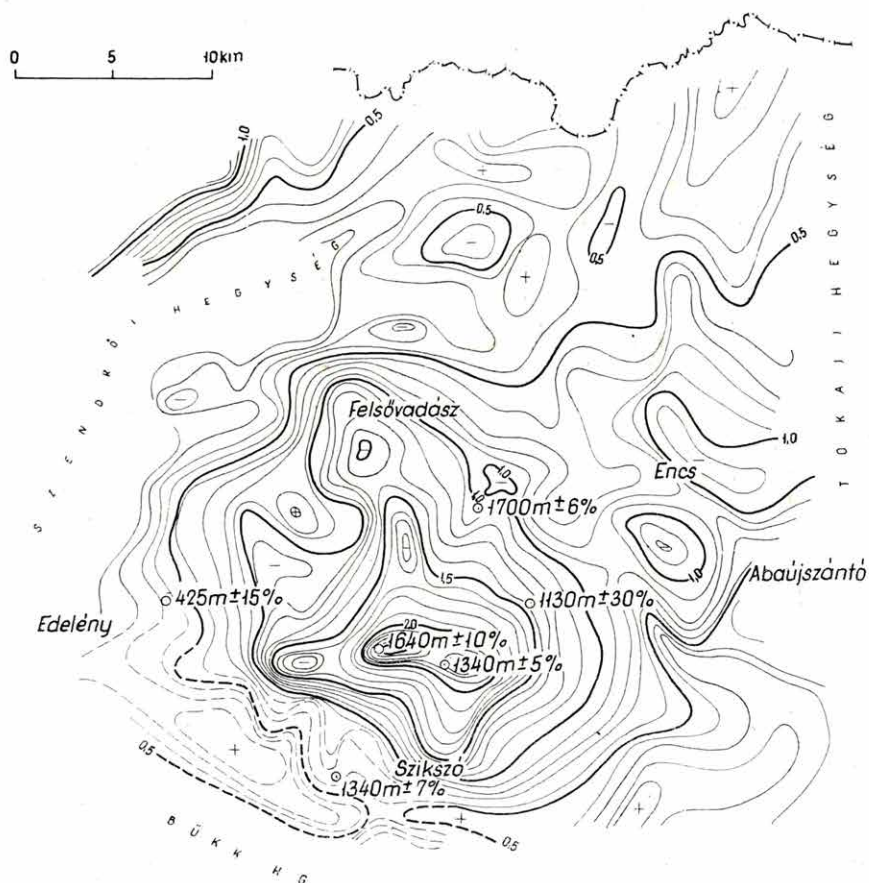
30. ábra. A Zemplén – Tokaji hegység relatív földmágneses (ΔZ) anomáliái

Фиг. 30 Относительные аномалии геомагнитного поля (ΔZ) гор Землен – Токай

Fig. 30. The relative magnetic (ΔZ) anomalies of the Zemplén – Tokaj Mts.

ményei a szeizmikus hullám terjedését nem akadályozzák; úgy viselkednek, mint medenceüledékek.

A fedő vulkáni (és üledékes) összlet és az aljzat kontrasztja geoelektromos szempontból is fennáll. A csereháti geoelektromos mérések (1964. *Hobot J., Király E., Jósá E.*) ezt mutatják. A tellurikus eljárás a VESZ dipol ekvatoriális válfajával együtt az aljzat kutatására alkalmas (31. ábra). A fedő fajlagos ellenállása laterálisan erősen változókéony, de mindig kisebb, mint az aljzaté. A Cserehát D-i részén levő izoarea-minimum egyaránt jelenthet mély és csökkenet ellenállású aljzatot. Az izoarea minimum és a mágneses anomália nem mond ellene egy, a medencealjzatban 1600 m körüli mélységben elhelyezkedő, valószínűleg kréta korú, vulkáni köztettest (diabáz?) feltételezésének.



31. ábra. Tellurikus izoarea-térkép a Cserehátról (a mélységadatok dipol-mérésekből származnak)
 Фиг. 31 Карта изоареал долины р. Хернад по данным метода теллурических токов
 (глубины вычислены по данным дипольно-экваториального ВЭЗ)

Fig. 31. Telluric isoareal map of the Hernád valley (depth-data from dipol-equatorial VS measurements)

52 AZ ALFÖLD

Az Alföld hazánk legnagyobb tájegysége. Határa É-on az országhatáron belül van, ÉK-en, K-en és D-en azonban a szomszédos országok területére is átnyúlik; földrajzi és földtani kerete — a határtól nem messze — a Szovjetunió, Románia és Jugoszlávia területére esik. Nyugaton nincs éles határa, mert a fiatal harmadkori medence a Dunán túl (Mezőföld) is folytatódik. A medencealjzat *Kertai* — *Kőrössy* féle I. rendű nagyszerkezeti elemei (1. ábra) sem tartják tiszteletben a Duna vonalát. A fiatal harmadkori medence dunántúli részeit ennek ellenére már nem tárgyaljuk, mert a dunántúli hegységekről szóló korábbi fejezetekben voltaképpen a hegységekhez csatlakozó fiatal medencerészeket is ismertettük. Mégis, amikor az Alföldet mint sajátosan és kizárólagosan fiatal harmadkori medencét részletezzük, számos olyan elvi következtetésre jutunk (pl. a medencealjzat viszonya a Bouguer-anomáliákhoz, a rengéshullám görbült útja a fiatal harmadkori összletben), amelyek a dunántúli medencerészekre is érvényesek. *Az Alföldet tehát a fiatal harmadkori medence általános modelljének is tekinthetjük* (32. ábra).

Geofizikai kutatás szempontjából az Alföldnek különös jelentősége van. Medenceszerkezeténél és kőolajipari fontosságánál fogva, az Alföld az alkalmazott geofizikai kutatás igazi területe. A medenceszerkezet ui. természet-szerűleg igényt tart a mélykutatásra. A kőolajipar és a geofizika összefüggéséről pedig legyen elég csak annyit mondani, hogy az alkalmazott geofizika a kőolajiparnak köszönheti kezdeti fejlődését, és a világ geofizikai szervezétének 80–85%-át ma is a kőolajipar mozgatja. Igaz, hogy hazánk ebből a szempontból is sajátos helyzetű, de ez csak az arányt érinti (érinti természetesen a geofizikai módszerek egymásközötti arányait is; ebben a fejezetben éppen erről lesz szó).

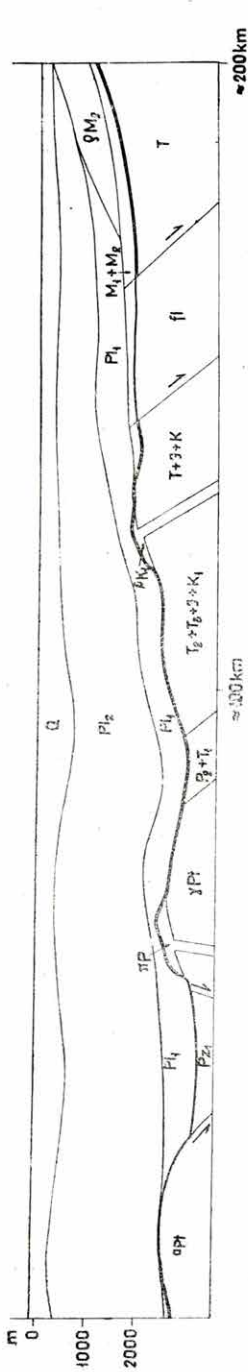
Az I. tektonikai emeletet prekambriumi kristályos palák, kata- és mezometamorfitok képviselik. Ezek helyenként közvetlenül a neogén, sőt a pannóniai medence aljzatát alkotják, másutt azonban ismeretlen mélységben vannak a IV. és V. tektonikai emelet alatt. Fizikai állandóikat csupa felsőfok jellemzi. Abban az eltemetési mélységben, amelyekben ezek a kőzetek rendszerint elhelyezkednek, hazánk legnagyobb sűrűségű, szeizmikus sebességű és fajlagos ellenállású kőzetei, mágneses szuszceptibilitásuk — uralkodóan indukált mágnesezettséggel — szintén igen nagy. Ma még nem lehet teljes bizonyossággal állítani, hogy az I. tektonikai emeletet éppen az jellemzi, hogy kőzetei erősen mágnesesek, de azt sem, hogy a mágneses kőzetek csak pásztái az I. tektonikai emeletnek. Ezt csak későbbi mélyfúrások dönthetik el.

E tektonikai emelet térbeli elterjedését ma elsősorban ott ismerjük, ahol közvetlen medencealjzatot alkot és megfúrták (1. ábra).

Ismeretes tehát:

1. az ún. tiszántúli kristályospala vonulatban;
2. a Délkelet-Alföldön és
3. a Duna — Tisza közén.

1. Kőrösszegapáti: gránátos, biotitos alkáligneisz, muszkovitos, földpátos csillámpala, kvarcitos földpátos gneisz. Kismarja: csillámpala. Furta: amfibolit, amfiboligneisz, gránátos plagioklász-gneisz. Biharnagybajom: alkáli-



	A képződmény	sűrűsége g/cm ³	szeizmikus sebessége m/s	általagos ellenállása Ohm	mágnesezettség
Q	Pleistocén	1,4 - 1,9	500 - 1600	10 - 100	-
P ₂	Felső-pannóniai homok, kavics, lösz, agyag	1,9 - 2,1	1400 - 2000	10 - 100	-
P ₁	Alsó-pannóniai agyag, agyagmárga	2,0 - 2,6 f(z)	2000 - 5000	2 - 30	-
qM ₂	Helvétai, Tortónai vulkánitok (főleg riolittufák)	1,8 - 2,3	2000 - 3000	20 - 200	cssekély (főleg rema- nens)
M ₂	Helvétai, Tortónai homok, kavics, agyag	2,3 - 2,5	1700 - 5000	10 - 200	-
M ₁	Burdigálai kavics, homok	2,1 - 2,4	1700 - 4000	20 - 500	-
fl	Felsőkréta - Oligocén flis jellegű kőzetek	2,3 - 2,6	4800 - 5400	10 - 200	-
K ₂	Felső-kréta, Szenon homokkő (epikontinen- tális fácies)	2,5 - 2,7	≈ 4500	100 - 500	-
βK ₁	Alsó-kréta diabáz	2,5 - 2,8	≈ 4000 - 5000	200 - 500	nagy (főleg remanens)
K ₁	Alsó-kréta mészkkő, mészmárga	2,5 - 2,7	4500 - 5500	> 200	-
J	Jura homokkő, márga, mészkkő	2,5 - 2,7	4000 - 5500	30 - 200	-
T ₃	Felső-triász homokkő	2,5 - 2,7	4000 - 5500	> 200	-
T ₂	Középső-triász mészkkő, dolomit	2,6 - 3,0	5000 - 6000	50 - 500	-
T ₁	Alsó-triász homokkő, aleurolit	2,5 - 2,7	4500 - 5500	50 - 500	-
P ₂	Felső-perm homokkő, konglomerátum	2,5 - 2,7	4500 - 5500	50 - 500	-
πP ₁	Alsó-perm kvarcporfir	2,6 - 2,7	≈ 5000	> 500	cssekély (főleg indukált)
Pz ₁	Ópaleozóos fillit, agyagpala, mészkő	2,6 - 3,0	> 5000	> 1000	általában cssekély (főleg indukált)
γPt	Prekambriumi gránit, aplit	2,8 - 3,0	> 5000	> 1000	általában cssekély (főleg indukált)
aPt	Prekambriumi gneisz, csillámpala	2,9 - 3,2	≈ 5000	> 1000	esetenként nagy (indukált)

32. ábra. Az *Alföld* (tíatal harmadkori medence) geofizikai modellje - Фиг. 32 Геофизическая модель Большой низменности (неогенового бассейна) — Fig. 32. The geophysical model of the Great Plain (a Neogene basin)

földpátos biotitgneisz és amfibolit. Szerep: csillámpala. Püspökladány: szericites csillámpala. Túrkeve: csillámos alkáli gneisz. Hajdúszoboszló—Ebes: csillámpala. Hajdúszovát: kétesillámú csillámpala. Endrőd: plagioklász-gneisz, kvarcit, plagioklászamfibolit.

2. Pusztaföldvár: csillámpala. Battonya: kristályospala. Végegyháza: kvarcit.

3. Madaras—Kunbaja: biotitos csillámpala. Érsekcsanád: epigneisz és csillámpala. Jánoshalma—Sükösd: gneisz és biotitesillámpala. Izsák: csillámpala. Nagykőrös: szericites kvarcit.

A fizikai állandók értékéről röviden csak annyit mondhatunk, hogy a sűrűség elérheti a $3,25 \text{ g/cm}^3$, a szeizmikus sebesség a $> 6000 \text{ m/s}$ értéket, és a fajlagos ellenállás végtelennek tekinthető. A mágneses szuszceptibilitás szám-szerű értékét csak szórványosan ismerjük: ezért nem közöljük sem itt, sem más fejezetekben. A szórványos és erősen szórt értékeknél megbízhatóbb a következtetést magukból a mágneses anomáliákból levonni (5. ábra).

A II. tektonikai emeletet valószínűleg ópaleozóos fillit, agyagpala és mészkő képviseli. A II. tektonikai emelet kőzeteinek fizikai állandói valamivel kisebbek az I. tektonikai emelet kőzeteinél. Mágneses szuszceptibilitásuk általában csekély. A II. tektonikai emelet az Alföldön ma még lényegében ismeretlen, ill. nincs biztosan eldöntve, hogy mi tartozik az I. és mi a II. tektonikai emeletbe. A III. tektonikai emelet egyelőre szintén ismeretlen.

A IV. tektonikai emelet perm-mezozóos képződményei ellenben számos helyen ismeretesek törmelékes és karbonátos kifejlődéssel. Perm-triász Bugyinnál, Nagykőrösnél, Turán, Mezőkövesden, Emődön, Sajóhídvégen, Tótkomlósnál; júra (mecseki fáciesű gresteni, valamint diabázzal átszótt liászdogger márgás-mészköves fácies) Kiskőrösnél, Madarasnál; karbonátos fáciesű alsó-júra Ebesnél, Nagykőrösnél, Tótkomlóson; a tektonikai emeletet záró alsó-kréta Bugyinnál, Kiskőrösnél és még számos helyen (1963, *Kőrössy*) ismeretes.

A kréta vulkánosságát a medencealjzatba nyomult, azon helyenként szétterült diabáztetek (I. Mecsek) képviselik.

Az V. tektonikai emelet *egyik* válfaját epikontinentális bakonyi típusú felső-kréta (szenon) képviseli (Izsák, Kerekegyháza).

Az eddig felsorolt tektonikai emeletek kőzetei alkotják a harmadkori medence aljzatát. Ha kizárólag a fiatal harmadkori medence aljzatáról akarunk beszélni, akkor az V. tektonikai emeletnek a *másik* válfaját is ismertetnünk kell, mielőtt a medenceüledékösszletre rátérnénk.

Az V. tektonikai emeletnek ez a másik válfaja az Alföldön, a kréta-oligocén rétegtani tartományban, sajátos, ún. *flis*-kifejlődésben ismeretes. Ez az egyetlen terület és képződmény hazánkban, ahol és amelyben a kréta-paleogén határon nem történt olyan alapvető szerkezeti változás, mint egyéb területeinken. A flis általában törmelékes fáciesű, homokos, agyagos összlet, amelyben karbonátos betelepülések is ismeretesek (a flis ebben az értelemben földtörténeti és kőzettani kategória). Ismeretes, hogy — legalábbis helyenként — erősen gyűrt. Minősítésében nyilván ennek is szerepe volt, mert a klasszikus *flis* kifejlődésének lényeges eleme a gyűrt szerkezet. A „flis” elnevezés tehát — ebben az értelemben — szerkezeti jellegre is utal.

Az alföldi ún. *flis* elterjedését — a jelenlegi mélyfúrási adatok alapján — egy Mátészalka — Nyírábrány — Debrecen — Kunmadaras — Szolnok — Üllés sávban általánosan tarthatjuk (1. ábra).

*

A hazai *flis* kérdése nem eldöntött és nem is egyszerű kérdés. Flisképződmények az Alpokban, az Appennineken, a Kárpátokban, stb. ismeretesek. Egyik közös sajátságuk, hogy a fiatal — Alp — Himalájai — lánchegység orogén, takarós övében található. A magyar kutatókat leginkább érdeklő flis-képződmények a külső-kárpáti ív homokkő övében (Pennini takaró, Magura takaró) alkotnak összefüggő vonulatot.

Ennek a tanulmánynak a szerzője nem tartja valószínűnek, hogy az alföldi, ún. *flis* azonos jellegű képződmény a *kárpáti flissel*.

A *flis* — mint láttuk — kőzettani, földtörténeti és szerkezeti kategória. A *kárpáti flisöv* — mint szerkezeti kategória — két határozott geofizikai sajátságot mutat:

1. a *flisterületen* húzódik az összefüggő kárpáti (orogén lánchegységre utaló) *gravitációs minimumöv*, a maga minusz 60–80 milligalos értékeivel;
2. a *kárpáti flis* területét övekbe rendeződött földmágneses anomáliák nem jellemzik.

Ezzel szemben az alföldi ún. *flisöv* területét plusz 15–20 milligalos *gravitációs maximumok* jellemzik. Ezek a maximumok vonulatba nem rendeződnek és az ún. *flisöv* feltételezett elhelyezkedésével nem mutatnak kapcsolatot (3. ábra).

Az alföldi ún. *flisövet* — ellentétben a *kárpáti flissel* — övekbe rendeződött földmágneses anomáliák *kísérik* (5. ábra).

Ezekből a geofizikai jelenségekből messzemenő tektonikai következtetéseket lehet levonni.

A *kárpáti flis* gravitációs minimumöve azt mutatja, hogy a *kárpáti flis* orogenetikusan képződött; területén a földkéreg *vastag*. Szabálytalan mágneses anomáliáképe arra utal, hogy létrejövetelét vele genetikusan kapcsolatos vulkáni tevékenység nem előzte meg és nem is követte.

Az alföldi ún. *flisöv* geometriai vagy földtani szabályszerűséget nem mutató gravitációs maximumterülete pedig arra utal, hogy az alföldi *flis* nem közvetlenül orogenetikusan képződött; területén a földkéreg *vékony*. A vonulatba rendeződött földmágneses anomáliák nagy valószínűséggel krétakori, hatalmas mennyiségű diabázokat jelentenek; vagyis az alföldi *flisöv* kialakulását vele geometriailag és nyilvánvalóan genetikusan is összefüggő bázisos vulkáni tevékenység előzte meg.

Az alföldi *flis*t voltaképpen alig ismerjük. Litológiai fáciesét és a *kárpáti flis*-sel való rétegtani rokonságát már ezért sem érdemes bírálni. Főleg azonban azért nem érdemes ezeket a paramétereket bírálni, mert a flis-jelleg megítélésében a tektonikai helyzet a döntő. Ebből a szempontból viszont nem az érdekes, hogy gyűrt formákat mutat (fúrómagokon végzett közvetlen megfigyelések, de szeizmikus mérések szerint [33. ábra] is, valóban mutat ilyeneket), mert a Mecsek és a Bükk hegységben (és a medencealjzatnak valószínűleg még számos szerkezeti elemében) is a gyűrt formák az uralkodóak; mégsem tartja senki ezeket kárpáti jellegű, takarós lánchegységeknek.

A lényeg az, hogy ezek a gyűrt formák mély köpeny (vastag kéreg) vagy sekély köpeny (vékony kéreg) fölött jöttek-e létre; vagyis, hogy takarós, vagy pedig legfeljebb pikkelyes feltolódásokig jutó szerkezetekkel kapcsolatosak-e.

A *kárpáti flisöv* a takarós típusba tartozik. Ha valamely – egyébként hasonló – képződmény nem ebbe a típusba tartozik, akkor nem flis (1962, *Beloussov*).

Az alföldi ún. *flis* nem a takarós típusba tartozik. Üledékgyűjtő-medencéje nyilvánvalóan ugyanolyan szinorogén-epirogén süllyedéssel alakult ki, mint később a fiatal harmadkori medence. A süllyedés oka is valószínűleg hasonló volt: a kéreg alját meggyengítő, a szegélytöréseket csatornának felhasználó kréta diabáz-vulkanizmus (illetve a külső kárpáti orogenezis plasztikus deformációjának ezt előidéző hőtermelése). A krétakori bázisos vulkánitok vonulatai nagyban és egészben (időben és térben) ugyanúgy kísérik az ún. *flis* medencéjét, mint a fiatal harmadkori vulkánizmus termékei a fiatal harmadkori (pannóniai) medencét.

Ezt a kérdést a 3. fejezetben már érintettük. A fiatal harmadkori medence szinorogén kialakulását, a heves miocén vulkáni tevékenységet, továbbá a földkéreg elvékonyodását összefüggésbe hoztuk egymással és valamennyit visszavezettük a külső-kárpáti orogenezisre, annak plasztikus deformációjára.

Nincs okunk másként vélekedni az alföldi, ún. *flisöv* kialakulásáról sem. Úgy látszik, hogy az a folyamat, amely a fiatal harmadkori medence kialakulásában érte el tetőpontját, lényegében már az alsó-krétában elkezdődött (a paleogén süllyedék szerepe ebből a szempontból még tisztázatlan); vagyis az alföldi ún. *flisöv* képződése nem más, mint a fiatal harmadkori medence kialakulásának előjátéka, főpróbája.

