

G. SZÉNÁS

GENERAL EXPERIENCES OF THE APPLICATION OF GEOPHYSICAL METHODS IN HUNGARY

The main factors, which limit, or make impossible the geophysical exploration, are systematized. These are: 1. the weathered layer, 2. lenticular sedimentation, 3. eroded surface of the basement, 4. horizontal anisotropy, 5. screen effects, 6. tectonical disturbances, 7. reverberations (multiple reflections).

These phenomena are treated chiefly from the point of view of seismic and gravity measurements.

ÁLTALÁNOS TAPASZTALATOK A GEOFIZIKAI MÓDSZEREK MAGYARORSZÁGI ALKALMAZÁSÁRÓL

SZÉNÁS GYÖRGY

Gyakorlati célú, tehát földtani feladat megoldására irányuló geofizikai kutatások alkalmával részben természetes, részben mesterségesen létrehozott fizikai hatások megfigyelésére, illetőleg mennyiségi meghatározására törekszünk és méréseink eredményét a földtan fogalmait véve kölcsön, értelmezzük. Ahhoz, hogy egy-egy földtani feladatot geofizikai módszerekkel eredményesen megoldhassunk, bizonyos fizikai feltételeknek kell teljesülniök:

1. fizikailag is kimutatható közettani különbség (inhomogenitas),
2. ennek az inhomogenitásnak kellő mértékű viszonylagos kiterjedése és
3. alkalmas térbeli elhelyezkedése.

E három feltételnek a különböző módszereknél sajátos együttesben kell teljesülni ahhoz, hogy a geofizikai kutatás eredményes legyen.

Vannak olyan földtani viszonyok is, amelyek, jóllehet kielégítik a felsorolt feltételeket, oly sokféle értelmezési lehetőséget nyújtanak, hogy az eredményes kutatás illuzóriussá válik.

Vannak végül a fenti követelményeket ugyancsak kielégítő, de olyan ásványi nyersanyaggal kapcsolatos földtani körülmények, amelyeknek gazdasági jelentősége az adott gazdasági viszonyok között csekély. A geofizikai módszerek egyike-másika meglehetősen költséges, s ezért az alkalmazás arányosságát is vizsgálnunk kell.

A kézirat 1955. október 1-én érkezett be.

Abból a szempontból, hogy az említett feltételek milyen mértékben és milyen együttesben teljesülnek, a geofizikai módszerek alkalmazásában korlátokkal találkozhatunk. Ezek a korlátok részben az alkalmazott geofizikai módszer természetétől, részben a kutatási terület földtani körülményeitől függenek, tehát módszertani és földtani korlátok.

A geofizikai módszerek fejlődésével a módszertani korlátok egyre szűkebb térré szorulnak. A földtani korlátok azonban mindig több-kevesebb problémát fognak jelenteni. Legjellemzőbb példa erre a többértelműség, amelyet aligha lehet valaha is a geofizikai kutatás szükségképpen korlátai közül kirekeszteni.

*

Hazai tapasztalataink szerint a geofizikai módszerek földtani jellegű korlátait az alábbiak szerint foglalhatjuk össze:

1. a felszínközeli laza képződmények,
2. a vastag üledékösszletek lencsés települése,
3. az alapkőzet egyenetlen felszíne,
4. a közetfizikai állandók változása vízszintes irányban,
5. az árnyékolás,
6. a túlságosan zavart tektonika és
7. többszörös visszaverődés.

Hangsúlyozzuk, hogy a tanulmány célja ezeknek a korlátoknak rendszerbe foglalása.

A továbbiakban a kérdéseket ebből a szempontból világítjuk meg, és a szükséges geofizikai alapismereteket feltételezzük.

1. A felszínközeli laza képződmények

A kőzeteknek a felszínén levő része a mállás hatására fellazul, hézagterfogatukat levegő tölti ki. Ha a kőzet kőzettanilag egyébként egynemű, e zóna talpa általában egybeesik a talajvíztükörrel. Ez a zóna szeizmikus energiaközlésre a nagy elnyelés miatt kedvezőtlen. Az összetett hullámnak főleg a nagyobb frekvenciás komponensei nyelődnek el, mert az elnyelés általában arányos a frekvenciával.