Az a körülmény, hogy az alföldi ún. *flis* képződési ideje megegyezik a *kárpáti flis*ével és üledékgyűjtőjük talán össze is függött, ebből a szempontból nem jelent semmit.

Az alföldi ún. *flis* geofizikai areulátát és szerepét illetően érdemes megemlíteni, hogy közettani összetétele valószínűleg kevésbé különbözik a fiatal harmadkori üledékes kőzetektől. Erre mutat, hogy felső határfelületén a fizikai állandók értéke nem növekszik (vagy csökken) ugrásszerűen. Nem is mutatható ki olyan geofizikai módszerrel, amelynek alkalmazása fizikai paraméterkülönbségen alapszik (gravitációs, geoelektromos, szeizmikus refrakciós).

Szerkezete viszont nyilvánvalóan különbözik a fiatal harmadkori összletétől, hiszen a felső-krétában és utána (egészen a fiatal harmadkori medence kialakulásáig) olyan tektonikai események történtek ezzel az összlettel, amelyek a fiatal harmadkori összlettel – ha egyáltalában megtörténhetnek – csak ezután fognak megtörténni.

A fiatal harmadkori összletétől eltérő szerkezete következtében az alföldi ún. *flis* jól kimutatható szeizmikus reflexiók mérésével (33. ábra), amelynek fejlett változataival (itt) szerkezeti különbségeket lehet nyomon követni.

Mindezekre való tekintettel, az alföldi ún. *flisösszletet* helyesebb lenne *felső-kréta* – *paleogén flis jellegű törmelékes kőzetösszletnek* nevezni. Mivel azonban ez az elnevezés rendkívül hosszú, egyelőre (amíg az erre hivatott földtani körök jobbat nem javasolnak) megtartjuk a *flis* jelölést az V. tektonikai emelet e sajátos fáciesére; nem tévesztve szem elől az elmondottakat.

A flis-kérdés ezzel természetesen még nem tisztázódott. Úgy véljük, hogy a döntő szó kimondásáig még számos geofizikai és laboratóriumi vizsgálatot kell végezni. Az itt felvetett néhány gondolattal a problémának egy eddig ismeretlen oldalát kívántuk megvilágítani.

*

A geofizikai kutatás előtt általában a felsorolt képződmények állanak. Belső szerkezetük és domborzatuk nem azonos. Az I. (II., III.) tektonikai emelet ősi gyűrődés nyomait viseli, de a gyűrődés formaelemei felszínén (amikor a harmadkori medence aljzatát alkotja) nem láthatók. A IV. tektonikai emelet töréses-gyűrt formaelemeket sejtet, amelyeknek ugyancsak nincs összefüggése felszíne domborzatával (amikor ez a tektonikai emelet alkotja a medencealjzatot). Az V. tektonikai emelet, az ún. flis, sajátos tektonikájú. Számos helyen zavartalan települést mutat; D-i szegélyén azonban, ahol a paleogén utáni tektonikai mozgások a kőrösszegapáti kristályos tömeget a flisösszletre rátolták, erősen gyűrt.

Az I–V. tektonikai emelet alapvető, közös tektonikai jellege, amely ma (a geofizikai kutatások számára) a leglényegesebb, a harmadkori töréses rögtektonika.

A medencealjzat domborzatát – némi eróziós módosítással – ez alakította ki.

A tektonikai emeletek belső szerkezetét azért tárgyaltuk ilyen viszonylagos részletességgel, mert a geofizikai kutatás ma már nem áll meg a medencealjzat felszínén (domborzatán), hanem számos helyen alája hatolni igyekszik.

A kristályos alaphegység fizikai állandóit már ismertettük. A IV. tektonikai emelet fizikai állandói amazoknál kisebbek, kivéve a mágneses szuszceptibilitást. A IV. tektonikai emelet sűrűsége: 2,5–3,0 g/cm³ között, szeizmikus sebessége: 4000 m/s és 6000 m/s között változik; durván a földtörténeti kor, az ásványi összetétel és a kőzet szövetének függvényében (törmelékes → karbonátos; kréta → triász ← alsó-triász-perm; üledékes → kristályos). A fajlagos ellenállás a végtelenhez tart. A mágneses szuszceptibilitás az üledékes kőzetekben alacsony, a diabázok ellenben az Alföld legmágnesesebb kőzetei, uralkodóan remanens mágnesezettséggel. Mennyiségük is tekintélyes. A prekambriumi mágneses metamorfittokkal együtt, túlnyomórészt ezek az Alföld mágneses anomáliáinak hatói (5. ábra).

A kréta-oligocén ún. flis (V. tektonikai emelet) sűrűsége: ≈ 2,3–2,6 g/cm³, szeizmikus sebessége: ≈ 4800–5400 m/s, fajlagos ellenállása erősen változó: ≈ 10–200 ohmm. Mágneses szuszceptibilitása nincs. A területén levő mágneses anomáliák a flist kísérő diabázvonulatoktól származnak.

A medencealjzatról, annak egyes részeiről nyert adataink korántsem kielégítőek, a fentieknél pontosabb kategóriákra nem oszthatók.

Az eddig ismertetett hatalmas összlet süllyedt le a középső-miocéntól kezdve, hogy lehetővé tegye a VI. és főleg a VII. tektonikai emelet vastag, az Alföldön meghatározó mennyiségű, törmelékes összletének: a medenceüledék-összletnek a képződését.

Az ún. flisövet és a Bükkalja paleogén előterét kivéve, az Alföld területe legalábbis a kréta derekától a középső-miocénig szárazulat volt, erős lepusztulással.

A medencealjzat egyenlőtlen mélységbe süllyedt rögein helyenként már az alsó-miocénban, de főleg a középső-miocén helvétii emeletében indult meg új üledékképződés. A VI. tektonikai emelet lényegében a helvétii emelettől a szarmatáig tart. Fáciése főleg homokkő, agyagmárga, lithothamniumos mészkő és vulkáni tufa (ignimbrit). Az egyes fáciések az üledékképződés egykori ősföldrajzi körülményeit jelzik. A vulkáni anyag pedig hatalmas – tízezer köbkilométeres nagyságrendű – mennyiségével, ignimbrites megjelenésével rendkívül heves vulkáni működésre mutat, amelynek legnagyobb kiterjesztési központja valahol az északi Tiszántúlon lehetett (emellett más kiterjesztési központokat is fel kell tételeznünk szerte az országban). Ez a legnagyobbbrészt törtónai-szarmata vulkánosság nyilvánvalóan okozati összefüggésben van a medence besüllyedésével, illetve a süllyedés meggyorsulásával a vulkáni tevékenység főszakaszának lezárulta után.

A VI. tektonikai emelet fizikai állandói a következők. A sűrűség $1,8 - 2,5 \text{ g/cm}^3$; a szeizmikus sebesség: $1700 - 5000 \text{ m/s}$ között változik, de ezek az állandók inkább az eltemetési mélységtől függnnek, mint a kőzettani összetételtől. A fajlagos ellenállás $10 - 100 \text{ ohmm}$ nagyságrendű; a mágneses szuszceptibilitás – a vulkáni tufák nagy részét (a riolittufákat) is beleértve – csekély.

Indokolt a VI. tektonikai emelet szerkezeti arculatáról külön is beszélni, mert mutat sajátos vonásokat. Az aljzat közvetlen közelében lévén, az aljzat-tömbök utólagos mozgása közelebből érte a miocén rétegeket, mint az egyébként is plasztikusabb pliocén, ezért a miocénban *vannak* törések. Helyesebben: az aljzat törései folytatódhatnak felfelé a miocén rétegekben is. A VI. tektonikai emeletnek azonban lényeges szerkezeti formája a települt, ún. álboltozat, amely a pannóniai rétegekben meghatározó szerepű. Ott még visszatérünk erre.

A miocén rétegek vastagsága (ahol előfordulnak) 10 m és 1000 m között ingadozik (általában ott vastagabb a miocén, ahol vulkáni eredetű).

A VII. tektonikai emelet pliocén és kvarter rétegei az Alföld meghatározó mennyiségű és szerepű képződményei. Már említettük, hogy a vulkáni működésnek a szarmata végén történt hirtelen csökkenését a pliocén elején és közepén a medence besüllyedésének fokozódása követte. Az üledékképződés a süllyedéssel nagyban és egészben lépést tartott; igazi mély üledékgyűjtő medence a VII. tektonikai emeletben voltaképpen sohasem alakult ki. Az üledékgyűjtő, amely a VI. tektonikai emeletben még szigettenger jellegű volt, most már elfoglalta az egész medencét. Ez azt jelenti, hogy vannak részek (sőt a medence többsége ilyen), amelyek csak a pannóniai emeletben kerültek víz alá (tehát a pannóniai rétegek közvetlenül az idős – esetleg I. tektonikai emeletbeli – aljzatra települnek). A pannóniai beltó – a fáciésekből következtetve – általában sekély volt, és az idő haladtával egyre inkább kisebb beltavakra szakadczott.

A tavak sekély volta, a szakadozott beltőrendszer szeszélyes tagoltsága, ennek az ősföldrajzi képnek az állandó változása annak következtében, hogy közben a süllyedés is, az aljzattömbök egyenlőtlen sebességű mozgásával, egyre tartott – mindez közrejátszott abban, hogy a pannóniai emelet képződményei változatos, lenesés fáciésűek; a pannóniai rétegekben a parti és sekélyvízi képződmények (homok, agyag, márga) mind vízszintesen, mind

pedig függőlegesen gyakran és szeszélyesen váltakoznak. Némi szabályszerűség azonban mégis felismerhető.

Földtani szempontból mindenekelőtt megkülönböztetik az alsó- és a felső-pannóniai alemeletet. A megkülönböztetés elve elsősorban őslénytani, mert az alsó-pannóniai alemelet nem mindenütt ugyanazzal a kőzettani fácies-sel végződik (kőzettani-alapon tehát az alsó-pannóniai alemelet teteje nem nyomozható az egész Alföldön; nyilván fizikai állandók segítségével sem). Emellett azonban tény, hogy az alsó-pannóniai alemelet képződményei statisztikusan tömöttebbek, mint a felső-pannóniai és annál fiatalabb rétegek. A magnetofonos szeizmikus reflexiós szelvények szerint az alsó pannóniai alemelet *települése* is sok helyen eltérhet a felsőtől.

Kőrössy (1963) ezenkívül az alsó-pannóniában 6 rétegcsoportot különböztet meg. Ezek a következők: 1. alapkonglomerátum; 2. mészmárga összlet; 3. márgaösszlet; 4. alsó-homokkőpados szint; 5. agyagmárga szint; 6. felső-homokkőpados szint.

Ez az utóbbi — *Kőrössy* szerint — szinte észrevétlenül megy át a felső-pannóniai alemelet lazább, homokosabb képződményeibe. *Kőrössy* hangsúlyozza a felső-pannóniai alemelet felsőbb szintjének rendkívül szeszélyes változását. Az alsó-pannóniákat a felsőtől nem diszkordáns felület választja el, hanem üledékfolytonossággal megy át az utóbbiba. Helyenként azonban fenékingadozás jeleit mutatja (fáciesváltozás).

Az alsó- és a felső-pannóniai alemelet együttes vastagsága, vagyis lényegében a VII. tektonikai emelet vastagsága, a 3000–5000 m-t is elérheti. Minthogy a medence jelentékeny részén ezek a képződmények közvetlenül települnek az aljzatra, úgy is mondhatjuk, hogy a pannóniai medencefenék mélysége az 5000 m-t elérheti; a nyílt medence fenekének átlagos mélysége (a felső-pliocént és a kvartert is számítva) \approx 2500 méter.

A pannóniai képződmények enyhén hajlott formaelemeket mutatnak. Az enyhe hajlású ($2-8^\circ$) szerkezetek dőlésszöge a felszín felé csökken.

A VII. tektonikai emelet hajlott formaelemei nem horizontális nyomóerő (gyűrődés) hatására jöttek létre, tehát nem orokinetikus eredetűek. Túlnyomó részben úgy alakultak ki, hogy településük alkalmával felvették a medence-aljzat domborzati formáit. Az eredetileg így kialakult szerkezeteket az aljzat rögeinek egyenlőtlen mozgása később még módosíthatta, a szerkezeteket élesebbé tehetette (tompíthatta), elvonszolóadásokat, térdráncokat hozhatott létre. Geofizikailag kimutatható méretű *nyílt törést a pannóniai képződményekben általában nem kell feltételeznünk*, de a lencsék elhelyezkedése — még a felsőpannóniában is — mutathat összefüggést az aljzat rögeinek vetőmenti elmozdulásaival.

Vannak ezenkívül még a pannóniai összletben olyan hajlott formaelemek, amelyeknek képződése nem a most leírt módon történt, de nem is orokinetikus erőhatásra. Az ilyenfajta — az aljzat relifjétől független — szerkezetek főleg az igen vastag (4000–5000 m) üledékösszletekben észlelhetők és nyilvánvalóan a vastag, laza összlet valamilyen egyensúlyt kereső saját mozgására vezethetők vissza. Nagy antiklinálisok szárnyán kisebb boltozatok is kialakulhatnak. Ilyenre csak dunántúli példát említhetünk, a bajcsai kis boltozatot. Kialakulása valószínűleg haránt erőpárokkaal magyarázható. Bármilyen mozgásfajta, bármilyen formaelemekkel, mindig színorogén epirogén jellegű.

(Megemlítjük, hogy kőolajgeológusok, a DNy Dunántúlon orogén jellegű gyúrt formákat is feltételeznek a vastag neogén összletben).

A VII. tektonikai emelet fizikai állandói általában a mélység függvényei. A sűrűség 1,4 és 2,6 g/cm³, a szeizmikus sebesség 500 és 5000 m/s között változik, kis részben a fácies, nagyobb részben a mélység függvényében. A fajlagos ellenállás általában 10 és 100 ohmm között változhatik; a mágneses szuszceptibilitás gyakorlatilag zérus.

Az Alföld gravitációs arcolata

Az Alföld gravitációs arculatát kétféle módon vizsgálhatjuk. Az első lehetséges vizsgálati mód annak kutatása, hogy az Alföldön általában mit jelentenek a gravitációs anomáliák; a második mód pedig annak vizsgálata, hogy az egyes anomáliák mit jelentenek. A kettő természetesen szorosan összefügg.

A jelenlegi felmértés (átlagosan 1 áll/km²) az első vizsgálati módnak inkább kedvez. Kutatásaink (1964, *Ádám–Pintér–Szenás*) azt mutatták, hogy a Bouguer-anomáliák (3. ábra) általános okát egyetlen fogalomra nem vezethetjük vissza. Ellentétben azzal a korábbi hiedelemmel, hogy a Bouguer-anomáliákban a medencealjzat hatása uralkodik (s ez azt a Bouguer-anomália térkép a medencealjzat kvalitatív képe), a hivatkozott legújabb kutatások kimutatták, hogy a helyzet csaknem fordított: az Alföldnek felénél kisebb részén van pozitív korreláció a medencealjzat domborzata és a Bouguer-anomáliák menete között (4. ábra), mégpedig általában ott, ahol a medence viszonylag sekély (< 2000 m).

Még számos vizsgálat szükséges, hogy a végső szót kimondhassuk, de valószínű, hogy a Bouguer-anomáliákat létrehozó horizontális sűrűségkülönbségek a következők lehetnek:

1. a medencealjzat domborzata;
2. a VI. és VII. tektonikai emelet szerkezete;
3. a felszíni sűrűséginhomogeneitások (pl. kavicslencsék);
4. a kéreg vastagságának változása.

Az 1. tényező a sekélyebb (< 1500 m) aljzatú, a 2. tényező a mélyebb aljzatú (1500–5000 m) területeken hat, a 3. és a 4. elvileg bárhol. Közvetlen nyersanyagkutatási információ az 1. és a 2. tényezővel kapcsolatos.

A sűrűség a felszíntől a medencealjzatig 1,4 és 2,6 g/cm³ között változik (kvarter, levantei és felső-pannóniai között fizikailag rendszerint nem lehet határt vonni), a mélység valamilyen függvényében. Ma még nem ismerjük a sűrűségnek a mélységgel való növekedését leíró függvényt, sem azt, hogy vannak-e ugrásszerű sűrűség-növekedések a pannóniai összletben. A szórványos adatok inkább arra mutatnak, hogy ilyenek nincsenek.

A fiatal harmadkori medencének egyik jellemző sajátága, hogy a medence-üledékösszletben a fizikai értékek a mélység függvényében növekszenek. Ennek oka részben egy földtörténeti véletlen: az üledékképződés éppen így történt (alul vannak a márgás, feljebb a homokosabb fáciesek). A fiatal összletben emellett a nyomásnak (mélységnek) is lehet szerepe. Ugyanolyan fáciesű kőzetnek 10–20%-ot is változhat a sűrűsége – aszerint, hogy milyen

mélységben van. A medencealjzatban levő kőzetek sűrűségét más törvények szabályozzák. A nyomásnak itt is van szerepe, de első a közzetani összetétel.

Az *egyed* (helyi) anomáliák jelentését esetről esetre kell értelmezni. Az egyes anomáliázónák nyilvánvalóan a korábban felsorolt négy tényezőre, vagy azok valamilyen kombinációjára vezethetők vissza. A helyi anomáliákon belül azonban az egészen lokális szélső értékek első közelítésben értelmezhetők a „fenn” és a „lenn” fogalmaiban. Mennyiségi értelmezésre néhány kísérlet történt (1965, *Facsinay–Bagi*, 1964, *Facsinay–Tolmár–Varga*). Egyszerű település mellett: az egyszerűsítő feltevések alkalmazása néha meglepően jó eredményekre vezet, de egy-két siker mitsem változtat azon a tényen, hogy a gravitációs módszer nem mennyiségi módszer. Mennyiségi meghatározásra (mélységkutatásra) a szeizmikus és a geoelektromos módszer alkalmas. Felmerül ui. a kérdés, hogy a magyar medencében melyik földtani alakulattal kapcsolatban beszélhetünk annak mélységéről. Az alsó- és felső-pannonia alemelet határa, nem fizikai felület, tehát, ha mélységről van szó, mindig a medencealjzat mélységét értjük. A medencealjzat pedig – mint láttuk – csak kivételesen mutatkozik az anomáliákban; mélységmeghatározásra a gravitációs módszer az Alföldön általában nem alkalmas.

Az Alföld földmágneses arculata

Földmágneses arculatról úgyszólván csak a medencealjzattal kapcsolatban beszélhetünk, az erre vonatkozó lényegesebb megállapításokat pedig már korábban közöltük.

Érdekes mégis újból összefoglalóan megemlíteni, hogy az Alföld földmágneses anomáliáinak (5. ábra) hatói szemmelláthatólag az I. tektonikai emelet bázisos metamorfittjai (amfibolit stb.) és a IV. tektonikai emelet bázisos paleovulkánitjai (kréta diabázok). Ezek közösen alakítják ki a nyugodt, nagykiterjedésű anomáliahátteret, hiszen az ilyen mélyen fekvő vulkánitok már ugyancsak nem okoznak szeszélyes alakú anomáliát.

Az I. tektonikai emelet szuszceptibilis kőzeteiben nyilvánvalóan az indukált mágneszettség uralkodó szerepű, míg a kréta vulkánitokban – ha szabad a mecseki tapasztalatot ide is kiterjesztenünk – a remanens mágneszettség többszöröse az indukálnak.

A fiatal medenceösszletbeli vulkánizmus túlnyomórészt savanyú, nem nagyon szuszceptibilis. A riolitok és tufáik anomáliát általában nem okoznak. Az alárendeltebb mennyiségű és jelentőségű andezitek és tufáik azonban okoznak anomáliákat, rendszerint pozitív anomáliákat (ellentétben az északmagyarországi előfordulásokkal). Ezekről az anomáliákról szeszélyesebb körvonaluk sejteti, hogy fiatal vulkánitoktól származnak. A fiatal vulkánitokban nyilvánvalóan a remanens mágneszettség uralkodik, de ennek itt nincs jelentősége, mert egyrészt a miocén földmágneses tér orientációja nem tért el lényegesen a maitól, másrészt pedig mélyre temetett hatóknál általában közömbös, hogy mágneszettségük uralkodóan indukált vagy remanens-e.

A felmérés állomássűrűsége az országos átlag, vagyis kb. 0,5 áll/km². Messzemenő következtetésekre ez nem elégséges; a hatók mélységének kiszámításában már ez önmagában is akadályt jelent. Ehhez járul még, hogy hagyományos és technikai okokból az országos áttekintő földmágneses fel-

vétel csak a földmágnesség függőleges összetevőjének anomáliáit (ΔZ) vizsgálta. A horizontális összetevőről (ΔH), amely elengedhetetlen egy viszonylag pontos hatómélységszámításhoz, ma még nincs térképünk. Ennek ellenére történt kísérlet a hatóknak közelítő számítással való meghatározására (1962, *Posgay*). Ez a vizsgálat, minthogy helyes földtani szemléletben gyökeredett (nem abból indult ki, hogy a földmágneses anomáliák a kristályos alaphegység „pseudogravitációs” domborzati képét jelzik, mint táblás vidéken, hanem tudomásul vette a magyar medence földtani realitásait, a pásztás, elszigetelt és különböző tektonikai emeletekhez tartozó hatókat), kitűnő és szemléletes eredményeket adott. Talán csak a fiatal vulkánosságnak tulajdonított valamelyest nagyobb szerepet, mint megilletné.

* * *

Néhány kőolajkutató mélyfúrás fúrómagjának vizsgálatából nyert mágneses szuszeptibilitásérték az 1962. évi *Bányászati Kézikönyv*ben található.

Az Alföld szeizmikus arcúata

Az Alföld szeizmikus arcúatát az ismertetett tektonikai emeletek kőzet-tani, földtani jellege határozza meg. Szeizmikus szempontból döntő jelentősége van a VII. tektonikai emeletnek, mert a szeizmikus hullámot ennek felszínén gerjesztik, ezen át halad, érkezik vissza és az észlelő berendezések is ennek felszínén helyezkednek el. A kőolaj is rendszerint ennek alsó szintjeiben halmozódik fel, tehát érthető, ha ennek az összletnek különös figyelmet szentelünk.

Csaknem hasonló nagy figyelmet kell szentelnünk a VI. és VII. tektonikai emelet aljzatát alkotó kőzetkomplexusnak (I–V. tektonikai emelet), a medencealjzatnak, amely – mint láttuk – a fiatal harmadkori üledékképződés általános kerete, számos esetben kedvező fizikai vezérszint és maga is nyújthat kőolajkutatói perspektívákat. Mai műszaki és tudományos fejlettségünk mellett a medencealjzat mint egységes szint a kutatás tárgya; belső szerkezetének felderítésére a kísérletek éppen csak megindultak (belső szerkezeten az I–V. tektonikai emeletek határait és az egyes tektonikai emeletek belső – pl. gyűrt – szerkezeti formáit értjük).

A medencealjzatot felépítő tektonikai emeletek szeizmikus sebességeit már részleteztük. Itt csak röviden utalunk arra, hogy az ide tartozó kőzetek szeizmikus sebessége általában > 5000 m/s, de meghaladhatja a 6000 m/s-ot is. A kréta-paleogén ún. flis sebessége nem mindig éri el az 5000 m/s-ot; Szolnok környékén például 4800 m/s-ot is mértek. A medencealjzat kőzettani változatossága és a sebességértékek eloszlása között törvényszerű összefüggést egyelőre nem ismerhetünk fel. Megjegyezzük, hogy az I. tektonikai emelet bázisos metamorfitjai és a IV. tektonikai emelet triász mészkövei a legnagyobb sebességű kőzetek.

A nagy sebességértékek azt jelentik, hogy a medencealjzat ugrásszerű sebességnövekedést mutató határfelület a medenceüledékösszlet egészéhez képest, mindenütt, ahol az utóbbi eléggé vékony ahhoz, hogy mélységgel növekvő sebessége még nem érhetne el az aljzatét. E tulajdonságánál fogva

a medencealjzat – a leírt kedvező település mellett – elsősorban (de nem kizárólag) refrakciós kutatásra kínálkozik (33. ábra). Belső szerkezetének kutatására olyan eljárást kell kidolgozni, amely

1. képes áttörni a nagy reflexiós indexű medencealjzaton;
2. a hullámfront előzetes vagy utólagos orientálásával (döntésével) alkalmazkodni képes a nagy ($> 20^\circ$) dőlésszögekhez (a hullámfrontburkolót párhuzamosítja a medencealjzat alatt levő meredek dőlésű felületekkel);
3. olyan nagy felbontóképességű, hogy a töréses tektonika útján létrejött – hagyományos eljárások szempontjából zavaró – objektumokat (töredezettség, diffraktáló vetőelek, roncsolódott övek) mint geometriai testeket szabályszerűen érzékeli.

Az 1. és 3. követelmény elsősorban a gerjesztett hullám energiáját, frekvenciaspektrumát és a kutatóberendezés elektronikus „feléledő” képességét érinti. (A Geofizikai Intézet, saját készítésű magnetofonos szeizmikus reflexiós berendezésével a medencealjzat alatti tört és gyűrt szerkezetek kutatásában – a közelmúltban – már jelentős sikereket ért el). A 2. követelmény vonatkozásában világszerte számos eljárást dolgoztak ki: a *direction shooting* (előzetes hullámfrontorientálás), a *Sonograph* és az *RNP* (utólagos hullámfrontbeállítás) az ismertebbek. Hazánkban jelenleg az utóbbival, az *irányított, szabályozott vétellezéssel* folynak kísérletek. Ezek távlati biztatók.

Valamennyi említett eljárásnak közös lényege a reflektált hullám észlelése. A medencealjzatot alkotó tektonikai emeletek belső szerkezetének kutatása semmiesetre sem refrakciós jellegű feladat, mert az egymással érintkező kőzetek érintkezési felületén nem szeizmikus sebességnövekedés várható és főleg nem lefelé, hanem elsősorban hullámellenálláskülönbség, előjelre való tekintet nélkül.

* * *

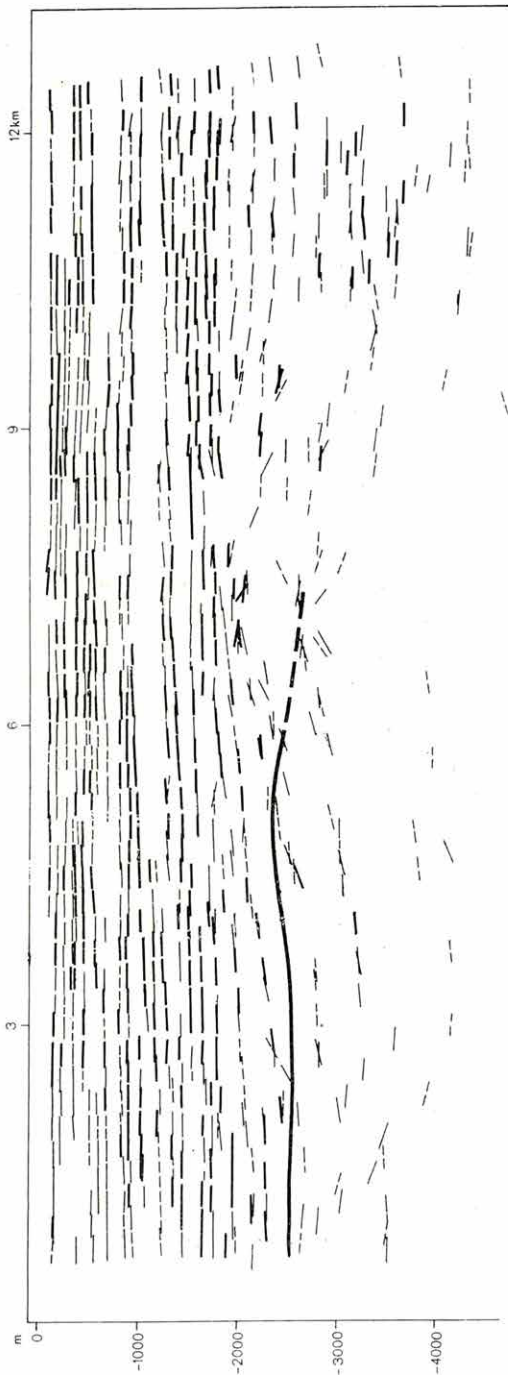
A medenceüledékösszlet döntő többségét alkotó VII. tektonikai emelet meghatározó eleme tárgyunk szempontjából a pannóniai összlet. Fejtegetésünk a továbbiakban elsősorban erre vonatkoznak.

A pannóniai összlet szeizmikus-földtani szempontból meghatározó bélyegei:

1. a kiékelődéses lencsés település (geofizikai értelemben vett fejlett mikrorétegzettség);
2. a fizikai értékek nagyvonalú függvényyszerű növekedése a mélységgel;
3. a vezérszintek ebből következő hiánya, ill. gyér volta (geofizikai értelemben vett gyenge makrorétegzettség).

Az 1. tényező azt jelenti, hogy sok kaotikus reflektáló elem (felület) létezik. A 2. és 3. tényező pedig azt jelenti, hogy refraktáló felület az összletben alig van, *Mintrop* hullámok nem is alakulnak ki, csak görbült úton bemerülő, többszörösen reflektált refrakciós hullámok.

A 3. tényezőtől még az is következik, hogy a statisztikus makrorétegzettség (a lencsétet magába foglaló egy-egy viszonylag egységes összlet) éppen ellenkező problémát vet fel, mint a minuciózus csapdakutatás (a felbontóképesség fokozása): a felbontóképesség mesterséges csökkentését írhatja elő (például alacsonyfrekvenciás felvételezésre való törekvés; az energiacsúcs áttolása a spektrum alacsonyabb frekvenciáira). Mindezek arra is utalnak,



33. ábra. Kristályos és flis aljátú medenceüledékösszet magnefonos regisztrálással készült szeizmikus reflexiók szelvénye Szohok vidékéről; a kristályos alját refrakciós szelvényével
 Фиг. 33 Сейсмический разрез осадочной толщи бассейна, подстилающейся флишевым и кристаллическим основанием по данным метода отраженных волн с магнитной записью и сейсмический разрез кристаллического основания по данным метода преломленных волн.

Fig. 33. Tape-recorded reflexion-profile of a basin-complex underlain by flyschoid and crystalline basement and the refraction profile of the latter

hogy a medenceüledékösszlet szeizmikus kutatására a reflexiós eljárás valamely válfaja alkalmazható (33. ábra).

Látható, hogy a szeizmikus kutatás módszertanában egymás ellen ható tényezők érvényesülnek, és csak komplex megoldásokkal, az ellentétes következmények ésszerű kombinációjával kaphatunk a pannóniai összletről és a medencealjzatról viszonylag teljes képet.

A pannóniai összlet szeizmikus sebessége a mélység függvénye; általában 1400 m/s és ≈ 5000 m/s között változik. Ez azt jelenti, hogy — ha vastagsága lehetővé teszi — elérheti, sőt meg is haladhatja egyik-másik aljzatkőzet sebességét. A szeizmikus sebesség izocel felületei a pannóniai összletben nagyban és egészben követik a pannóniai rétegek szerkezetét. Minthogy az utóbbiak számos helyen az aljzat domborzatával vannak összefüggésben, úgy is mondhatjuk, hogy a medencealjzat domborzata az izocel felületekben jelentkezik. Azokat a méréseket, amelyekből ezt a következtetést le lehet vonni, a dolog természeténél fogva, elsősorban az *Országos Kőolaj- és Gázipari Tröszt Szeizmikus Kutatási Üzeme* végezte. Az alább következő táblázat ennek kutatási eredményei alapján készült (1962, OKGT).

Az Alföld medenceüledékösszlete a mélyfúrások szeizmikus lyukszelvényezéséből és a reflexiós időgörbékéből számított átlagsebességek alapján a következő sebességkörzetekre osztható:
I. körzet: Battonya, Mezőhegyes, Végegyháza, Kaszaper, Pusztaszőlős, Pusztaföldvár, Csanád-apáca, Endrőd környéke.

Lyukszelvényezésből származó adatok:

$\bar{V} = 2000$ m/s	átlagosan	1080 m	mélységben
$\bar{V} = 2200$ m/s	„	1640 m	„
$\bar{V} = 2500$ m/s	„	2500 m	„

Reflexiós útigörbékéből:

$\bar{V} = 2000$ m/s	átlagosan	1020 m	mélységben
$\bar{V} = 2200$ m/s	„	1820 m	„
$\bar{V} = 2500$ m/s	„	2500 m	„

II. körzet: Madaras, Rém, Jánoshalma, Kiskunfélegyháza környéke.

Lyukszelvényezésből származó adatok:

$\bar{V} = 2000$ m/s	átlagosan	780 m	mélységben
$\bar{V} = 2200$ m/s	„	1350 m	„
$\bar{V} = 2500$ m/s	„	2650 m	„

Reflexiós útidőgörbékéből:

$\bar{V} = 2000$ m/s	átlagosan	1020 m	mélységben
$\bar{V} = 2200$ m/s	„	1460 m	„
$\bar{V} = 2300$ m/s	„	2000 m	„

III. körzet: Izsák, Kerekegyháza, Lajosmizse, Táborfalva, Kecskemét, Nagykörös, Törtel környéke.

Lyukszelvényezésből származó adatok:

$\bar{V} = 2000$ m/s	átlagosan	760 m	mélységben
$\bar{V} = 2200$ m/s	„	1100 m	„

Reflexiós útidőgörbékéből:

$$\bar{V} = 2000 \text{ m/s} \text{ átlagosan } 720 \text{ m mélységben}$$

$$\bar{V} = 2200 \text{ m/s} \quad ,, \quad 1020 \text{ m} \quad ,,$$

(Izsák kiemelkedő érték: $\bar{V} = 2000 \text{ m/s}$ 620 m

$$\bar{V} = 2200 \text{ m/s}$$
 800 m)

IV. körzet: Szandaszőlős, Szolnok, Zagyvarékas, Túrkeve, Szerep környéke.

Lyukszelvényezésből származó adatok:

$$\bar{V} = 2000 \text{ m/s} \text{ átlagosan } 1100 \text{ m mélységben}$$

$$\bar{V} = 2200 \text{ m/s} \quad ,, \quad 1620 \text{ m} \quad ,,$$

Reflexiós útidőgörbékéből:

$$\bar{V} = 2000 \text{ m/s} \text{ átlagosan } 1000 \text{ m mélységben}$$

$$\bar{V} = 2200 \text{ m/s} \quad ,, \quad 1780 \text{ m} \quad ,,$$

V. körzet: Kaba, Tatárülés, Kunmadaras, Hajdúböszörmény, Hajdúszoboszló, Debrecen, Balmazújváros, Józsa környéke.

Lyukszelvényezésből származó adatok:

$$\bar{V} = 2000 \text{ m/s} \text{ átlagosan } 980 \text{ m mélységben}$$

$$\bar{V} = 2200 \text{ m/s} \quad ,, \quad 1420 \text{ m} \quad ,,$$

Reflexiós útidőgörbékéből:

$$\bar{V} = 2000 \text{ m/s} \text{ átlagosan } 1000 \text{ m mélységben}$$

$$\bar{V} = 2200 \text{ m/s} \quad ,, \quad 1900 \text{ m} \quad ,,$$

VI. körzet: Szolnoktól keletre és északkeletre.

Lyukszelvényezésből adat nincs.

Reflexiós útidőgörbékéből:

$$\bar{V} = 2000 \text{ m/s} \text{ átlagosan } 1050 \text{ m mélységben}$$

$$\bar{V} = 2200 \text{ m/s} \quad ,, \quad 1640 \text{ m} \quad ,,$$

VII. körzet: Csepel, Gödöllő, Tura, Tóalmás, Jászberény környéke.

Lyukszelvényezésből származó adatok:

$$\bar{V} = 2000 \text{ m/s} \text{ átlagosan } 780 \text{ m mélységben}$$

$$\bar{V} = 2200 \text{ m/s} \quad ,, \quad 1240 \text{ m} \quad ,,$$

$$\bar{V} = 2400 \text{ m/s} \quad ,, \quad 1480 \text{ m} \quad ,,$$

Reflexiós útidőgörbékéből:

$$\bar{V} = 2000 \text{ m/s} \text{ átlagosan } 730 \text{ m mélységben}$$

$$\bar{V} = 2200 \text{ m/s} \quad ,, \quad 1340 \text{ m} \quad ,,$$

VIII. körzet: Mezőnyárád, Mezőnagy Mihály, Mezőkeresztes, Emőd, Nyíregyháza, Sajóhidvég, Fehérgyarmat környéke.

Lyukszelvényezésből származó adatok:

$$\bar{V} = 2000 \text{ m/s} \text{ átlagosan } 900 \text{ m mélységben}$$

$$\bar{V} = 2200 \text{ m/s} \quad ,, \quad 1300 \text{ m} \quad ,,$$

$$\bar{V} = 2400 \text{ m/s} \quad ,, \quad 1550 \text{ m} \quad ,,$$

Reflexiós mérésekből:

\bar{V} = 2000 m/s	átlagosan	940 m	mélységben
\bar{V} = 2200 m/s	„	1760 m	„
\bar{V} = 2400 m/s	„	2400 m-nél nagyobb	mélységben

* * *

Függelékkeppen (viszonylagos országos teljesség kedvéért) közlünk kis-alföldi és egyéb dunántúli adatokat is.

Kis-Alföld

A Kis-Alföld Ny-i részén:

A szombathelyi vízkutató mélyfúrásból:

\bar{V} = 2000 m/s	750 m	mélységben
\bar{V} = 2200 m/s	1100 m	„
\bar{V} = 2320 m/s	1300 m	„

A Bükk-2 mélyfúrásból:

\bar{V} = 2000 m/s	510 m	mélységben
\bar{V} = 2200 m/s	840 m	„
\bar{V} = 2775 m/s	1400 m	„

Reflexiós útidőgörbékből:

\bar{V} = 2200 m/s	800 m	mélységben
\bar{V} = 2445 m/s	2300 m	„

A Kis-Alföld K-i részén:

A Nagyigmánd 3. sz. mélyfúrásból:

\bar{V} = 2000 m/s	250 m	mélységben
\bar{V} = 2200 m/s	700 m	„
\bar{V} = 2360 m/s	1100 m	„

Reflexiós útidőgörbékből:

\bar{V} = 2200 m/s	800 m	mélységben
\bar{V} = 2445 m/s	2300 m	„

A Dunántúl többi része szintén sebességkörzetekre osztható. Ezek a következők:

I. körzet: Szulok, Görgeteg, Babócsa, Vízvár környéke.

Lyukszelvényezésből:

\bar{V} = 2000 m/s	átlagosan	980 m	mélységben
\bar{V} = 2200 m/s	„	1400 m	„
\bar{V} = 2500 m/s	„	2200 m	„
\bar{V} = 2850 m/s	„	3000 m	„

Reflexiós útidőgörbékből:

\bar{V} = 2000 m/s	átlagosan	950 m	mélységben
\bar{V} = 2200 m/s	„	1660 m	„
\bar{V} = 2400 m/s	„	2600 m	„

II. körzet: Inke, Bajcsa környéke.

Lyukszelvényezésből:

\bar{V} = 2000 m/s	átlagosan	760 m	mélységben
\bar{V} = 2200 m/s	„	1140 m	„
\bar{V} = 2600 m/s	„	1940 m	„
\bar{V} = 2800 m/s	„	2500 m	„

Reflexiós útidőgörbékéből:

\bar{V} = 2000 m/s	átlagosan	1040 m	mélységben
\bar{V} = 2200 m/s	„	1450 m	„
\bar{V} = 2400 m/s	„	2400 m	„

III. körzet: Botfa, Nagylengyel, Csatár környéke.

Lyukszelvényezésből:

\bar{V} = 2000 m/s	átlagosan	570 m	mélységben
\bar{V} = 2200 m/s	„	950 m	„
\bar{V} = 2600 m/s	„	1880 m	„
\bar{V} = 3100 m/s	„	3000 m	„

Reflexiós útidőgörbékéből:

\bar{V} = 2000 m/s	átlagosan	500 m	mélységben
\bar{V} = 2200 m/s	„	860 m	„
\bar{V} = 2500 m/s	„	1780 m	„

IV. körzet: Buzsák környéke.

Lyukszelvényezésből:

\bar{V} = 2000 m/s	átlagosan	470 m	mélységben
\bar{V} = 2110 m/s	„	600 m	„

(egyetlen mélyfúrás adata)

Reflexiós útidőgörbékéből:

\bar{V} = 2000 m/s	átlagosan	700 m	mélységben
\bar{V} = 2200 m/s	„	1480 m	„
\bar{V} = 3000 m/s	„	2950 m	„

V. körzet: Szilvág, Szentgyörgyvölgy, Csesztreg, Barabásszeg, Irsa-Vasvár, Óriszentpéter, Zalaháság környéke.

Lyukszelvényezésből:

\bar{V} = 2000 m/s	átlagosan	860 m	mélységben
\bar{V} = 2200 m/s	„	1320 m	„
\bar{V} = 2600 m/s	„	2280 m	„

Reflexiós útidőgörbékéből:

\bar{V} = 2000 m/s	átlagosan	680 m	mélységben
\bar{V} = 2200 m/s	„	1220 m	„
\bar{V} = 2500 m/s	„	2300 m	„
\bar{V} = 3000 m/s	„	4400 m	„

A táblázatok értékelésénél figyelembe kell venni, hogy

1. a mélyfúrás és a szeizmikus mérés helye nem teljesen azonos;
2. a reflektált hullám nem egészen függőleges úton terjed;
3. az időgörbékéből származó adatokat többszörös visszaverődések is terhelik.

Mindezek következtében a kétfajta adatrendszer eltér; a lyukszelvényezésből származókat tekintjük megbízhatóbbnak.

A pannóniai összlet sebességének mélységfüggvénye hatványfüggvénnyel megközelíthető (1963, *Ádám – Kúlényi*).

Feltételezhető, hogy a sebességgradiens viszonylag hirtelen változásának térbeli eloszlása a kőzetfáciesek térbeli eloszlásával összefügg. Az alsó- és felső-pannóniai alemelet közötti statisztikus fácies- és rugalmasságkülönbség nyilvánvalóan okozhatja a sebességgradiens viszonylag hirtelen változását. Ugyanígy feltételezhetjük, hogy egyéb szeizmikus paraméterek (pl. frekvencia, abszorpció) viszonylag hirtelen gradiensváltozása is összefüggésben van a medenceüledékösszlet függőleges fáciesváltozásával.