A rengéshullám terjedési sebessége laza közegben kicsi.

A térfogatsúly a likacsosság növekedésével közel lineárisan csökken. A térfogatsúly növekedése (tapasztalati statisztika szerint) a rugalmassági tényezők nagymértvű növekedését vonja maga után. A rugalmasság növekedése növeli a terjedési sebességet.

Ez az összefüggés csak bizonyos értékhatáron belül — 1,3 és 3,1 g/cm³ térfogatsúly között — áll fenn, a kőzetek térfogatsúlyának érték tartománya azonban éppen ide esik (1).

A terjedési sebesség ezen kívül a mélységgel, illetőleg a mélységgel növekvő hidrosztatikus nyomással is nő (azonos kőzetösszleten belül is). Ezt a jelenséget a növekvő tömörültség (kompakció) hozza létre (2, 3).

Ilyen körülmények közt érthető, hogy a rengéshullám terjedési sebessége a felszínközeli laza képződményben kicsi. Ez azért lényeges, mert ha ez a képződmény, illetőleg zóna elég vastag és változó vastagságú, akkor

a hullám terjedési, illetve beérkezési idejét jelentékenyen módosíthatja. Ezért ezt a zónát általában korrekcióba veszik.

A robbantópontnál e zóna kedvezőtlen hatását kiküszöbölhetjük azzal, hogy a robbantólyukat talpa alá fúrjuk. Ezáltal több előnyt érünk el. Kedvezőbbé tesszük az energiaátadást és kiküszöbölünk egy energia-visszaverő felületet. Az energiabehatolás azonban a kedvezőtlen akusztikus illesztés miatt hátrányos is lehet.

Ilyen laza képződmény mindenütt előfordul. Vannak ezenkívül olyan területek is, ahol különleges üledékképződés következtében a felszín alatt többszáz méter vastag, laza homokkőképződmények vannak. Ilyen terület van hazánkban ott, ahol a pannon medence süllyedékét levantei és pleisztocén hordalékok töltik ki (pl. Hortobágy).

Valamennyi megállapítás, amelyet az előzőkban a felszínközeli kisebbességű zónával kapcsolatban tettünk, érvényes az ilyen területekre is. Az ilyen területek a méréseket gyakran teljesen lehetetlenné tehetik. Ezek kapták a közelmúlt gyakorlatában az ún. «néma zóna» elnevezést. A «néma zóna» fogalom azóta kiterjesztődött s olyan területekre is alkalmazzák, amelyek gyengén reflektálnak, vagy nem reflektálnak, de más okok, pl. lencsés település miatt.

Az ilyenfajta néma zónákat kedvezőbb frekvencia-spektrumú robbantással ma már akadálytalanul kutatjuk (Poulter-módszer). Ennél a robbantási módszernél ugyanis a keletkező sík rengéshullámok frekvenciatartománya keskeny, nem több, mint 50 Hz, és az energia csúcértéke a lazább talaj által jól átengedett frekvenciákon van (4).

A pannoniai dombvidéken, az eróziós völgyekben végzett szeizmikus mérés általában eredményesebb, mint a dombon végzett mérés. Ennek magyarázatát más alkalommal ismertettük a Geofizikai Közleményekben (5).

A szeizmikus kutatást a rosszul reflektáló területeken az ismeretes, ún. fáziskorrelációs, vagy kombinált refrakciós-reflexiós eljárás teszi lehetővé vagy gazdaságossá. Ez az eljárás egyben a szeizmikus módszer egyik továbbfejlesztési lehetősége.

Meg kell említeni a felszínközeli kisebbességű réteggel kapcsolatban, hogy a közelmúlt kutatási gyakorlata arra a felfogásra vezetett, hogy a korrekció elvégzésének költsége és nehézsége, hasznával gyakran nincs arányban, sőt a korrekció néha félrevezető. A legújabb hazai szeizmikus refrakciós kutatásoknál (kőszén-, bauxit-, rézércutató mérések) a korrekciós eljárást általában mellőzték, vagy igen szűk határok közé szorították, szintre redukálást egyáltalán nem alkalmaztak, vonatkozási szintnek a felszint tekintették.