A „néma zóna” probléma

A magyar medence szeizmikus szempontból – mint az eddigiekből is kiderülhetett – általában nem könnyű terület. A medence sajátosságait éppen azért elemeztük ilyen módon (összehasonlítva a táblásvidékekkel), hogy a szeizmikus kutatás egyik-másik viszonylagos kudarcának objektív okára rámutathassunk. Amíg metodikai és műszertani fejletlenség uralkodik egy iparilag fejlődő országban, a kutatás sikertelenségéért legkönnyebben a használt kutatóberendezéseket és az alkalmazott módszereket tehetjük felelőssé. Egyik fő célja ennek a tanulmánynak, hogy megvilágítsa a kutatás elé objektív korlátokat emelő földtani viszonyokat, elősegítve ezzel azt, hogy a metodikai fejlesztést olyan témákra összpontosíthassuk, amelyek reális eredményt ígérnek.

Ez a fejtegetés annyiban jogos itt, hogy az elmúlt másfél évtizedben minden nehezen feldolgozható területet hajlamosak voltunk „néma-zóná”-nak minősíteni. A kutatások, a kísérletek sora, a felgyülemlett hatalmas anyag, a nagymérvű módszertani és műszertani fejlődés azonban differenciálta a „néma zóna” fogalmat, és ma már bizonyos rendszerezést adhatunk erről a jelenségről. Ennek a rendszerezésnek – szinte azt mondhatnánk – csak „történelmi” jelentősége van, mert a kutatások során kiderült, hogy néma zóna lényegében nem is létezik.

A szakmai szóhasználatban némának minősített területeknek három válfaja ismeretes:

1. olyan terület, ahol a szeizmogramon zavarhullám uralkodik (kedvezőtlen a jel/zaj-viszony);
2. olyan terület, ahol ettől függetlenül csak gyenge reflexiók jelet lehet nyerni;
3. olyan terület, ahol semmiféle jel (még refrakciós első beérkezés) sem nyerhető.

A néma zóna probléma tehát nem más, mint 1. jel/zaj-viszony probléma, 2. szintprobléma és 3. energiaprobléma.

Az 1. esetben a megoldást a technikai eszközök és a jártasság fejlődése megadta. A szeizmikus kutatók figyelmét éveken keresztül ez a probléma (a problémának ez az oldala) kötötte le. Jelentős anyagi áldozatokat is hoztak megoldására. Ennek megfelelően ez a kérdés ma már megoldottnak tekinthető a különféle összegezések (keverések), szűrések, robbantópont- és szeizmométercsoportosítások (sebességszűrés) segítségével. A jel/zaj-viszony javítására különösen kedvező lehetőséget nyújt a magnetofonos regisztrálás a maga tág visszajátszási lehetőségével.

A jel/zaj-viszony (zavarhullám) probléma éveken keresztül kissé méltatlanul háttérbe szorította a szintproblémát. Igaz, hogy a zavarhullám kiküszöbölésének időrendben meg kell előznie a szintprobléma vizsgálatát, de nem szabad elfelejteni, hogy a szintekről származó hasznos beérkezéseket (jeleket) csak ott lehet mentesíteni a zavarok (zajok) hatásától, ahol ilyen szintek egyáltalában léteznek. A magyar medence fiatal harmadkori összlete pedig – mint láttuk – hosszan nyomozható szintekben szegény (a legnagyobb kiterjedésű szint néhány km), néha még reflektáló felületelemeket is gyéren mutat. Ez abszolút és objektív akadálnak látszik. Mint érdekességet azonban meg kell említeni, hogy ma – fejlettebb metódika birtokában – hosszabb szinteket (33. ábra) találunk a pannóniai összletben, mint néhány év előtt, és nem valószínű, hogy közben földtani változás történt volna. Az is igaz, hogy ezek a szintek, illetve az ezekről kapott reflexiós beérkezések reflexiós jellegben nem hasonlítanak a táblásvidékek hasonló elemeihez; korántsem egységesek, nem is mindig élesek, de kétségtelenül 4–5 km horizontális kiterjedésű szintek.

A felszínig nyúló törések „néma zóná”-i (a táblás vidékek néma zónái) a hazai fiatal harmadkori összletben nem ismeretesek. Hegyvidéki medencékben és medencealjzat kibúvásainkon azonban ismeretesek felszínig nyúló törések. Ezek esetleg olyan sűrűn fordulnak elő, hogy a terület úgyszólván kizárólag „néma” zónából áll. Ez a legfontosabb oka annak, hogy hegyvidéki szeizmikus kutatásainkban a reflexiós eljárás háttérbe szorult.

A 3. típusú néma zónában teljes elnyeléssel állunk szemben. Ilyen néma zóna hazánkban csak egyetlen helyen ismeretes: a Hortobágyon. A hortobágyi néma zóna ma már néhány km²-nyi foltta összeszűkülte. Ez önmagában is mutatja – de a saharai, kínai kísérletek sikere is amellett szól –, hogy néma zóna nincs. Az energiának a talajba juttatása műszaki probléma: a robbantólyukak csoportosítását, a rengés spektrumát (a talaj által gyakorolt minden elnyelésnek van szelektív oldala), egyszóval a rengéskeltés módját érinti.

Ebben a fejezetben kell legalább néhány szóval megemlíteni, hogy a felszín minősége ugyancsak olyan földtani tényező, amely a geofizikai – első-sorban a szeizmikus és geoelektromos – kutatásokat befolyásolja. Az egyes talajfajták rendszeres ismertetésére és szeizmikus szerepének vizsgálatára azonban itt nincsen hely és nem is vágna bele ennek a tanulmánynak az alap gondolatába. Ezek az adatok a *Szeizmikus Kutatási Üzem* és a *Geofizikai Intézet* kutatási jelentéseiben megtalálhatók.

Az Alföld geoelektromos arcuata

Minthogy a geoelektromos kutatásnak a fiatal medencékben általában ugyanaz a feladata, mint a szeizmikus kutatásnak, a fiatal medence általános fizikai modellje, amelyet legplasztikusabban a szeizmikus kutatással kapcsolatban fogalmaztunk meg (medencealjzat — medenceüledékösszlet), egyben geoelektromos modell is. A geoelektromos módszernek a szerkezetkutató eljárásai kerülnek előtérbe, elsősorban a tellurikus és magnetotellurikus eljárás és dipol-ekvatoriális szondaelrendezéssel nagymélységű behatolásra alkalmasá tett vertikális elektromos szondázás. Ennek a kettőnek együttes alkalmazását komplex geoelektromos módszernek nevezzük. Vele a kvalitatív tellurikus adatszolgáltatás kvantitatívvá fokozható.

Itt ismét azzal a problémával kerülünk szembe, hogy minek a mélységét kell — és lehet meghatározni. A vizsgálat, a tapasztalat, a fedőösszlet és a medencealjzat fajlagos ellenállásának viszonya amellett szól, hogy a kutatás tárgya a medencealjzat legyen. Ebben a vonatkozásban a geoelektromos komplexus szerepe a kutatásban nagyjából azonos a szeizmikus refrakciós eljárásával. Valóban, a költségesebb szeizmikus módszert számos esetben helyettesítjük vagy kiegészítjük a jóval kevésbé költséges geoelektromos komplexussal, főleg a kutatások felderítő stádiumában.

A medenceüledékösszlet fajlagos ellenállása 10 és 100 ohm nagyságrendű, a medencealjzaté gyakorlatilag végtelen (kivéve az ún. flisövet). Van okunk feltételezni, hogy a medencealjzat egyes kőzeteinek fajlagos ellenállása mutat olyan változásokat, amelyek a fajlagos ellenállást (homogén fedőt feltételezve) anyagi jellemzővé tehetik. Ezek a változások egyúttal befolyásolják az áramtér kialakulását a fedőösszletben. A vizsgálatok erre vonatkozólag folyamatban vannak.

A felszín minősége a geoelektromos módszer alkalmazását is befolyásolja. A felszíni homok átmeneti ellenállása például elérheti az 5–10 000 ohm-t. A felszín minősége azonban itt ugyanúgy csak technikai problémát jelent, mint a szeizmikus méréseknél.

Az Alföldön a geoelektromos módszer VESZ válfaja sekély kutatási feladatot is kaphat. A vízkutatásban, a mérnökgeológiában, a síkvidéki térképezésben van jelentősége a sekély VESZ segítségével meghatározható első vízzárórtegeknek, vizes kavicslencséknek, kvartertalpnak stb. Ilyen vonatkozásban a szeizmikus módszer a geoelektromossal nem versenyezhet, de a mélykutatásban, a medencealjzat kutatásában a szeizmikus módszer célravezetőbb, nagyobb felbontóképessége következtében. A geoelektromos módszer tehát a szeizmikust teljesen nem helyettesítheti, de megelőzheti, hogy a költséges szeizmikus mérést gazdaságosan koncentrálhassuk; és kiegészítheti, hogy a képződményeket több paraméter segítségével is értelmezhesük.

Z Á R Ó S Z Ó

Ebben a tanulmányban — célkitűzéséből következően — a mélyfúrési geofizikával nem foglalkoztunk. A mélyfúrési geofizika földtani ismeretanyag-igénye jelentősen eltér a felszíni (térképező) geofizikai módszerektől; a geofizikai fúrólukszelvényezést inkább kőzettanilag kell megalapozni. A hazánkban átfúrható kőzetek aprólékos fiziko-kémiai elemzése még elvégzésre vár. A tudomány története azonban nem ismeri a tartós vákuumokat; a felmerülő feladatok előbb-utóbb megoldást nyernek. Nem kétséges, hogy így lesz ez a *karottás-kőzetan* területén is.

A mélyfúrési geofizika egyike azoknak a geofizikai kutatási ágaknak, amelyekre a közeljövőben a legnagyobb fejlődés vár. Kezdetről fogva természetesen alkalmazott komplexitása bővülni fog és egyre inkább az átfúrt kőzetek minőségi paramétereinek, továbbá az elemeloszlásnak meghatározását tekinti feladatának és valósítja meg.

Nem mulaszthattuk el ezek megemléztését tanulmányunk végén, amikor néhány szót a geofizika várható fejlődésének akarunk szentelni.

A másik módszer, amely ugyancsak nagy fejlődés előtt áll, a szeizmikus módszer. A felvételezés (hullámkeltés és észlelés) műszaki tökéletesítése, az értelmezés gépesítése és automatizálása a szeizmikus módszert rövidesen képessé teszi arra, hogy a földkérget valósággal átvilágítsa.

A geoelektromos módszer fejlődése valószínűleg a mélység és a felbontóképesség fokozása felé irányul.

A gravitációs és földmágneses kutatásban főleg a másodlagos feldolgozásoknál várható jelentősebb fejlődés, a gépi számítások tömeges alkalmazásával.

Az elkövetkező évek műszaki fejlődése új módszereket is hozhat. A nemzetközi geofizikai műszer- és módszerfejlesztésben egyre erősebb törekvés van az ásványi nyersanyagok — különösen a kőolaj — közvetlen kutatására.

* * *

A geofizikai térképezés hazánkban az ismertetett négy — klasszikus — geofizikai módszerrel történik. Minthogy földmágneses függőleges mérleggel az egész országot, graviméterrel pedig csaknem az egész országot 1 : 100 000 — 1 : 200 000 méretarányban megfelelő állomássűrűséggel felmértük (a 200 000-es színes Δg és ΔZ térképek kinyomatása 1964-ben elkezdődött), a földmágneses és gravitációs térképezés előtt a következő feladatok állanak:

1. az országos áttekintő gravimétermérés befejezése;
2. a 100 000-es szeizmikus és geoelektromos térképezés igényeinek, valamint a bányászati iparágak (elsősorban a kőolajipar) igényeinek megfelelő helyi sűrítő graviméteres mérések;
3. hegyvidéki graviméteres ún. „mikromérések”;
4. 1 : 100 000-s és ennél kisebb méretarányú Bouguer-anomália térkép-szerkesztés;
5. az ország felmérése földmágneses horizontális vagy Fanselau-féle mérleggel;
6. helyi, sűrítő földmágneses mérések, elsősorban vulkáni hegyvidékeken;
7. 1 : 100 000-s és ennél kisebb méretarányú ΔZ (esetleg ΔH) térkép-szerkesztés.

A szeizmikus és geoelektromos térképek *szinttérképek*. Azok a földtani szintek, amelyeknek szeizmikus és geoelektromos (országos) térképezése hazánkban jelenleg reálisnak látszik, a fiatal harmadkori medence aljzata, továbbá (lehetőség szerint) az alsó- és a felső-pannóniai alemelet közötti határ. A szeizmikus és geoelektromos méréseket (együtt) olyan módon kell végezni, hogy ezekről a szintekről országosan 1 : 500 000, helyi szerkezetenként (tájegységenként) pedig 1 : 100 000-es méretarányú térképeket lehessen készíteni.

A tájegységi programnál a működés és térképszerkesztés keretei a tanulmányban ismertetett tájegységek (1. ábra; megjegyzendő, hogy a Mecsek – Villányi tájegységi 100 000-es térképsorozat és magyarázó monográfiája 1965-ben már megjelent). A fiatal harmadkori medence maga is tájegységekre oszlik.

A kutatási és térképezési munka során kell megvalósulnia a tanulmányban tárgyalt és itt összefoglalt műszer- és módszerfejlesztésnek is. Az utóbbiakban azonban *export*-szempontokra is tekintettel kell lennünk (a műszerkonstrukciókban például nem szabad figyelmen kívül hagynunk a *táblásvidékek* követelményeit, geofizikai földtanát).

Ezek a belátható 15 év perspektívái. A tudomány és technika mai fejlődésének korában távolabbra nem láthatunk.

* * *

A szerző köszönetét fejezi ki mindazoknak, akik a tanulmány elkészítésében bírálattal, tanáccsal, adatokkal vagy munkával segítettek: a lektorokon kívül *Dr. Dank Viktornak*, *dr. Fülöp Józsefnek*, *dr. Kertai Györgynek*, *Molnár Károlynak*, *Pintér Annának*, *Rádlér Bélának*, *dr. Stegena Lajosnak* és *dr. Vitális Sándornak*, *Dr. Jámbor Áron* a tektonikai emeletek rendszerének kidolgozásában és az ábrák szerkesztésében nyújtott rendkívül nagy segítséget.

A kézirat, a bibliográfia és az illusztrációk szerkesztésében *Nagy Magdolna*, *Buday Tibor*, *Szeghalmi Györgyné* és *Balogh Mária* végeztek értékes munkát.

Köszönet illeti a *M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Igazgatóságát* azért, hogy lehetővé tette a tanulmány elkészítését és adatainak nyilvánosságra hozatalát.

IRODALOM

- Ádám O.*, 1952: Jelentés az 1013 sz. szeizmikus mérőcsoport 1952. évben Zalaegerszeg környékén végzett mérési munkáiról, ELGI.*
- Ádám O.*, 1953: Jelentés a III. sz. szeizmikus csoport által 1953 júliusában Mihályi és Szany között végzett reflexiós szeizmikus mérésekről, ELGI.
- Ádám O.*, 1953: Jelentés az I/V. sz. szeizmikus csoport 1953. évi III. 1-től VIII. 1-ig tartó működéséről, Mihályi–Pinnye–Vát környéki területen végzett reflexiós szeizmikus mérésekről, ELGI.
- Ádám O.*, 1953: Jelentés a III. sz. szeizmikus csoport 1953. aug. 1-től nov. 15-ig Zalaegerszeg környékén végzett reflexiós szeizmikus méréseiről, ELGI.
- Ádám O.*, 1954: Jelentés az 1954. évi Pécs környéki szeizmikus mérésekről, ELGI.
- Ádám O.*, 1955: Jelentés az 1955. évi Komló környéki szeizmikus mérésekről (összefoglaló jelentés), ELGI.
- Ádám O. – Kilyéni É.*, 1963: Determination of the approximate velocity-depth function from refraction travel-time curves, *Acta Technica*, 43, 3–4. Budapest.
- Balkay B.*, 1960: The tectonics of the cenozoic volcanism in Hungary, *Annales Univ. Sci. Budapestiniensis, Sectio Geol. Tom. III.*
- Balkay B.*, 1961: On the neozoic magma tectonics of Hungary, *Acta Geologica, Tom. VII. Fasc. 1–2.*
- Balogh K.*, 1961: Az északmagyarországi mezozoikum, *M. Áll. Föld. Int. Évk. XLIX. kötet.*
- Balogh K.*, 1964: A Bükkhegység földtani képződményei, *M. Áll. Földt. Int. Évk. XLVIII. kötet, 2. füzet.*
- Baranyi I.*, 1960: A VII. sz. kutatási csoport 1960. évi jelentése a Mecsek hegység Ny-i szegélyén, valamint Mórától D-re elhelyezkedő területen végzett geoelektromos és mágneses kutatások eredményeiről, MÉV.*
- Baranyi I.*, 1961: Jelentés a Mecsek–Villányi hegységek között 1961. évben végzett geoelektromos és mágneses mérésekről, MÉV.
- Baranyi I.*, 1961: Jelentés Nyugatszenterebét és Nagyváty környékén 1961. évben végzett geoelektromos és mágneses mérésekről, MÉV.
- Baranyi I. – Jámor Á.*, 1962: A komplex geofizikai kutatások és geológiai vizsgálatok eredményeinek felhasználása a DK-Dunántúl területén az alaphegység kutatásában, *Magyar Geofizika, III. évf. 3–4. sz.*
- Bartels J. – Runcorn S. K. – Flüggé P.*, 1956: *Handbuch der Physik, Band XLVII. Geophysik I.* Berlin – Göttingen – Heidelberg.
- Bartók L.*, 1962: A nógrádi barnaköszénterület földtani vizsgálata. Kandidátusi értekezés. Kézirat.
- Beloussov, V. V.*, 1962: *Basic Problems in Geotectonics*, Mc Graw-Hill, New-York.
- Boldizsár, T.*, 1958: New Terrestrial Heat-Flow Values from Hungary, *Geofizica Pura e Appl.* 39.
- Bott M. H. P.*, 1963: Two methods applicable to computers for evaluating magnetic anomalies due to finite three dimensional bodies, *Geophysical Prospecting, Vol. XI. No. 3.*
- Csalagovits I.*, 1959: A trachidolerit rendszerezése, a mediterrán és atlanti provinciák genetikájának transzsvaporizációs kapcsolatai, *Geokém. konf.*, Budapest.
- Dank V.*, 1963: A Nagyalföld déli részének mélyföldtani viszonyai. Kandidátusi disszertáció.
- Dobrin M. B. – Lawrence Ph. L. – Senghush R.*, 1954: Surface and near surface waves in the Delaware Basin, *Geophysics, Vol. XIX. No. 4.*
- Dubay L.*, 1956: A nagylengyeli terület mélyföldtani viszonyai, *Földtani Közöny, 86.*

* Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet
Mecseki Érebánya Vállalat

- Facsínay L. – Tolmár Gy. – Varga I.*, 1964: A Déltiszántúl geológiai és geofizikai elemzése. Előadás a Magyar Geofizikusok Egyesületének szimpoziumán.
- Facsínay L. – Bagó R.*, 1965: Az analitikus folytatások módszerének vizsgálata és gyakorlati alkalmazásának lehetőségei a gravitációs kutatásban, Geofizikai Közlemények, XIV. kötet, 1–2. sz.
- Fülöp J.*, 1964: A Bakony hegység alsókréta-kori képződményei. Doktori disszertáció, Geologica Hungarica.
- Gálfi J. – Stegena L.* 1959: Mélységi reflexiók és a földkéreg szerkezete a Magyar medencében, Geofizikai Közlemények, VIII. 4.
- Groholy T. – Rumpler J. – Tolmár Gy.*, 1957: Jelentés az 1956. évi nagylengyeli fáziskorrelációs refrakciós mérésekről, OKGT.*
- Groholy T. – Rumpler J. – Várnai L.*, 1958: Jelentés a 2157 sz. szeizmikus csoport bajai kutatási területen végzett részletező reflexiós és refrakciós munkálatairól, OKGT.
- Groholy T. – Rumpler J. – Várnai L.*, 1958: Jelentés az 1955. évi Dél-Balaton-i reflexiós és refrakciós szeizmikus mérésekről, OKGT.
- Groholy T. – Rumpler J.*, 1958: Jelentés az 1957. évben Lovászi–Budafa környékén végzett fáziskorrelációs refrakciós mérésekről, OKGT.
- Groholy T. – Várnai L. – Hámor N.*, 1959: Jelentés az 1957–58. évben Törtel–Nagykörös kutatási területen végzett részletező reflexiós és refrakciós munkálatokról, OKGT.
- Groholy T. – Rádler B.*, 1961: Jelentés a Vasvár és környéke kutatási területen 1960-ban végzett reflexiós és korrelációs refrakciós mérésekről, OKGT.
- Healy, I. H. – Press F.*, 1964: Geophysical studies of basin structure along the eastern front of the Sierra Nevada, California, Geophysics, Vol. XXIX. No. 3.
- Hobot J.*, 1964: Összefoglaló jelentés az 1961–62–63-ban Déldunántúlon végzett tellurikus mérésekről, ELGI.
- Hobot J.*, 1965: Jelentés az Északmagyarországon 1964-ben végzett tellurikus mérésekről, ELGI.
- Hoffer E.*, 1959: Jelentés a Dunántúl délkeleti részén az 1959. évben végzett 1,5 km közű áttekintő földmágneses mérések eredményeiről, ELGI.
- Jantsky B.*, 1957: A Velencei-hegység földtana, Geologica Hungarica Ser. Geol. 10.
- Jósa E.*, 1965: Jelentés az Északmagyarországon 1964-ben végzett geoelektromos sekélyszondázásokról, ELGI.
- Kádár J. – Boda V.*, 1959: Jelentés az 1958. évben Battonya–Tótkomlós–Nagyszénás–Ferenccsallás kutatási területen végzett reflexiós és fáziskorrelációs refrakciós mérésekről, OKGT.
- Kántás K. – Scheffer V.*, 1949: A Dunántúl regionális geofizikája, Földtani Közöny, LXXIX. kötet.
- Kertai György*, 1957: A magyarországi medencék és a kőolajtelepek szerkezete a kőolajkutatás eredményei alapján, Földtani Közöny, LXXXVII. kötet.
- Kilczér Gy.*, 1958: Jelentés a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet I/2. szeizmikus csoportjának az 1958. évben Kővágószőlős környékén végzett méréseiről, ELGI.
- Király E.*, 1965: Jelentés az Északmagyarországon 1964-ben végzett dipol ekvatoriális mérésekről, ELGI.
- Király E.*, 1965: Jelentés az 1964. évben Szolnok és környékén végzett dipol ekvatoriális mérésekről, ELGI.
- Koenigsberger I. G.*, 1938: Terrestrial Magnetism. Vol. 43. Ohio, L. A. Bauer.
- Korshunov A.*, 1955: On surface waves in loose materials of the soil, Geophysical Prospecting III. No. 4.
- Kovács Gy.*, 1961: Jelentés az 1960–61. évben Kerekegyháza–Lajosmizse kutatási területen végzett átnézetes korrelációs refrakciós és részletező reflexiós mérésekről, OKGT.
- Kőrössy L.*, 1962: A nagy magyar Alföld mélyföldtani és kőolajföldtani viszonyai. Kandidátusi disszertáció.
- Kőrössy L.*, 1964: Tectonics of the basin areas of Hungary, Acta Geologica VIII. 1–4.
- Krugljakova G. I.*, 1961: Kőzetek korviszonyainak kimutatási lehetősége mágnességük alapján, Gosztoptyehizdat, Moszkva.
- Lakatos S.*, 1954: Jelentés a Pusztavámon és Vasas II-n végzett geoelektromos szénkutató mérésekről, ELGI.

* Országos Kőolaj és Gázipari Tröszt (Szeizmikus Kutatási Üzem)

- Lányi J., 1961: Jelentés az Oroszlány – Bokod környékén az 1961. évben végzett refrakciós mérésekről, ELGI.
- Lányi J., 1961: Jelentés az Eplény – Bakonybél környékén az 1961. évben végzett szeizmikus mérésekről, ELGI.
- Lányi J., 1962: Jelentés az 1962. évben Bokod – Pusztavám környékén végzett szeizmikus mérésekről, ELGI.
- Lányi J., 1963: Jelentés az 1963. évben Balinka környékén végzett szeizmikus mérésekről, ELGI.
- Lendvai K. – Lambert F., 1960: Jelentés a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet I/2. szeizmikus csoportja által az 1960. évben Kán – Kaposvár között végzett szeizmikus mérésekről, ELGI.
- Lendvai K., 1961: Jelentés a mecseki távlati kutatások keretében 1961-ben végzett szeizmikus mérésekről, ELGI.
- Lendvai K., 1962: Jelentés a mecseki távlati kutatások keretében 1962-ben végzett szeizmikus mérésekről, ELGI.
- Lendvai K., 1966: A bolyi medence, Geofizikai Közlemények XV. 1 – 2. Sajtó alatt.
- Lóczy L. id., 1913: A Balaton környékének geológiája és morfológiája. Balatonmonográfia 1. k. 1. rész, 1. sz.
- Márton P., 1959: Jelentés a 4/58 sz. szeizmikus csoport szigetvári kutatási területen végzett részletező reflexiós, refrakciós és kombinált méréseiről, OKGT.
- Márton P., 1961: Jelentés az 1959–60. évben Mezökeresztes – Kerecsend környékén végzett korrelációs refrakciós mérésekről, OKGT.
- Miklós G., 1961: Jelentés a Szigetvár környékén 1959–60. évben végzett részletező reflexiós és átnézetes korrelációs refrakciós mérésekről, OKGT.
- Mituch E., 1961: Jelentés az I/2. sz. szeizmikus csoport 1961. évi Hegyközben végzett szeizmikus refrakciós méréséről, ELGI.
- Mituch E. – Posgay K. – Sedy L., 1964: Szélesszögű reflexiók alkalmazása a kéregkutatásban, Geofizikai Közlemények XIII. 2.
- Mituch E., 1964: A hazai szeizmikus kéregkutatás újabb eredményei, Geofizikai Közlemények XIII. 3.
- Molnár K., 1955: Jelentés a Komló környékén az 1955. évben végzett földmágneses mérések eredményeiről, ELGI.
- Molnár K., 1956: Jelentés a Komló környékén az 1956. évben végzett földmágneses mérések eredményeiről, ELGI.
- Munkaközösség, 1964: A Mecsek és a Villányi hegység geofizikai kutatásának eredményei, A M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Évkönyve, I. kötet.
- Muratov M. V., 1962: Isztórija tektoniceszkovo razvitija alpiszknoj szkladcsatoj oblaszti jugosvoztocnoj Jevropü i Maloj Azii, Izvesztija Akademii Nauk SzSzsZR. Szerija geologiceszkaja, 2. kötet.
- Nemesi L., 1965: Jelentés az 1964. évben Szolnok és környékén végzett tellurikus mérésekről, ELGI.
- Noszky J. id., 1927: A Mátra-hegység geomorphologiai viszonyai, Debreceni Tisza István Tud. Társ. Honism. Biz. kiadv., 3., Karcag.
- Noszky J. id., 1940: A Cserhát-hegység földtani viszonyai, M. Tájak Földt. Leírása, 3.
- Noszky J. ifj., 1943: Földtani vázlat az Északi Bakony belső részéből, Földtani Intézet, Évi Jelentés 1939–40-ről.
- OKGT Szeizmikus Kutatási Üzem, 1962: A Kőolajipari Szeizmikus Kutatási Üzem által végzett szeizmokarottázs és reflexiós mérések alapján számított sebességek adatainak összefoglaló táblázata.
- Ottlik P., 1958: Jelentés az I/1 sz. szeizmikus csoport 1958. évben Reesk és Verpelét környékén végzett méréseiről, ELGI.
- Pantó G., 1948: Szerkezeti és ércépződési megfigyelések a rudabányai vasérvonulaton, Földtani Intézet, Beszámoló a vitaulésekről, X. kötet 1–5 füzet.
- Pantó G., 1951: A recki Lahóca felépítése és érce, Földtani Közöny, LXXXI. kötet.
- Pantó G., 1952: The role of ignimbrites in the volcanism of Hungary, Acta Geologica, V., 3–4.
- Pantó G., 1964: A Tokaji hegység harmadkor előtti képződményei. Előadás a M. Áll. Földtani Intézet 1964. márc. 10-i beszámoló ülésén.
- Pantó G., 1965: Helyzetkép a Tokaj – Szalánci hegység és a Zempléni dombvidék földtani megismeréséről; a Magyarhoni Földtani Társulat 1965 júniusi vándorgyűlése, Sárospatak. Előadás.

- Pálos M.*, 1953: Jelentés az 1953. évi Tát környékén végzett szeizmikus mérésekről, ELGI.
- Pálos M.*, 1953: Jelentés az 1953. évben Pécs környékén végzett szeizmikus mérésekről, ELGI.
- Pálos M.*, 1955: Jelentés az 1955. évi Tatabánya környéki szeizmikus mérésekről, ELGI.
- Pethő M.*, 1952: Jelentés az 1014. sz. szeizmikus csoport 1952. évben végzett mérési eredményeiről, ELGI.
- Pethő M.*, 1956: Jelentés a Sümeg, Nyírad, Halimba és Gánt környékén 1955–56. évben végzett kísérleti szeizmikus refrakciós mérésekről, ELGI.
- Pethő M.*, 1957: Jelentés a Balatonhídvég környékén 1957. évben végzett szeizmikus refrakciós mérésekről, ELGI.
- Péter Gy.*, 1952: Jelentés Pécsvárad – Mohács – Villány – Űszög közötti területen Nörgaard graviméterrel végzett mérésekről, ELGI.
- Pintér A. – Ádám O. – Szénás Gy.*, 1964: A magyar medence regionális gravitációs értelmezési problémái, Geofizikai Közlemények, XIII. kötet 3. sz.
- Pintér A. – Szabó G.*, 1965: Hegyvidéki gravimétermérések magassági korrekciója, Geofizikai Közlemények XIV. k. 3–4. sz.
- Posgay K.*, 1953: Jelentés a Mátraverebély, Nenti, Mátranovák környékén végzett sekélyszeizmikus mérésekről, ELGI.
- Posgay K.*, 1953: Jelentés az 1953. évi zsámbéki szeizmikus mérésekről, ELGI.
- Posgay K.*, 1955: Jelentés a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet I/2 sz. szeizmikus csoportjának 1955. évben az esztergomi szénmedencében végzett refrakciós szeizmikus méréseiről, ELGI.
- Posgay K.*, 1956: Jelentés a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet I/2 sz. szeizmikus csoportjának 1956. évben az Esztergom vidéki és Pilisszentlászló, Pilisvörösvár környéki szénmedencében végzett refrakciós méréseiről, ELGI.
- Posgay K.*, 1962: A magyarországi mágneses hatók áttekintő térképe és értelmezése, Geofizikai Közlemények, XI. kötet, 1–4. sz.
- Rádler B. – Groholy T.*, 1961: Jelentés az 1960. évben Tét környékén végzett reflexiós és refrakciós szeizmikus mérésekről, OKGT.
- Reményi Gy.*, 1964: Jelentés az 1963. évben Szekszárd – Baja – Mohács – Gara térségében végzett graviméter mérésekről, ELGI.
- Schafarzik F. – Vendl A.*, 1929: Geológiai kirándulások Budapest környékén, Földtani Intézet kiadv., Budapest.
- Schréter Z.*, 1940: Nagybátony környéke, M. Tájak Földtani Leírása, 2.
- Sebestyén K.*, 1953: Jelentés a velemi Szent Vid hegyen végzett geoelektromos mérésekről, ELGI.
- Sebestyén K.*, 1954: Összefoglaló jelentés a Velem környékén végzett geoelektromos mérésekről, ELGI.
- Sólyom F.*, 1953: Az északi és déli Gerecse földtani felvétele, Földtani Intézet, Évi Jelentés 1950-ről.
- Stegena L.*, 1958: A Nagyalföld geotermikus viszonyai, Geofizikai Közlemények, VII. 3–4.
- Stegena L.*, 1963: A magyarországi földi hőáram kérdéséhez (Zur Frage des ungarischen Wärmefusses), MTA Műszaki Tud. Oszt. Közl. 32. 1–4.
- Sümeghy J.*, 1947: Adatok az Alföld földtani felépítéséhez, Földtani Intézet, Évi Jelentés, Függelék 9.
- Sz. Kilényi É. – Szénás Gy.*, 1959: Jelentés a Szombathely környékén 1959. IX. hó 1–27. között végzett szeizmikus mérésekről, ELGI.
- Szabadvány L.*, 1955: Jelentés a Tarna-völgyi geoelektromos feltalajkutatásról, ELGI.
- Szabadvány L.*, 1956: A zobáki ikeraknánál 1956-ban végzett geoelektromos mérések, ELGI.
- Szabadvány L.*, 1964: Jelentés az 1961., 1962. és 1963. évben Hajdú megyében végzett nagymélységű szondázásokról, ELGI.
- Szabadvány L.*, 1964: Nagymélységű geoelektromos szondázások alkalmazása fiatal harmadkori medencében, Geofizikai Közlemények, XIII. kötet, 4. sz.
- Szabó G.*, 1955: Jelentés az 1955. évben Komló környékén végzett graviméter mérésekről, ELGI.
- Szabó G.*, 1956: Jelentés a Mecsek hegységben és környékén az 1956. évben graviméterrel végzett mérésekről, ELGI.
- Szabó G.*, 1958: Jelentés a Mecsek–Villányi hegységben és környékén az 1958. évben Heiland 66. sz. graviméterrel végzett mérésekről, ELGI.
- Szabó I.*, 1964: Lagunáris-tengeri felsőperm a Bicskei medencében. Előadás a M. Földtani Társulat 1964. április 8-án tartott ülésén.
- Szabó J.*, 1962: Geofizikai módszerek alkalmazásának eredményei és további perspektívája a Mecsek hegységi ércutatásban, Magyar Geofizika, III. évfolyam, 3–4. sz.

- Szádeczky – Kardoss E.*, 1938: Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene, A Bánya- és Kohómérnöki Osztály Közl., Sopron, X. köt., II. rész.
- Szádeczky – Kardoss E. – Vidacs A. – Varrók K.*, 1959: A Mátra-hegység neogén vulkanizmusa, MTA Geokém. Konf. Munk. I. Budapest.
- Szebenyi L.*, 1948: A Vashegy magyarországi részének földtani viszonyai, Jel. a Jöv. Mélykút. 1947–48. évi Munk.
- Szentes F.*, 1943: Aszód távolabbi környékének földtani viszonyai, M. Tájak Földtani Leírása, 4.
- Szentes F.*, 1943: Salgótarján és Pétervárasra közötti terület, M. Tájak Földtani Leírása, 5.
- Székyné Fux V. – Barabás A.*, 1953: A dunántúli felső-eocén vulkánosság, Földtani Közlemény, 83. kötet.
- Szénás Gy.*, 1952: Jelentés az 1012. sz. szeizmikus csoport 1952. évi működéséről, ELGI.
- Szénás Gy.*, 1954: Jelentés a bauxit fekvőjének meghatározására végzett kísérleti szeizmikus refrakciós mérésekről, ELGI.
- Szénás Gy.*, 1954: Jelentés az Urkút környékén mangánércutatás céljából végzett kísérleti szeizmikus refrakciós mérésekről, ELGI.
- Szénás Gy.*, 1954: Jelentés a szajlai völgyzárógát alapozási szintjének meghatározására végzett szeizmikus refrakciós mérésekről, ELGI.
- Szénás Gy.*, 1955: Jelentés a Rudabánya környékén 1955-ben végzett kísérleti szeizmikus mérésekről, ELGI.
- Szénás Gy.*, 1955: Előzetes jelentés a recski rézérces andezittufa refrakciós kutatásáról, ELGI.
- Szénás Gy.*, 1956: Jelentés a Mecsek hegységben az 1956. év folyamán geofizikai módszerekkel végzett nyersanyag kutatásról (a régebben végzett szerkezetkutató gravitációs és az 1953 év óta végzett szeizmikus refrakciós mérések eredményeinek összefoglalásával), ELGI.
- Szénás Gy. – Kélczer Gy.*, 1956: Jelentés a Mecsek hegység területén az 1956. évben végzett szeizmikus kutatásról, ELGI.
- Szénás Gy.*, 1957: Jelentés a soproni Geofizikai Laboratórium tellurikus obszervatóriumának környékén az 1957. évben végzett refrakciós alaphegységkutatásról, ELGI.
- Szénás Gy.*, 1958: Geofizikai Teleptan, Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Szénás Gy.*, 1959: Jelentés a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet III. sz. szeizmikus csoportjának az 1959. évben a Mecsek hegységben végzett szeizmikus méréseiről, ELGI.
- Szénás Gy.*, 1959: A szeizmikus módszer kifejlesztésének és alkalmazásának egyes kérdései, Geofizikai Közlemények, VIII. 4.
- Szénás Gy. – Sedy L.*, 1962: Jelentés a Velencei hegység ÉNy-i peremén 1962-ben végzett szeizmikus kutatásról, ELGI.
- Szöts E.*, 1956: Magyarország eocén (paleogén) képződményei, Geologica Hungarica Ser. Geol. 9
- Taege H.*, 1936: A Bakony regionális geológiája, Geologica Hungarica Ser. Geol. 6.
- Tanni L.*, 1942: On the isostatic structure of the Earth's crust in the Carpathian countries and the related phenomena, Annales Acad. Sci. Fennicae, Ser. A. III., Helsinki.
- Tatár J.*, 1958: A velencei gránitpluton szerkezetvizsgálata radiometriás módszerrel. Kandidátusi disszertáció.
- Vadász E.*, 1935: A Mecsek hegység, M. Kir. Földtani Intézet, Stádium, Budapest.
- Vadász E.*, 1960: Magyarország földtana, Akadémiai Kiadó, Budapest.
- Varrók K.*, 1955: Felsőcsatár környékének földtani felépítése, talkum és vasércelőfordulásai, Földtani Intézet, Évi Jelentés 1953-ról, II. rész.
- Varrók K.*, 1963: Földtani vizsgálatok a Kőszegi-hegységben. Földtani Intézet, Évi Jelentés 1960-ról.
- Vendl M.*, 1929: Die Geologie der Umgebung von Sopron, Soproni Bány. Erdöm. Főisk. Közl., 1.
- Vendl M.*, 1930: Sopron környékének geológiája, II. r., Erdészeti Kísérletek, 32.
- Vitális S.*, 1940: Földtani megfigyelések a Salgótarjáni szénmedencében, Földtani Közlemény LXX. kötet.
- Wein Gy.*, 1961: A szerkezetalakulás mozzanatai és jellegei a Keleti Mecsekben, M. Áll. Földtani Intézet Évkönyve, XLIX. kötet.
- Zilahy Sebess L.*, 1964: Regionális és maradékanomáliák meghatározása gépi számítással, Geofizikai Közlemények, XIII. kötet, 3. sz.

Д. СЕНАШ:

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ В ВЕНГРИИ

Вся территория Венгрии может рассматриваться как третичный срединный бассейн. Опускание образований до третичного возраста началось в палеогене. Слои палеогена встречаются и в бассейне равнины (Большой низменности), однако устойчивое опускание имело здесь место только в миоцене, а окончательное завершение его произошло в паннонском ярусе. В соответствии с этим на территории Большой низменности осадочные отложения бассейна представлены в основном неогеновыми образованиями. В наибольшем количестве встречаются паннонские пласты песков, глин и мергелей. В преобладающей части бассейна основание бассейна покрыто непосредственно паннонскими отложениями. Описанный неравномерный режим процесса оседания уже само по себе показывает, что опускание блоков основания бассейна произошло не единообразно (не с равной скоростью) и не монотонно.

Этим объясняется, почему вся территория страны (почти совпадающая со *всем* паннонским бассейном) рассматривается как срединный бассейн. С такой точки зрения возвышенности страны представлены по существу основанием бассейна, оставшимся — по некоторым причинам — в приподнятом положении, мощность покрова которого равна нулю.

Значительному опусканию бассейна в миоцене предшествовала интенсивная вулканическая активность. Благодаря последней на окраинах опустившегося участка (на прибортовых частях современного бассейна), на дневной поверхности появились материалы основного типа (в основном андезиты), в то время, как во внутренних частях бассейна прогиб заполнялся главным образом огромным количеством (около 10.000 км³) пирокластических пород (туфов, игнимбритов) (1962, Панто).

Срединный бассейн Венгрии с окаймляющим его Альпийско—Карпатским орогеническим горным поясом, образует единый тектонический блок. Проведенные за последнее время работы методом ГСЗ (1964, Митух—Пожгаи—Шеди) показали, что мощность земной коры в Венгрии значительно меньше среднемирового значения и составляет не больше чем 24—26 км. В то же время поверхность Конрада находится на больших глубинах от дневной поверхности, по сравнению с обычными глубинами ее залегания. По имеющимся в настоящее время сведениям такое явление может объясняться только следующим предположением.

Земная кора была нарушена снизу за счет плавления. Повидимому пластическая деформация Альпийско—Карпатского орогенеза выделила достаточное для плавления количество тепла. Расплавленное вещество проникло через разрывы коры на дневную поверхность того времени. Та-

ким образом может объясняться наличие упомянутого огромного количества пирокластических отложений, частично обуславливающих необычные геотермические аномалии Венгрии, а также значительное расстояние поверхности Конрада от дневной поверхности. Поскольку кора была нарушена снизу, при стремлении к достижению изостатического равновесия она должна была нарезаться сверху (таким путем образовался молодой третичный бассейн); поверхность Конрада должна была перемещаться параллельно дневной поверхности того времени — т. е. мощность земной коры в нашей стране должна измеряться не с сегодняшней поверхности, а с основания молодого третичного бассейна.

Изостатическое равновесие, к достижению которого стремилась эта часть коры, могло быть достигнуто только совместно с Карпатским поясом. Это связано с тем, что в течении своей геологической истории эти два элемента коры повидимому достигли равновесия только совместно, в большей или меньшей мере при помощи друг друга. Когда один из них оказался внизу (покрыто водой), то другой находился наверху (в приподнятом, сухом положении). Они даже в настоящее время образуют — согласно Тани — изостатическое единство. Однако это не препятствует отдельным тектоническим блокам 4-ой степени иметь определенную самостоятельную жизнь (изостатическое положение Карпатского бассейна является статистической результирующей самостоятельной жизни отдельных тектонических элементов).