A felszínközeli laza képződményeknek — mint jellegzetes fogalomnak — főleg a szeizmikus méréseknél van szerepük. Az elektromos méréseknél ez a réteg mindössze nagyobb feszültségek alkalmazását teszi szükségessé.

A felszínközeli laza képződmények (kisebességű zóna) hatása a szeizmikus mérésekre hátrányos.

A hátrányos hatások kiküszöbölésének módja: légrobbantás alkalmazása, a méréseknek lehetőleg völgyekben történő végzése, lyukrobbantásnál a fúrásnak a talajvíztükör szintje alá mélyítése. A megoldás egy lehetséges módja a fáziskorrelációs refrakciós módszer is.

Ha a kissebességű zóna állandó vastagságú, vagy vastagsága egyetlenül változik, mélyebb szerkezetek kutatásánál mérlegelni kell azt, hogy a kissebességű zónát egyáltalán figyelembe, illetve korrelációba kell-e venni.

2. Lencés település

A rétegek határfelületét általában üledékképződési változások jelölik ki. E változások fizikai különbségeket is eredményeztek.

Földtani korhatár nem feltétlenül esik egybe szeizmikus határfelülettel, mert üledékfolytonossággal képződött összletben a határt gyakran csak óslénytani alapon lehet megvonni; a szeizmikus határfelület ellenben minden esetben vagy facies-, vagy közettani határ.

Legbiztosabb szeizmikus és egyben földtani határfelület — vagyis vezérszint — a nagy üledékhézag, diszkordancia (pl. triászra miocén).

Legritkább, szinte elképzelhetetlen olyan település, ahol nagy üledékhézag után az alapkőzettel azonos közzel kezdődnek az új üledékciklus.

A reflexiós és refrakciós jelenségek nagymértékben hasonlatosak a hasonló nevű fénytani jelenségekhez. Természetesen a rétegeknél sok egyszerűsítésre és közelítésre van szükség.

A refrakciós mérés méreteit jelentékenyen befolyásolja a kimutatni kívánt réteg mélysége és terjedési sebességértékének viszonya a felette települt rétegehez, ill. rétegekéhez. A refrakció lényegéből következik, hogy refrakciós mérés csak ott alkalmazható, ahol a terjedési sebesség a felszíntől lefelé ugrásszerűen növekszik.

A reflexiós mérések nincsenek ilyen korlátozásnak alávetve. Ott csak az fontos, hogy a keresett rétegfelület és a felette levő réteg között megfelelő és kellő nagyságú hullámellenálláskülönbség legyen.

A visszaverődés a különböző hullámellenállású rétegek határfelületén jön létre a hullámellenálláskülönbség nagysága szerint. A hullámellenállás

$$R = \rho \cdot V,$$

ahol ρ a sűrűség, V pedig a terjedési sebesség. A határfelületen áthaladó 0° alatt beeső hullám amplitudóját a hullámellenállással kifejezve, a következő képlet adja:

$$A_2 = A_1 \frac{2R_1}{R_2 + R_1},$$

ahol A_1 jelenti a belépő hullám amplitudóját, R_1 és R_2 az első és második közeg hullámellenállását. Nyilvánvaló, hogy ha az R_1 és R_2 különbsége nagy, az áthaladó energia csekély lesz! (6).

Ha egy-két jellegzetes határfelületünk (vezérszint) van, akkor könnyű az értelmezés. Ha azonban számos apró homoklencsén halad át a hullám, energetikailag rendkívül kedvezőtlen helyzet (szóródás) áll elő. A reflexiókban interferencia léphet fel.

A lencsés település, különösen hazai medenceüledékeinkben gyakori jelenség. Oka az, hogy a szarmata és pannoniai «tenger» sok apró beltengerből állt, amelyek külön-külön osztályozták üledékeiket, a parttól való távolság szerint. E mellett az alapkőzet is undulációs mozgást végzett, aminek következtében a kis beltengerek is gyakran változtatták helyüket.

A pannoniai emelet felső részében a beltengerek egyre sekélyebbek lettek. Ezt az is mutatja, hogy a felső pannoniai rétegek durvább szemcséjűek, mint az alsó pannoniai rétegek. A kettő közti facieshatárt (márganyak) az elektromos lyukszelvényezés jól meg tudja határozni. Ez a határ rugalmassági határfelület is, ezért néha szeizmikus reflexiós méréssel (légrobbantással) meghatározható.