Именно в настоящее время эти проблемы подвергаются тщательному анализу. Хотя пока не получен окончательный вывод по этим вопросам, но все же необходимым оказывается их рассмотрение для получения основы для дальнейшего описания специфических особенностей молодого третичного бассейна.

* * *

Описание тектонических блоков, слагающих Венгерский бассейн, а также их основных геофизических параметров дается в нижеследующем (фиг. 2.)

Тектоническая фаза 1. Комплекс протерозойских катамезометаморфитов и мигматитных гранитов. Наличие этой фазы предполагается во всех районах страны и она обнаружена в некоторых из них. Входящие в этот комплекс породы имеют большую плотность ($\approx 3,0$ г/см³), бесконечное удельное сопротивление; скорость распространения в них упругих волн превышает 5000 м/сек. Серпентинитовые, амфиболитные жилы являются сильно намагниченными с наведенной магнитностью, равной в основном ($Q=0$).

Во внутреннем строении этой тектонической фазы (ТФ) выявлена древняя складчатость. Напластование является вторичным и обычно далеко негоризонтальным. Диапазон глубин колеблется от ноля до нескольких километров. Каждая из более молодых ТФ может находиться отдельно или совместно на описываемой ТФ (фиг. 2.).

Поверхность данной ТФ носит следы эрозии (несогласие); топография поверхности не имеет связи или имеет лишь нераспознаваемые связи со внутренним строением.

Тектоническая фаза 2. В комплекс этой фазы входят древнепалеозойские филлиты, известковые филлиты, кристаллические сланцы, кварциты и кристаллические известняки. Этот цикл кончается в нижнем карбоне в Северной Венгрии. На территории Большой Венгерской низменности (основная часть Равнины) эта ТФ пока не выявлена.

Физические свойства горных пород здесь близки к физическим свойствам пород ТФ-1. Основная разница заключается в том, что плотность и сейсмическая скорость филлитов несколько занижены ($\sigma \approx 2,5-2,8 \text{ г/см}^3$, $V \approx 4300-5600 \text{ м/сек}$) и весь комплекс немагнитизируемый.

Описываемый комплекс характеризуется складчатостью, его напластование является вторичным и далеко негоризонтальным. Топография его рельефа носит черты размыва и она является результатом молодой складчатой тектоники, а не древней складчатости. Диапазон глубин его залегания колеблется в пределах от нуля метров до нескольких километров. Каждая из более молодых ТФ может покрывать этот комплекс отдельно или совместно. В Венгрии ТФ-1 и ТФ-2 представляют собой кристаллический фундамент, который, в свою очередь, в значительной части бассейна является одновременно и непосредственным основанием осадочных отложений третичного бассейна.

Тектоническая фаза 3 распространяется только на верхний карбон. ТФ-3 выявлена в некоторых районах. Наличие ее предполагается и в основании Большой Венгерской низменности. Ее породы являются в основном сланцеватыми. Их структура свидетельствует о вариссийском орогенезе.

Физические свойства горных пород этой ТФ характеризуются следующими величинами: плотность $\approx 3,0 \text{ г/см}^3$; сейсмическая скорость ближе к 6000 чем к 5000 м/сек. Удельное сопротивление, как правило, бесконечное (насыщение графитом или антрацитом может занижать последнее). Магнитная восприимчивость является пренебрегаемой.

Для ее строения характерна складчатость. Поверхность залегает несогласно. Весь комплекс располагается в диапазоне глубин от нуля до сотни метров.

Тектоническая фаза 4 представляет собой крупный цикл осадкообразования, начавшийся в нижне-пермском континентальном периоде и продолжавшийся — с локальными перерывами — до нижнего мела. ТФ-4 встречается во всех районах, за исключением возвышенностей района Западного Кёсега и Шопрона.

Начиная от этой ТФ геологическая история Венгерского бассейна полностью изменилась и в значительной мере отличалась от более ранних периодов. В то время, когда в современном бассейне германотипные движения этой ТФ проходили более или менее? согласно предыдущим тектоническим направлениям, сформировалась геосинклиналь Карпатского пояса. Последний пересек древние горные сооружения и обрамил бассейн со своей специфической дугой, оказываясь при этом способным направлять всеми следующими тектоническими синопейрогенетическими событиями бассейна.

Исключительная неоднородность данной ТФ связана с ее широким диапазоном стратиграфии и с относительно активным началом молодых тектонических движений. Эта фаза не может быть описана так коротко, как предыдущие. Но все же необходимо сделать некоторые общие заклю-

чения, именно о том, что горные породы этой ТФ покрывают весь диапазон осадочных пород и ее изверженные породы характеризуются преобладанием основных вулканических пород.

Основные черты тектоники этой фазы характеризуются сбросо-сдвигами и сбрососкладчатостью. Топография поверхности описываемого комплекса, по сравнению с предыдущими ТФ, связана более тесно со внутренней его складчатостью.

Эта ТФ широко известна в виде обнажений. Однако любые ее составляющие могут находиться и на глубине в несколько километров. На фиг. 2. показано, как этот комплекс залегает на предыдущих, как отдельные его компоненты покрывают друг друга и как он подстилает более молодые ТФ.

Благодаря преобладанию сбросового строения, слои и границы разделов этой фазы имеют залегание, более близкое к горизонтальному, чем слои предыдущих ТФ. В то же время встречаются и складчатые члены (напр. гора Мечек), а также только легко наклонные члены (напр. гора Баконь).

Благодаря всему вышеизложенному, физические свойства горных пород весьма разнообразны как в пределах одного и того же района, так и между данными типами ТФ 4 различных районов. Следует отметить, что средние величины физических свойств горных пород ТФ 4 занижены по сравнению с более древними ТФ за исключением известняков и доломитов триаса. Последние (принимая во внимание как средний триас типа гор Мечек и Бюкк, так и верхний триас Задунайского типа) представляют собой в нашей стране породы с наиболее высокими величинами плотности, сейсмической скорости и удельного сопротивления ($\sigma \approx 2,6-3,0 \text{ г/см}^3$ $V > 5000 \text{ м/сек}$, $\rho \approx \infty$). Значительная магнитная восприимчивость в этой ТФ характерна главным образом для основных вулканических пород мела (диабазного типа). Намагниченность имеет в основном остаточный характер.

Тектоническая фаза 5 распространяется на верхний мел. Она не имеет регионального распространения. В определенных участках Большой Венгерской низменности она имеет специфическую *флишевую* фацию, и продолжается до олигоцена (единственная часть бассейна, где основание молодых третичных осадков имеет возраст, не старше третичного).

Верхний мел характеризуется, как правило, кластической фацией (эпиконтинентальная фация). Преобладающими являются аргиллиты. *Флишевидная* фация представляет собой специфическую фацию песков, песчаников и мергелей. Учитывая ее состав, орогеническую роль и ограниченный во времени характер, название „*флишевидная*“ одновременно означает петрографический характер, тектоническую черту и геологический период.

Строение ТФ 5 характеризуется сбросовой тектоникой. Залегание ее слоев, как правило, близко к горизонтальному, за исключением флишевидной фации, являющейся местами складчатой и сильно складчатой.

Верхний мел может находиться на любой глубине от поверхности, вплоть до нескольких километров. Флишевидная фация обнаружена только в основании бассейна Большой низменности.

Каждая из описанных до сих пор ТФ может представлять собой — в некоторых местах и некоторым путем — основание третичных (молодых третичных) бассейнов.

Образования третичных бассейнов могут подразделяться на две дополнительные *тектонические фазы*.

Тектоническая фаза 6. Она имеет региональное распространение, хотя ее фации и состав не единообразны везде. В горных районах, где наводнение произошло впервые в третичном периоде, серия начинается эоценом; однако в основной части территории страны ТФ 6 начинается средним миоценом. Завершающим членом этой ТФ является, как правило, верхний миоцен (в Северной Венгрии она кончается тортоном среднего миоцена).

В горных районах ТФ 6 играет более значительную роль, чем в открытом бассейне Большой низменности. В горных районах она является почти исключительной в комплексе покрова, в то время, как на территории Большой низменности ее роль имеет вторичное значение.

Как в горных районах, так и на Большой низменности ТФ-6 следует сбросовой тектонике (изрезанному рельефу) подстилающего ее основания бассейна.

В горных районах физические свойства горных пород этой фазы характеризуются следующими величинами: плотность — $\approx 2,2-2,4$ г/см³, удельное сопротивление порядка 100 ом, сейсмическая скорость — 2300 — 4200 м/сек, в зависимости от фации, глубины и возраста.

Значительная намагниченность характерна исключительно для андезитов миоцена (остаточная намагниченность); однако туфы последнего, как и дациты и риолиты, отличаются гораздо меньшей магнитной восприимчивостью.

В районе Большой низменности горные породы имеют физические свойства, сходные с свойствами пород в горных районах. Однако, тот же диапазон величин характерен здесь не для тех же пород, как в горных районах (в открытом бассейне более глубокие горизонты миоцена обладают приблизительно такими же величинами физических параметров, как горизонты эоцена в горных районах).

Тектоническая фаза 7 включает в себе плиоцен и плейстоцен, за исключением Северной Венгрии, где сюда входит и верхний миоцен. С геофизической точки зрения даже самые молодые (голоценовые, аллювиальные) отложения могут быть включены в эту ТФ. Однако, последние имеют очень редко, если во все имеют, значение для геофизической разведки (за исключением инженерной геофизики и методов поиска воды).

Для описания данной ТФ требуется сделать некоторые предварительные замечания. Хотя она практически появляется повсюду (за исключением, конечно, собственных обнажений), большое геофизическое значение она приобретает исключительно только в открытом бассейне равнины. В открытом бассейне количество ее отложений является преобладающим (главным образом паннонских образований), местами они непосредственно покрывают одну или несколько из вышеописанных ТФ и нередко даже сам кристаллический фундамент (ТФ 1 и 2). Нефтеносность этой ТФ вносит также значительную долю в ее геофизическое значение, но и без того она заслуживает особое внимание, поскольку геофизику во всяком слу-

чае приходится проникать в этот комплекс, при изучении любого ниже-лежащего комплекса.

В специальных геологических условиях Венгерского бассейна (учитывая и природу возможных ловушек нефти) молодой третичный комплекс — в первую очередь ТФ 7 — является не просто самым верхним членом геологического разреза, но и представляет собой „покровный“ комплекс, причем все остальные являются „покрытыми“. Поскольку погружение началось в среднем миоцене, тектонические фазы 6 и 7 считаются совместно „покровными“ формациями, с преобладанием последней.

Тектонический характер ТФ 7 сводится к почти полной ненарушенности. Хотя и она имеет дугообразные (складко-образные) формы строения, однако они связаны не с тектоническими силами сжатия, а с способом осадконакопления. Так называемые псевдо-антиклинали (или — синклинали) представляют собой ничто другое, чем отрицательные следы древнего дна (современного основания бассейна), на котором они оседали. Образовавшиеся таким образом структуры могли „обостриться“ — как-то измениться — за счет последующих неравномерных движений блоков основания бассейна. Само по себе разумеется, что роль сил сжатия также не могла быть исключена здесь, особенно в очень глубоких прогибах, где пластичный комплекс, повидимому, оказался способным двигаться независимо (от основания бассейна) и проявился более чувствительным к воздействиям смежного орогенеза.

Сбросы имеют вторичное значение (пластичные породы под давлением легко растягиваются без скалывания).

Фации ТФ 7 являются обломочными. Их петрография характеризуется различными видами глин, песчаников, мергелей. Известны и прослои известковых мергелей и известковых туфов вторичного значения. Текстура этого комплекса — благодаря палеогеографическим условиям — характеризуется линзообразностью. Паннонский комплекс имеет, как правило, непрерывное осадкообразование.

Физические свойства горных пород этого комплекса зависят обычно от глубины залегания. Плотность колеблется в пределах от 1,8 до 2,6 г/см³, удельное сопротивление — от нескольких до сотни ом, сейсмическая скорость — от 1500 м/сек до 5000 м/сек, в зависимости, в первую очередь, от глубины. Описываемый комплекс имеет пренебрегаемую магнитную восприимчивость. Следует еще упомянуть о плиоценовых базанитовых конусах Задунайской области, поскольку они, хотя и небольшие и незначительные, но имеют высокую магнитную восприимчивость.

Этот комплекс имеет не глубину, а мощность. Величины его мощности находятся в пределах от нуля до 4000 м. Суммарная мощность ТФ 6 и 7 может достигать 5000 м.

* * *

Контрасты физических свойств горных пород не обязательно совпадают с границами между тектоническими фазами. Геофизическая модель — хотя бы в деталях — не сходна с тектоническими фазами. Пока не имеется полный список о физических свойствах горных пород. Все-же вышеизло-

женное качественное описание служит достаточным доказательством для вывода о том, что в Венгерском бассейне существует единственный опорный физический горизонт регионального распространения — основание третичного (молодого третичного) бассейна. Но и это основание бассейна не является опорным горизонтом для всех геофизических методов. В отношении стратиграфии и строения оно почти равноценно поверхности платформенных регионов.

Дотретичный период развития в Венгрии рассматривался *Шюмеги* как этап *столовой горы*. Безразлично, правильно-ли такое название или нет, во всяком случае оно дает первое представление о концепте бассейна, так как означает, что общее развитие коры в Венгрии завершилось с этим этапом и тогда началось что-то совсем новое, совсем специфическое: развитие специального третичного (молодого третичного) бассейна.

Перед тем, как войти в анализ, следует отметить, что даже под поверхностью основания бассейна существуют, если и не опорные горизонты, но по крайней мере опорные объекты. При благоприятных геофизических условиях (при отсутствии экранирующих факторов) такими являются:

1. вся ТФ-1 и -2;
2. основные обнажения ТФ-1;
3. известняки и доломиты среднего и верхнего триаса;
4. основные вулканические породы.

* * *

Настоящая работа имеет цель показать, что Венгерский молодой третичный бассейн является специфической геологической чертой Земли.

В нижеследующем дается сопоставление данного типа региона с другими возможными типами регионов Земли. Такими другими возможными типами регионов (с соответствующей абстракцией) являются следующие.

1. Глубинно-океанические, пелагические бассейны, занимающие большую часть Земли. Они характеризуются положительными аномалиями Буге. В изостатическом отношении они являются индифферентными, поскольку не имеют, или же имеют лишь тонкую кору. Над подобными океаническими регионами пока не проводились систематические геофизические работы по поиску месторождений полезных ископаемых.

2. Изостатически уравновешенные районы древних кристаллических щитов, как правило, с слабыми положительными аномалиями Буге. Над такими районами не проводилось комплексное применение четырех классических геофизических методов, поскольку в кристаллических образованиях нефть не могла образоваться или накопиться, или же сохраниться. (Но все же в регионах подобного типа проводятся геофизические разведочные работы, так как геомагнитными, электроразведочными и радиометрическими методами осуществляются поиски рудных залежей и сланцеватых материалов.)

3. Районы древних геосинклиналей и континентальных щитов, характеризующихся слабыми но изменчивыми, в основном положительными

аномалиями Буге и находящихся в более или менее уравновешенном изостатическом положении. В эту группу могут быть зачислены все виды более или менее обнаженных доальпийских горных цепей, палеозойские и мезозойские платформенные районы, массивы, кратоны и кратосинклинали (парагеосинклинали.). Все эти районы — в соответствии с упомянутой абстракцией — могут быть произвольно считаться платформенными районами.

Данный тип регионов очень тесно связан с геофизической разведкой. Так например, этот тип регионов способствовал созданию и с тех пор — развитию наиболее специфического метода прикладной геофизики — сейсмического метода. Даже в настоящее время 95 процентов разведочной геофизики (90 процентов которой представлено сейсмикой) во всем мире проводится в подобных типах регионов, именно потому, что эти регионы являются классическими территориями для образования и накопления нефти.

4. Районы молодых (Альпо—Гималайских) горных цепей, характеризующиеся сильными отрицательными аномалиями Буге, изостатически — в ряде районов — неуравновешенные. Этот тип регионов представлен высокими горными сооружениями с орогенной тектоникой, действующей даже в настоящее время. Этот тип районов является перспективным с точки зрения ряда полезных ископаемых, в том числе и нефти. Но все же в таких районах разведочная геофизика не имеет широкого распространения, очевидно в связи с неблагоприятными тектоническими и топографическими условиями.

5. Остальность только рассмотреть районы третичного (молодого третичного) бассейна, которые, однако, не могут считаться самостоятельным типом, равноценным предыдущим типам. Не только их протяженность незначительна по сравнению с другими, но и, как это подчеркивалось именно в настоящей работе, они тесно связаны с типом регионов 4. Как раз природа этой тесной связи показывает, что в некоторых отношениях тип 5 является полной противоположностью типу 4. Так например, начиная с Карпатской геосинклинальной фазы, всегда, когда один из них был покрыт водой, другой был всегда сухим и это повторялось несколько раз. Изостатическое равновесие одного могло быть достигнуто всегда при помощи и за счет другого (синорогенически-эпейрогенические движения; региональная компенсация; мощная кора под орогенными горными цепями, тонкая кора под срединным бассейном).

В действительности не описанные отклонения рассматриваемого типа от типа 4, а его простое и все же исключительно специфическое расхождение по сравнению со всеми другими типами дает основу для рассмотрения его в виде самостоятельного. В дальнейшем вместо типа регионов 5 будет применяться термин „Венгерский бассейн“, поскольку последний является наиболее чистым и наиболее крупным представителем данного типа (повидимому тип 5 исчерпывается Венским бассейном, Румынской низменностью и некоторыми небольшими бассейнами Балкана и Кавказа, как показано Муратовым; равнина По в Северной Италии является совсем другой, только имеет некоторое сходство с данным типом, например, зависимость физических свойств горных пород от глубины) и совершенно бесподобным в отношении прошлой вулканической активности.

Венгерский бассейн характеризуется изменчивыми, в большинстве случаев положительными аномалиями Буге. Его изостатическое равновесие зависит от компенсации и тектонических движений окружающего орогенного пояса (в настоящее время они совместно приблизительно уравновешены; однако этот вопрос полностью еще не выяснен).

Наиболее молодая тектоника основания бассейна характеризуется сбросовыми чертами, следами синорогено-эпейрогенических колебательных движений, направленных окружающим орогенным поясом.

Нефть могла образоваться и накопиться и в Венгерском бассейне. Поэтому и по другим причинам, Венгрия представляет собой территорию, перспективную для детальной геофизической разведки. И хотя в этом отношении это просто случайность, но следует упомянуть, что именно эта страна является родиной прикладной геофизики (Этвеш).

Учитывая вышеизложенное, вполне достаточным оказывается сопоставить Венгерский бассейн только с типом регионов 3. Не затрагивая мотивы такого подхода к вопросу (возможности нефтеносности, вся территория обоих типов представляет собой по сути дела возможные разведочные районы и т. д.), следует отметить, что импорт умственных и приборостроительных продуктов осуществляется у нас из стран, входящих в тип 3, практически из СССР и из США.

Если считать, что геологические особенности некоторого типа регионов накладывают свой отпечаток на основной способ геофизической разведки в данном регионе, то назрела необходимость анализировать тип регионов 3 для выявления его основных различий по сравнению с Венгерским бассейном, избавляя таким образом разведочные работы последнего от ограничений, связанных с особенностями платформенных районов.

В геофизическом отношении существенными особенностями платформенных районов (тип регионов 3) являются:

1. горные породы, слагающие поверхность, являются обычно третичными;

2. горные породы всего геологического разреза консолидированные, они образуют хорошо слоистую среду с мощными и выдержанными пластами (они представляют собой хорошие опорные горизонты);

3. до кристаллического фундамента может встречаться ряд угловых несогласий;

4. структуры (антиклинали) платформенных районов являются обычно „оригинальными“ структурами;

5. величины физических свойств горных пород не обязательно увеличиваются монотонно с глубиной;

6. количественная интерпретация геофизических материалов дает в основном информацию о строении (разведка погребенных топографических объектов имеет вторичное значение);

7. магнитные тела представлены в основном кристаллическим фундаментом, вулканические тела имеют локальное (но, как правило, пренебрегаемое) значение.

Для сопоставления в нижеследующем приводятся основные геофизические особенности Венгерского молодого третичного бассейна:

1. как на поверхности, так и во всем комплексе покрова (представляющем собой основной объект разведки) имеются молодые третичные (плиоценовые) рыхлые, кластические осадочные отложения;

2. макростратификация покровного комплекса является (статистически) скудной; наличие ряда небольших линзообразных включений обуславливает хаотичность микростратификации;

3. до кристаллического фундамента существует единственное несогласие (по крайней мере геофизически выявляемое несогласие), представленное основанием молодого третичного бассейна, которое стратиграфически приблизительно эквивалентно поверхности платформенных районов;

4. структуры комплекса бассейна являются как правило отложившимися, так называемыми „псевдо-структурами“;

5. величины физических свойств горных пород монотонно увеличиваются в направлении к основанию бассейна с глубиной;

6. количественная интерпретация относится к основанию бассейна; однако такая интерпретация дает сведения не о строении, а о топографии (но это, в свою очередь, может быть превращено в информацию о строении);

7. магнитными телами служат вулканические массы, обнажения основных пород кристаллического фундамента и пирокластические породы миоцена (последние имеют вторичное значение); кристаллический фундамент не является значительным как магнитное тело.

Вышеизложенное представляет собой логическую основу специальной методики геофизической разведки в Венгерском бассейне.

* * *

С точки зрения геоморфологии Венгерский бассейн может подразделяться, как об этом говорилось уже в предыдущем обсуждении, на равнины и возвышенности. Равнина является ясно выраженным молодым третичным бассейном. Возвышенности подразделяются на три типа горных районов:

1. холмы, сложенные породами молодого третичного бассейна (напр. холмистый район юго-западного Задуная);

2. вулканические горы (напр. гора Токай);

3. выступы основания бассейна на дневной поверхности, приподнявшиеся до определенных высот (напр. гора Мечек).

Единственная причина, по которой обосновано рассматривать тип 1 среди областей возвышенностей, заключается в том, что его высотные отметки (максимально 350 м) могут достигнуть высоты „оригинальных“ гор. В других отношениях этот тип представляет собой типичный молодой третичный бассейн; методика разведки здесь вполне аналогична методике, применяемой на равнинах (за исключением неблагоприятных топографических условий).

Возвышенности типа 2 сложены в нашей стране, как правило, вулканическими туфами. Физические свойства этих пород очень близки к физическим свойствам кластических осадочных отложений. Возраст их образования приурочивается к миоцену. Вулканические горы (за исключением горы Матра с высотными отметками до 1010 м) не являются очень высоки-

ми. Они имеют жесткое, устойчивое основание где-то на глубине (под смешанным вулканически-пирокластически-осадочным комплексом); их геофизическая схема, по сути дела, идентична схеме молодого третичного бассейна.

Возвышенности типа 3 представляют собой собственные горы. Они сложены твердыми, плотными породами с высокими величинами плотности, сейсмической скорости, удельного сопротивления и, как правило, со слабой магнитной восприимчивостью. Их возраст старше миоцена. Такие горы само по себе — при современном уровне развития техники — не представляют собой области геофизической разведки. Однако, как только они находятся в погруженном состоянии, образуя межгорья или краевые бассейны, они связаны с такими же геофизическими проблемами, как любые третичные бассейны.

К счастью значительное число залежей минерального сырья в Венгрии имеет генетическую или, по крайней мере, геометрическую связь с одним из оснований третичных бассейнов (например, пермские песчаники в районе горы Мечек или эоценовые лигниты основного типа в Задунайской области.)

Обнажающаяся более древняя поверхность практически непроницаемая в настоящее время, точно так же, как и основание бассейна в открытом бассейне. Это возможная программа для методических исследований.

Из вышеизложенного следует, что, с одной стороны, большая часть нашей страны представляет собой третичный (молодой третичный) бассейн, а с другой стороны, что слагающие его элементы также соответствуют требованиям геофизической схемы бассейна.

Это обстоятельство требует специфической геофизической методики, которая, в соответствии с четырьмя классическими геофизическими методами, сводится коротко к следующему:

Техника наблюдений гравиметрическим методом не является специальным; однако интерпретация гравиметрических данных становится специальной за счет указанных специфических геологических условий. Можно было бы ожидать, что аномалии Буге коррелируются с топографией основания фундамента. Фактически в отдельных случаях они коррелируются, а в других — нет. Региональное тело, вызывающее региональную аномалию не может быть приближено простыми функциями (второй или третьей степени). Но все же вероятно, что геологическое тело, обуславливающее региональную аномалию, представлено обобщенным (выравненным) основанием бассейна. Нельзя подсчитывать региональную аномалию, общую для бассейна и для окружающего орогенного пояса. Как геологически, так и математически подтверждена несостоятельность такого соображения. (1964, Пинтер — Адам — Сенаш; 1964, Зилахи — Шебеш).

Факторы, вызывающие *остаточные* аномалии представлены, по видимому, следующими геологическими объектами:

1. горизонтальное изменение плотностей основания бассейна с топографическими элементами или без них;
2. горизонтальное изменение плотностей осадочного (покровного) комплекса бассейна с наклонными структурными элементами или без них;

3. приповерхностные неоднородности;
4. определенные, иногда относительно значительные изменения мощности коры (однако этот эффект обычно не является значительным),

Ни один из вышеперечисленных факторов не может выделяться по интерпретации одних гравиметрических данных.

В горных районах типа 3, если возможное возмущающее тело находится на поверхности (в обнаженном виде), малообоснованной является любая вторичная интерпретация. Наблюдаемые значения, с поправками за нормальные величины поля силы тяжести и за топографический эффект, против величин высоты наблюдений, располагаются по прямой линии. Угол наклона этой линии к абсциссе характеризует среднюю плотность ($\bar{\sigma}$) района, в то время, как точка пересечения абсциссы с этой линией характерна для региональной аномалии горного района (1965, Пинтер). В настоящее время другие сведения не получают от вторичной интерпретации в горных районах.

Первичные магнитные тела магнитных аномалий (ΔZ), как было сказано, представлены не топографическими элементами кристаллического фундамента (как это бывает в платформенных районах), а в первую очередь — изолированными вулканическими массами, а именно, диабазами мела с преобладающей остаточной намагниченностью в основании третичного бассейна (кроме этого, несомненно и магнетитовыми обнажениями кристаллического фундамента с преобладающей индуктивной намагниченностью), андезитами миоцена в краевых районах бассейна (Северная Венгрия) и базанитами плиоцена в пределах бассейна. Все эти отложения характеризуются преобладанием остаточной магнитности.

Крупные отрицательные аномалии миоценового вулканического пояса Северной Венгрии являются весьма специфическими. Причина такой, на первый взгляд непонятной поляризации является пока невыясненной. Осадочные отложения и рудные залежи Венгрии являются немагнитизирующимися.

На сейсмический метод многосторонне влияют локальные особенности нашей страны. Скорость распространения упругих волн в осадочном комплексе бассейна является функцией глубины. Следовательно, через эти образования распространяются не волны Минтропа, а так называемые рефрагированные волны, распространяющиеся по криволинейным траекториям (1963, Адам—Килени), образуя при этом отраженно-преломленные волны и прочие кратные волны.

Несмотря на это, физические условия основания бассейна благоприятны для проведения работ методом преломленных волн, при условии, что глубина основания не превышает 2000 м. В большей части Венгрии, (главным образом в межгорных пространствах и краевых бассейнах) глубина не достигает такой величины, в связи с чем отношение объема работ методом преломленных волн к объему работ методом отраженных волн больше по сравнению с платформенными районами. Осадочный комплекс бассейна требует исследования методом отраженных волн, но за счет описанного выше линзообразного осадконакопления не существуют непрерывные опорные горизонты.

Развитие методики идет в двух направлениях:

1. увеличение разрешающей способности для как можно лучшего прослеживания микростратификации;

2. искусственное снижение разрешающей способности для выяснения статистической макростратификации.

Магнитная запись, регистрация с ориентированным фронтом волн, многообразное воспроизведение лент, регистрация с изменчивой интенсивностью привели уже и до сих пор к большим успехам, несмотря на то, что строение молодого третичного бассейна характеризуется неблагоприятными условиями для метода отраженных волн.

Возникновение и устранение проблемы отношения шум-сигнал не отличается никакими особенностями; эта проблема здесь аналогична такой же проблеме в любых районах Земли.

В области геоэлектрических методов разведки, специфическое бассейнное строение нашей страны и отсутствие модельнообразных (ограниченных) рудных тел способствовало развитию специфической методики геоэлектрических работ. Это означает, что в первый план вышли главным образом так называемые „структурные“ электроразведочные приемы, в первую очередь методы теллурических токов (магнитотеллурический метод, частотное зондирование), затем вертикальное электрическое зондирование, глубинность которого увеличена при помощи дипольно-экваториального расположения электродов. Назначение и возможности этих приемов в области получения информации почти аналогичны назначению и возможностям сейсмического метода: в основном изучение основания бассейна (бассейнов).

* * *

Особенности строения Венгерского бассейна оказывают многостороннее воздействие на применение геофизических методов. У одних методов это воздействие сказалось на развитии (напр. электроразведочные методы), у других — главным образом на полевых работах (напр. сейсмические методы). В отношении гравиметрического и магнитного методов вышеуказанные особенности влияли на интерпретацию.

При дальнейшем проведении систематического геофизического картирования Венгрии предусмотрено учитывать вышеперечисленные факторы.

* * *

G. SZÉNÁS

THE GEOLOGICAL ESTABLISHMENT OF THE GEOPHYSICAL MAPPING IN HUNGARY

The entire area of Hungary can be regarded as a Tertiary internide basin. The subsidence of the formations older than Tertiary started as early as in the Paleogene. Paleogene beds are known in the bottom of the Lowlands' (Great Plain's) basin too, on the latter, however, a substantial subsidence took place only in the Miocene and was brought to fullness in the Pannonian stage. Accordingly, in the Lowlands, the main bulk of the basin-sediments is composed of Neogene members. Pannonian sandy, clayey, marly beds occur in the largest quantity. Pannonian beds directly cover the basin-floor in the most parts of the basin. The described uneven pattern of the sedimentation shows in itself, that the subsidence of the blocks of the basin-floor was neither uniform (of equal rate), nor even monotonous sometimes.

This is the reason, why we regard the whole of the country (which nearly coincides with the *entire* Pannonian basin) as an internide basin. From this view-point our Highlands is nothing else than such a basin-floor as — for some reason — was left high and the thickness of its cover is *zero* meter.

The substantial sinking of the basin in the Miocene was preceded by violent volcanic activity. On the margins of the sinking (on the present basin-rands) this activity brought a basic kind of material (chiefly andesite) to the surface, while in the interior of the basin an immense quantity (abt. 10.000 — 20.000 km³) of mainly acidic pyroclastics (tuffs, ignimbrites) was produced to fill up the depression (1962, *Pantó*).

The internide basin of Hungary and the embracing Alpine—Carpathian orogenic mountain-belt form a single tectonical unit. Seismic deep-soundings (1964, *Mituch—Posgay—Sedy*) recently proved, that the Earth's crust in Hungary is considerably thinner than the world-average; it is — in fact — not thicker than 24 — 26 km. The Conrad discontinuity, however, is in a greater distance from the surface than usual. This phenomenon — according to our present knowledge — can only be explained by the following conjectures.

The crust was destroyed from below by melting. The plastic deformation of the Alpine—Carpathian orogeny seems to have been able to produce sufficient heat required by melting. The molten material ascended through the crust-faults to the surface of that time. Thus, one can explain the mentioned immense quantity of pyroclastics, one reason of the extraordinary geothermal anomalies of Hungary — and the unusual distance of the Conrad from the surface. Since the crust was destroyed from below, when striving at an isostatic balance, it must have got dented from above (this was how the Young-Tertiary basin came into existence); *Conrad* must have moved parallel with the then surface — i.e. the thickness of the Earth's crust in our country is

not to be measured from the present surface, but from the floor of the Young-Tertiary basin.

The isostatic balance which this part of the crust strived at, can be and can have been achieved only together with the Carpathian belt. Namely, these two crustal elements, from the beginning of the Tertiary, seem to have achieved a balance only together with and more or less by the aid of each other. When one of them was *down* (water-covered), the other was *up* (high and dry). Even today they make together an isostatic unit. This, however, means no obstacle for individual tectonical blocks of 4th degree to live a certain independent life (the isostatic state of the Carpathian basin is a statistical resultant of the independent lives of the individual tectonical elements).

These problems are just now under thorough examination. Although no final conclusion has been obtained as yet, this much seems to be necessary to impart in order to supply a ground for the further exposition of the peculiar features of the Young-Tertiary basin.

* * *

The tectonical units, of which the Hungarian basin is built, and their geophysical parameters are the following (Fig. 2.).

Tectonical Stage 1. It is a complex of Proterozoic kata-mesometamorphites and migmatitic granites. Its presence is assumed in all of our regions, it is proved in some of them. The rocks involved are of great density ($\approx 3,0 \text{ g/cm}^3$), of infinite specific resistivity; their seismic velocity ordinarily exceeds 5000 m/s. Its serpentineous, amphibolitic strips are strongly magnetized, with induced magnetization in general ($Q = 0$).

An ancient folding is revealed in the inner structure of this *TS*. The stratification is secondary and usually far from the horizontal. Its depth ranges between *zero* meter and several kilometers; each of the younger *TS*-s can settle either separately or together upon this (Fig. 2.).

Its surface wears erosional traces (unconformity); the topography of its surface is in no or unrecognizable connection with its internal structure.

Tectonical Stage 2. Old-Paleozoic phyllites, lime-phyllites, schists, quartzites and crystalline limestones belong to the complex of this *TS*. In North-Hungary Lower Carboniferous terminates this cycle. On the Great Hungarian Plain (the greater part of the Lowlands) this *TS* is unknown for the time being.

Its physical rock-properties are rather similar to those of the *TS 1*. The main difference lies in the fact that the density and seismic velocity of the phyllites are somewhat less ($\approx 2,5 - 2,8 \text{ g/cm}^3$, $V \approx 4300 - 5600 \text{ m/s}$) and the whole complex is unmagnetizable.

The complex is folded, its stratification is secondary and far from the horizontal plane. The topography of its surface shows erosional features and is preformed by the young fault-tectonics, not by its ancient folding. Its depth ranges between *zero* meter and several kilometers. Each of the younger *TS*-s can cover this complex either separately or together. In the Hungarian basin the *TS 1* and *2* form the crystalline basement, which is — on a considerable

part of the basin – at the same time the immediate floor of the Tertiary basin-sediments.

Tectonical Stage 3 comprises in fact no more than the Upper Carboniferous. The *TS 3* is proved on certain regions. It can be assumed in the basin-floor of the Great Hungarian Plain, too. Its rocks are mostly slaty. Their structure reveals Variscian orogeny.

The physical rock-properties of this *TS* are as follows: density $\approx 3,0$ g/cm³; seismic velocity is nearer to 6000 than to 5000 m/s. The specific resistivity is infinite as a rule (graphitic or anthracitic saturations may reduce the latter). The magnetic susceptibility is negligible.

Its structural feature is characterised by folding. Its surface is unconform. The complex may be situated within the depth-range of *zero* and several hundred meters.

Tectonical Stage 4 represents that large sedimentation cycle which rolled from the Lower Permian terrestrial period on – with local interruptions – until as far as the end of the Lower Cretaceous. Excepting the western Kőszeg and Sopron Mts., *TS 4* can be found in all of the regions.

From this *TS* on, the geological history of the Hungarian basin completely changed and differed a great deal from the earlier one. Whilst in the present basin the events of this *TS* took place more or less complying with earlier tectonical directions, the geosyncline of the Carpathian belt came into being; it cut through the ancient mountains and embraced the basin with its peculiar arch, ready to guide all future tectonical synepeirogenic shaping of the latter.

The wide stratigraphical range of *TS 4* and a relative liveliness of the start of the young tectonical movements are responsible for the extraordinary heterogeneity of this *TS*. It cannot be described so briefly either, as were described its predecessors. A few general statements, however, are worth mentioning. Namely, that the rocks of this *TS* cover the entire range of sedimentary rocks, and its igneous rocks are characterised by a predominance of basic volcanic rocks.

The main tectonical feature of the *TS* is faulted and faulted-folded. The topography of its surface is far more connected to its internal faulted pattern, than that of the former *TS*-s.

This *TS* is wide-known as surface-occurrence. Any of its members can be, however, in a depth of several kilometers, too. The way it covers its predecessors, its members cover each other, it is covered by younger *TS*-s, is disclosed by Fig. 2.

It comes from its predominantly faulted structure, that its strata, its discontinuities lie in a position nearer to the horizontal than those of the former ones. There are, in fact, folded members of it (e.g. the Mecsek Mts.) and also such members as are slightly tilted only (e.g. the Bakony Mts.).

All these involve a rather great variability in its physical rock-properties both within one region and between the actual *TS 4* types of the different regions. It is due mentioning that the average values of the physical rock-properties of the *TS 4* are lower than those of the older ones, excepting Triassic limestones and dolomites. The latter, namely, (taking either the Mecsek and Bükk type middle Triassic, or the Transdanubian type Upper Triassic) range

within our rocks of highest density, seismic velocity and specific resistivity ($\sigma \approx 2,6 - 3,0 \text{ g/cm}^3$, $V > 5000 \text{ m/s}$, $\rho \approx \infty$). A considerable magnetic susceptibility in this *TS* can be attached chiefly to Cretaceous basic volcanic rocks (of diabase type). The magnetization is predominantly of remanent character.

Tectonical Stage 5 is the Upper Cretaceous. It has no country-wide extension. On certain places of the Great Plain it has a peculiar *flyschoid* facies, and continues until as far as the Oligocene (the only part of the basin where the basin floor of the Young-Tertiary sedimentation is not older than Tertiary).

The Upper Cretaceous is characterized by clastic facies as a rule (epi-continental facies). Clay-stone is predominant. The *flyschoid* is a peculiar facies of sands, sandstone, marls. Regarding its composition, orogenic role and timely limited character, the name "flyschoid" simultaneously denotes a petrographic character, a tectonical feature and a geological period. Its geophysical feature (irregular gravity maxima; an array of magnetic anomalies; thin Crust, etc.), however, clearly reveals, that it has no relation whatever to the „classical" *Alpine - Carpathian* (orogenic) *flysch* zones.

The structural feature of the *TS 5* is faulted. Its strata are not far from the horizontal as a rule, except for the *flyschoid* facies, which is, on certain places, folded and strongly folded.

The Upper Cretaceous may be situated in any depth from the surface, down to several kilometers. The *flyschoid* facies is known only in the basin-floor of the Great Plain.

*
*
*

All of the *TS*-s discussed so far can form — somewhere, some way — the floor of the Tertiary (Young-Tertiary) basins.

The formations of the Tertiary basins can be divided into two more *Tectonical Stages*.

Tectonical Stage 6. It is of country-wide occurrence, although its facies and composition is not uniform everywhere. In such parts of the Highlands as first were inundated in the Tertiary, Eocene opens the series; in most parts of the country, however, *TS 6* enters with Middle Miocene. The terminating member of this *TS* is Upper Miocene as a rule (in North Hungary it is terminated by Middle Miocene Tortonian).

The role of the *TS 6* is more important on the Highlands than in the open basin of the Great Plain. In the former it is almost exclusive in the covering complex, while in the Great Plain its role is of secondary importance.

The *TS 6* both in the Highlands and in the Great Plain follows the faulted tectonical feature (rugged topography) of the underlying basin-floor.

Its physical rock-properties in the Highlands: density $\approx 2,2 - 2,4 \text{ g/cm}^3$, specific resistivity is of 100 ohmm order, seismic velocity 2300—4200 m/s, depending on the facies, depth and age.

A substantial magnetization can be attached exclusively to Miocene andesites (remanent magnetization); the tuffs of these, however, as well as dacites, rhyolites are of far less magnetic susceptibility.

The physical rock properties of *TS 6* in the Great Plain are nearly the same as those in the Highlands. The same ranges of values here, however, cannot be attributed to the same rocks as there (in the open basin, the lower horizons of Miocene disclose about the same values as Eocene does in the Highlands).

Tectonical Stage 7 involves Pliocene and Pleistocene, excepting North Hungary where also Upper Miocene is included. Geophysically also the youngest (Holocene, alluvial) sediments can be classified into this *TS*. These, however, rarely, if at all, play a role important enough for geophysical investigation (except for engineering and water-supply applications).

This *TS* requires certain preliminary remarks. Although it occurs practically everywhere (except the actual outcrops, of course), geophysically it comes to great importance exclusively in the open basin of the Lowlands. In the open basin its quantity is predominant (especially the Pannonian formation), sometimes immediately covers one or more of the previously described *TS*-s; not rarely the crystalline basement (*TS 1* and *2*) itself. Its oil-importance, too, contributes to its geophysical significance, but anyhow, it deserves a special attention, since the geophysicist must by all means penetrate this complex when investigating any underlying complex.

Under the special geological conditions of the Hungarian basin (also with regard to the nature of the possible oil-traps), the Young-Tertiary complex — the *TS 7* in the first place — is not simply the topmost member of the geological section, but this is the very "covering" complex, and all the others are "covered". Since subsidence actually started in the Middle Miocene, *TS 6* and *7* are together regarded "covering" formations, emphasizing the prevalence of the latter.

The tectonical character of *TS 7* is an almost complete intactness. It has though, nevertheless, arched (folded-like) form-elements; these, however, are not due to compressional tectonical forces, but to the manner of the sedimentation. These so-called pseudo-anticlines (or-synclines) are nothing else than the negative prints of the ancient floor (the present basin-floor) they settled upon. The structures thus formed may have been "sharpened" — anyway, modified — by later uneven movements of the blocks of the basin-floor. Of course, the role of compressional forces cannot be entirely excluded either, especially in very deep troughs, where the plastic complex seems to be rather apt to have acted independently (from the basin floor) and was more sensitive against the effects of the neighbouring orogeny.

The role of the faults is of secondary importance (plastic rocks under pressure are rather inclined to stretch without shearing).

The facies of *TS 7* is clastic. Several kinds of clays, sands, sandstones, marls characterize its petrographical feature. Limy marl and calc-tuff interbeddings of secondary importance are known, too. The texture of the complex — owing to paleogeographical circumstances — is lenticular. The Pannonian complex is generally of continuous sedimentation.

The physical rock-properties of this complex are functions of the depth, as a rule. Density varies between 1,8–2,6 g/cm³, specific resistivity between a few ohm-m and several hundred ohm-m, seismic velocity between 1500 m/s and 5000 m/s, depending on the depth in the first place. The magnetic suscepti-

The youngest tectonics of the basin-floor reveals faulted features, the traces of synorogenic-epi-orogenic levelling movements as guided by the surrounding orogenic belt.

Oil can have formed and accumulated, and, in fact, did, in the Hungarian basin, too. For this reason, and for other reasons, too, Hungary is a land of thorough geophysical investigations. And although in this respect it must be merely accidental, it is worth mentioning that this country is the native land of applied geophysics (*Eötvös*).

Considering the above mentioned, it seems quite sufficient to compare the Hungarian basin exclusively to the land-type 3. Without detailing the arguments for this, it is to be noted, that our mental and instrumental import – if any – is supplied by the land-type 3, practically by the Soviet-Union and the United States.

If it may be regarded as true, that the geological peculiarities of some land-types leave their mark upon the fundamental attitude of the geophysical prospectings, it seems to have grown quite timely to analyse land-type 3, in order to show its fundamental differences as compared to the Hungarian basin; thus liberating the investigations of the latter from the restrictions imposed by platform-areas.

The geophysically essential features of platform-areas (land-type 3):

1. the rocks, that form the surface are ordinarily older than Tertiary;
2. the rocks of the entire geological log are consolidated, well-layered, thick and persistent (they offer good key-horizons);
3. down to the crystalline basement a number of significant unconformities may occur;
4. the structures (anticlines) of the platform-areas are ordinarily "genuine" structures;
5. the values of the physical rock-properties do not show necessarily a monotonous increase downward;
6. quantitative geophysical interpretation is much of structural information (the investigation of buried topographic features is of secondary importance);
7. for magnetic body the crystalline basement stands in general, volcanic bodies are of local importance (but, in general, almost negligible).

Just for comparison's sake now let us sum up the geophysically essential features of the Hungarian Young-Tertiary basin, too:

1. on the surface and in the entire section of the covering complex (the first order target of the investigations) there are Young-Tertiary (Pliocene) loose, clastic, sedimentary rocks;
2. the macro-stratification of the covering complex is poor (statistical) the numerous small lenses make a chaotic micro-stratification;
3. down to the crystalline basement a single significant unconformity (at least geophysically available unconformity) exists, the floor of the Young-Tertiary basin, which is stratigraphically abt. equivalent to the surface of the platform-areas;

4. the structures of the basin-complex are in general settled, so-called "pseudo-structures";

5. the values of the physical rock-properties down to the basin-floor are monotonously, moreover in the function of the depth increasing;

6. a quantitative interpretation refers to the basin-floor; this, however, contains no structural but topographical information (which may be converted into structural, of course);

7. for magnetic body volcanic masses, basic strips of the crystalline basement and Miocene piroclastics stand (the latter of secondary importance), the crystalline basement is on the whole negligible as potential magnetic body.

This is the logical background for the peculiar geophysical methodology of the Hungarian basin.

* * *

Geomorphologically the Hungarian basin can be divided into Highlands and Lowlands as was already referred to in the foregoing discussion. The Lowlands is a clean-cut Young Tertiary basin. The Highlands can be subdivided into three types of hilly regions:

1. hill (hillock) composed of the material of the Young-Tertiary basin (e.g. the SW Transdanubian rolling country);

2. volcanic mountains (e.g. the Tokaj Mts.);

3. basin-floor exposed to the surface and elevated to a certain height (e.g. the Mecsek Mts.).

The only reason why we feel entitled to mention type 1 within the Highlands, is that its height (max. 350 m) can reach that of the "genuine" mountains. Otherwise this type is a pure Young-Tertiary basin; its prospecting methodology is entirely identical with that of the Lowlands (except the rough topography).

Type 2 in our country is mainly composed of volcanic tuff as a rule. The physical rock-properties of this material show close resemblance to those of the clastic sedimentary rocks. The age of their formation is Miocene. The volcanic mountains (except the 1010 m high Mátra Mts.) are not very high. They have a hard, solid floor somewhere in the depth (below the mixed volcanic-piroclastic-sedimentary complex); their geophysical model is essentially identical with that of the Young-Tertiary basin.

Type 3 are the mountains proper. They are composed of hard, solid rocks of great density, seismic velocity, specific resistivity and slight magnetic susceptibility as a rule. Their age is older than Tertiary. These mountains in themselves offer — at the present technical level — no ground for geophysical activity. As soon, however, as they plunge into the deep, forming intramontane or marginal basins they raise the same geophysical problems as any Tertiary basin.

Fortunately a considerable part of the mineral deposits of Hungary is in genetical or at least geometrical relationship with some of the Tertiary basin-floors (e.g. the Permian sandstone in the Mecsek, or the Eocene, basal-type lignite seams in the Transdanubian Range).

The outcropping older surface is practically impenetrable at the time being, just as well as the basin-floor in the open basin. This is a possible program for methodological investigation.

It is obvious from the above said, that on the one hand a great part of our country is a Tertiary (Young-Tertiary) basin in itself, on the other hand its composing elements, too, meet the requirements of the geophysical basin model.

This demands and develops a peculiar geophysical methodology, which with respect to the four classical geophysical methods is – in a short-cut way – as follows.

The observation-technique of gravity method is not special; the interpretation of the gravimetric results, however, is rendered peculiar by the described peculiar geological features. The Bouguer anomalies were expected to correlate with the topography of the basin-floor. In fact, sometimes they do correlate, sometimes they do not. The regional body responsible for *regional* anomaly cannot be approximated by simple (of second or third degree) functions. It seems, however, that the geological body responsible for the regional anomaly is a generalized (smoothed) basin-floor. No common regional anomaly can be calculated for the basin and the surrounding orogenic belt. Such concept – both geologically and mathematically – is proved to be an absurdity (1964, *Pintér – Ádám – Szénás*; 1964, *Zilahi-Sebess*).

The bodies responsible for *residual* anomalies are assumed to be the following geological objects:

1. lateral density-variations of the basin-floor with or without topographical elements;
2. lateral density-variations of the basin-sediment (covering) complex, with or without bent structural elements;
3. near-surface inhomogeneities;
4. a sometimes relatively considerable variation of the thickness of the Crust (this effect is, however, generally negligible).

Neither of these can be separated merely by gravity interpretation.

In mountainous regions of the type 3 – since the possible acting body is on the surface (exposed) – there is slight reason in any secondary interpretation. The observed values corrected by the normal and topographical correction, versus the elevations of the observations will be arranged along a straight line. The angle of this line formed with the abscissa is characteristic for the average density ($\bar{\sigma}$) of the area, while its interception with the abscissa is characteristic for the regional anomaly of the mountainous region (1965, *Pintér – Szabó*). No more is available in secondary interpretation, at the time being, in mountains.

The primary magnetic bodies of the magnetic (ΔZ) anomalies – as was shown – are not the topographical features of the crystalline basement (as in platform areas), but – in the first place – isolated volcanic masses. Namely, Cretaceous diabases with a predominantly remanent magnetization, in the floor of the Tertiary basin (beside them, no doubt, magnetic strips of the crystalline basement with predominantly induced magnetization); Miocene andesites on the basin-rand (North-Hungary) and Pliocene basanites within

the basin. All of them are characterized by the prevalence of remanent magnetization.

The great negative anomalies of the Miocene volcanic belt of North-Hungary are rather peculiar. The reason of this apparently unaccountable polarization is unknown so far. The sedimentary rocks and the ore-deposits of Hungary are non-magnetizable.

The seismic method is affected manysidedly by our local peculiarities. Seismic velocity in the basin-sediment complex is a function of the depth. Consequently no *Mintrop-waves* travel across the formation but so-called immersed waves, travelling along curved ray-path (1963, Ádám – Kilényi), generating reflected refractions and other multiples.

In spite of this, the physical conditions of the basin-floor render it suitable for refraction investigation, provided that its depth doesn't exceed 2000 m. On the greater part of Hungary (especially in intramontane and marginal basins), the depth is less than this, therefore the rate of the refraction-shooting related to the reflexion is greater than on a platform area. The basin-sediment complex needs reflexion-shooting, but – because of the described lenticular sedimentation – no continuous key-horizons exist.

Methodological developments tend into two directions:

1. the increase of the resolving-power for the closest possible tracing of the micro-stratification;
2. an artificial decrease of the resolving-power to trace the statistical macro-stratification.

Tape-recording, wave-front orientation, versatile play-back, variable intensity recording has brought many successes even now, although the Young-Tertiary formation is rather unfavourable for the reflexion seismograph.

The occurrence and elimination of the problem of the signal-to-noise ratio brought no peculiarities, it is similar to that of any area of the Earth.

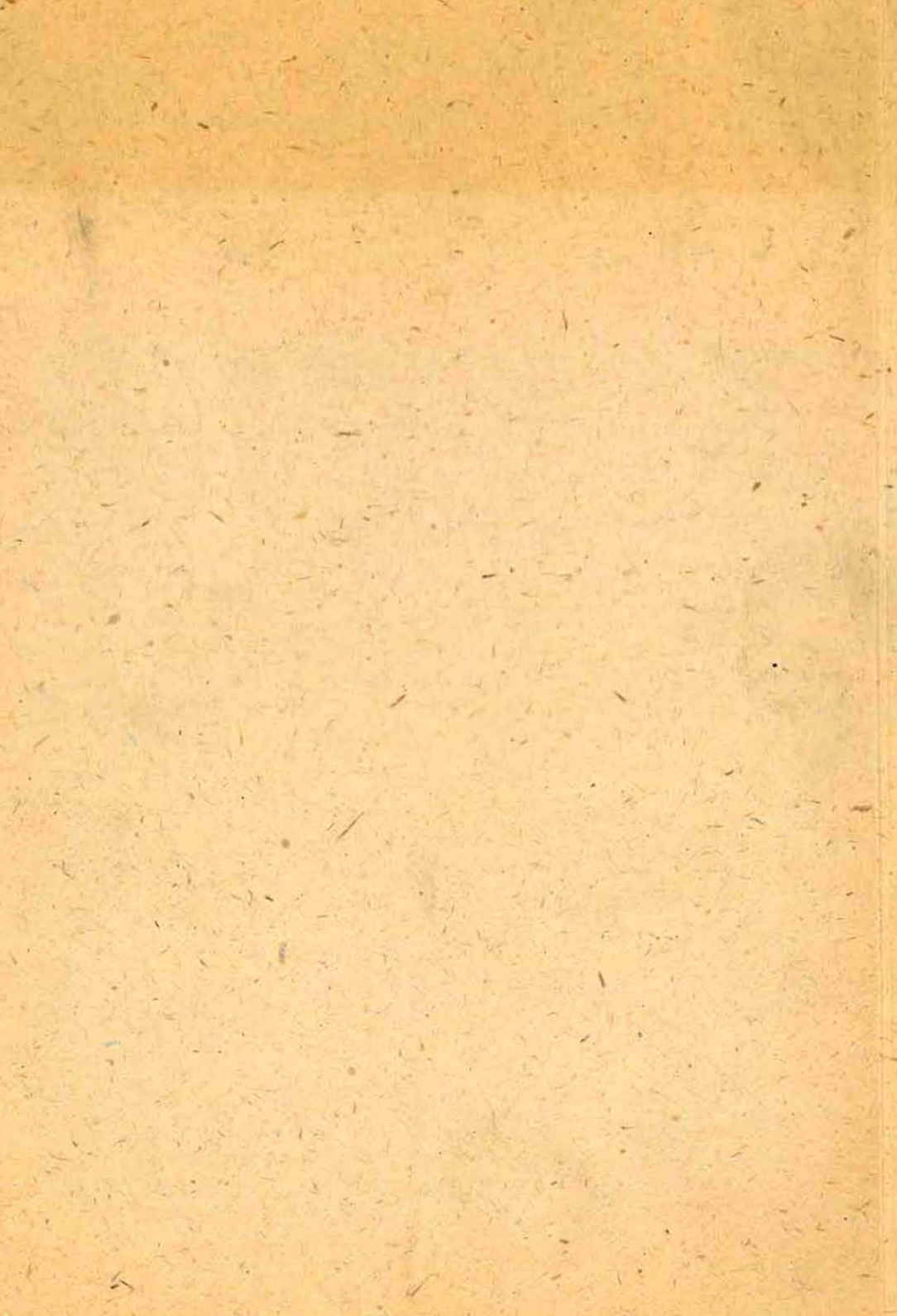
In the line of the geoelectric method the particular basin-structure of our country and the lack of the model-like (delimited) ore-bodies resulted in a special way of geoelectric development. This means, that, predominantly the so-called "structural" geoelectric procedures strode forward. In the first place, the telluric (magnetotelluric, frequency-sounding) procedure, further the vertical geoelectric sounding which increased its penetrating capacity by a dipole-equatorial sound-arrangement. The task and information-supply ability of these procedures is nearly identical with that of the seismic refraction shooting; fundamentally, the investigation of the floor of the basin (basins).

* * *

The peculiarities of the Hungarian basin exercise manysided influence upon the application of the geophysical methods. One method was affected in its development (e.g. geoelectric), the other mainly in the field operations (seismic). Gravity and magnetic methods are influenced in the line of the interpretation.

The enumerated factors are suggested to be taken into consideration in the progress of the recent systematical geophysical mapping of Hungary.

Felelős kiadó: Solt Sándor
Műszaki szerkesztő: Kulcsár Andor
Azonossági szám: 40 984 — Ívterjedelem: 14,5 (A/5) — Ábrák száma: 33
Mellékletek száma: 1 — Példányszám: 1060
65.1566. Állami Nyomda, Budapest



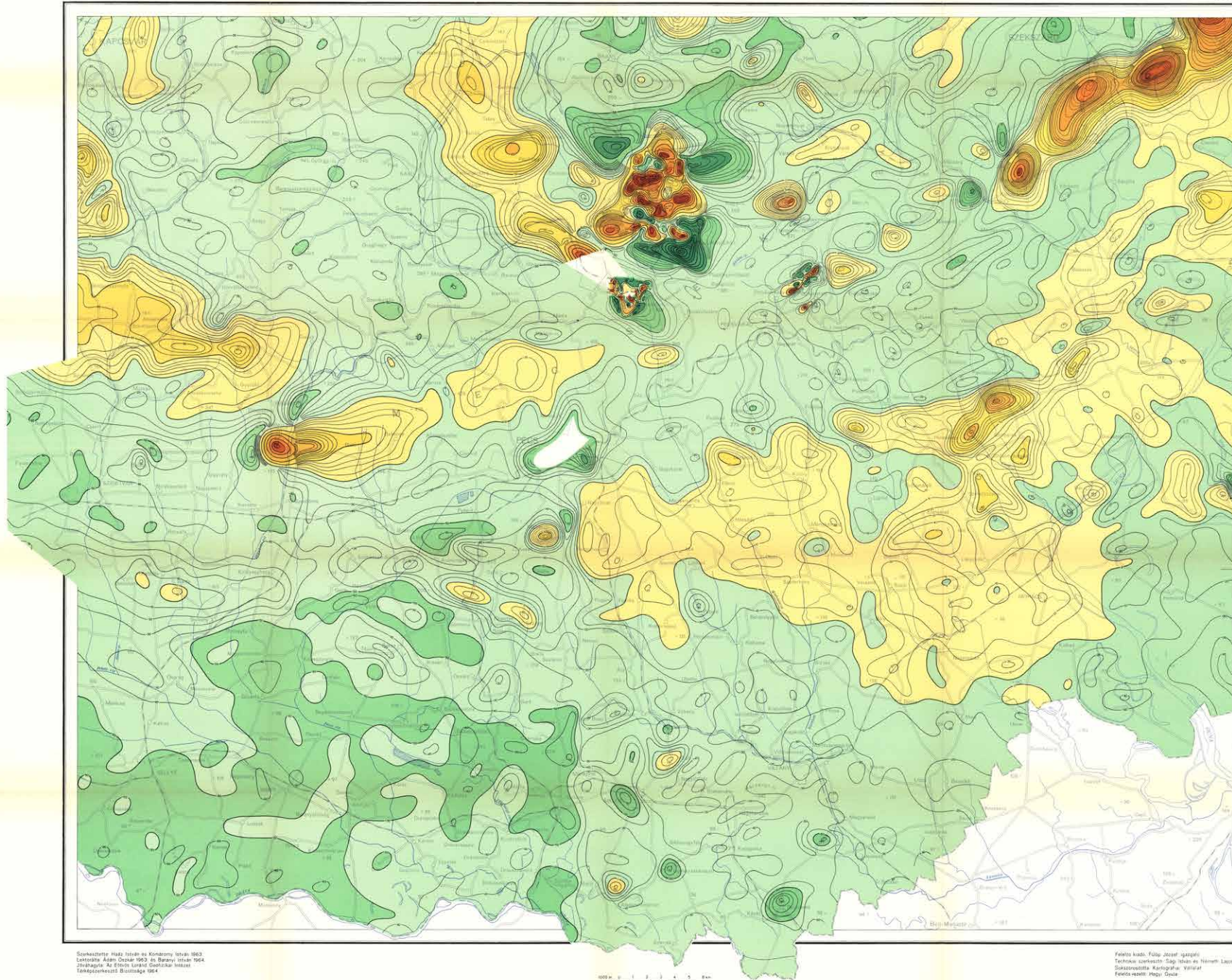
A MECSEK- ÉS A VILLÁNYI HEGYSÉG FÖLDMÁGNESES TÉRKÉPE

MAGNETIC MAP OF THE MECSEK AND VILLÁNY MOUNTAINS

КАРТА АНОМАЛИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ РАЙОНА ГОР МЕЧЕК И ВИЛЛАНИ

A FÖLDMÁGNESSÉG FÜGGŐLEGES TEREKÉRŐSÉGÉNEK ANOMÁLIAI
ANOMALIES OF THE VERTICAL INTENSITY OF THE EARTH'S MAGNETIC FIELD
АНОМАЛИИ ВЕРТИКАЛЬНОЙ НАТЯЖЕННОСТИ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

1964



JELMAGYARAZAT
LEGEND
УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Iszmerővonalak és értékek
Magnetic isomaly lines and anomaly values
Изометри и их значения

A TÉRKÉP HELYZETE
THE POSITION OF THE MAP
ПОЛОЖЕНИЕ КАРТЫ



SZÍNMAGYARAZAT
SCALE OF COLOURS
ЦВЕТНАЯ РАЦИОНКА



Az anomaliaképp az Intézet Földmágneses Osztályán készült, az adatok 1957, 1958, és 1960 évek végén 1,5 km átlós távolságra merőleges és az 1952, 1953, és 1955-56 évek Magyarországi Zseglakbányás és Kőművesek Magyarországi Szakszervezetének mérési adatai alapján. A mérések 100 m (1000) méter távolságra készültek. A méréseket a BARTA GYÖRGY vezényelte 1949-50-ban végzett országos mérések adatai alapján készítették.

A kiadványt a M. Á. E. Erdészeti és Erdőgazdálkodási Osztályának vezetője, Dr. SZÉNÁS GYÖRGY készítette.

The anomaly map was compiled by the Geomagnetic Department of the Institute, based on the reconnaissance magnetic survey of 1.5 km station spacing carried out in the years 1957, 1958 and 1960, and on the detailed magnetic survey carried out in the vicinity of Megeresbánya, Zseglakbánya and Kőműves in the years 1952, 1953 and 1955-56. The measurements were made with Schmidt-Balazs type magnetometers, with error about 10% per unit distance. The normal corrections were computed on the basis of the magnetic survey of Hungary, directed by GYÖRGY BARTA in the years 1949-50. The reconnaissance and the detailed surveys and the interpretation were directed by ISTVAN HAAZ.

The map-publishing is under the supervision of the Interpretation Dept. of the Hungarian State Geophysical Institute 'Roland Eötvös', Department-chief: G. SZÉNÁS.

Карта anomaly магнитного поля составлена Геометрическим отделом Института по данным региональных разведочных работ, проведенных Институтом в 1957, 1958 и 1960 гг. с интервалом наблюдений 1,5 км, а также детальными работами, выполненными в районе с.с. Мегерешбанья, Зсеглакбанья и Кőműves в 1952, 1953 и 1955-56 гг. Измерения проводились с использованием магнетометров Шмидт-Балажа с погрешностью измерения ±10% на единицу расстояния. Нормальные поправки вычислялись по результатам общей разведочной геомагнитной съемки, проведенной под руководством БАРТА Г. в 1949-50 гг. Работы разведочной и детальной съемки, а также работы по обработке материала руководил ХАЗ И.

Публикация редактурой отделена по постановке и обработке материалов Венгерского государственного геофизического института им. Роланда Эвеша. Редакция: СЕНАШ Г.

Cartographic work done in Komló in 1963
Lektorálta: Ágoston Östör 1963 és Barany István 1964
Jelölés és színek: Erdészeti és Erdőgazdálkodási Osztály
Táblázat: Erdészeti Osztály 1964

Felelős kiadó: Földi József igazgató
Technikai szerkesztő: Sági István és Némethy László
Szerkesztési Kari Igazgató: Villányi
Kiadóhely: Mező Gyula