A lencsés település tehát zavarólag hat a szeizmikus reflexiós mérésekre, mert a lencsés összetételben nincs egységes vezérszint. A reflexiós mérés felületelemei korrelálhatatlanok. Nem megoldás e tekintetben a reflexiós mérések felületelemeinek időkorrelációja sem, mert így nem ugyanazon felület elemei kerülhetnek egymás mellé — véletlenül.

Ha viszont a korrelálhatatlan felületelemeket a szelvényekről kihagyjuk, értékes statisztikus adathalmaztól fosztjuk meg az értelmezést.

Egy lehetséges megoldás — ha már folytonos reflexiós szelvényezéssel mérünk — az ún. fantomhorizontok használata. Ezek a horizontok a felületelemek statisztikus eloszlását s így valószínűleg a képződmények átlagos dőlését jelzik.

A lencsés településnél alkalmazható eljárás a légrobbantás és folytonos szelvényezés helyett az ún. dőlés- (dip) lövés.

Ha légrobbantással dolgozunk, akkor kisebb frekvenciájú, tehát hosszabb hullámokat kapunk, mint a lyukrobbantásnál. Ilyenkor a vékony rétegek nem reflektálnak, csak a vastagabbak. A lencsés összetétel zűrzavaros szelvénye helyett a szeizmogramokon csak egy-két jellegzetes határfelület jelentkezik. Itt természetesen a használható eredmény kedvéért a pontossági követelményből engedni kell.

Akár légrobbantással, akár más robbantási eljárással dolgozunk, célszerűnek látszik a dip-módszer alkalmazása. Míg a folytonos szelvényezéssel egyetlen szelvény mentén kapunk felületelemeket, addig a dip-módszerrel esetleg ugyanolyan költséggel és ugyanannyi idő alatt rendkívül nagy területet tudunk behálózni kereszt alakú terítésekkel, amelyekkel egyben a térbeli dölést is meg tudjuk határozni. Folytonos szelvényezésnél erre rendszerint nincs mód — legfeljebb külön keresztterítések alkalmazásával — és egy változatos dőlésű lencsés településű összetétel felett egyáltalán nincs biztosíték arra, hogy a gravitációs térkép alapján tervezett szeizmikus szelvény dőlésirányban fut-e.

Lencsés szerkezetek fölött mindenütt dip-lövással dolgoznak, folytonos szelvényezést csak nyugodt településű táblás vidéken, jól követhető vezérszintek esetében alkalmaznak.

Összefoglalva: a lencsés település földmágneses, geoelektromos, gravitációs, szeizmikus refrakciós mérésekre kevésbé hátrányos, mint szeizmikus reflexiós mérésekre.

A megoldás útja: a légrobbantás és a fáziskorrelációs refrakciós eljárás alkalmazása. A légrobbantásos reflexiós méréseknél folytonos szelvényezés helyett célszerűbb a dőlés- (dip) módszer használata és kellő kritikával alkalmazni lehet az átlagoló szintet (fantomhorizontot).

3. Az alapkőzet problémája

A geofizikusban önként felmerül a gondolat, hogy ha kőolajtároló rétegek fedőkőzetei nehezen kutathatók, meg kell próbálkozni az alapkőzettel, amennyiben ennek a felette levő kőolajtároló szerkezettel bizonyos összefüggése van. Magyarországon legtöbbször jogos ez a feltevés, mert a pannóniai szerkezetek és az alaphegység emelt rögei általában genetikailag összefüggenek. Egyik jelenlétéből nagy valószínűséggel lehet következtetni a másikra.¹

Kedvező helyzetet teremt ez a gravitációs mérések számára ott, ahol az alaphegységet fedő üledékek sűrűség² szempontjából horizontálisan egyneműek. Ilyen helyen a gravitációs térkép többé-kevésbé a nagy sűrűségű alaphegység domborzatát tükrözi. Ez a körülmény azonban csak egész szűk, helyi vonatkozásokban állhat fenn és semmi sem áll távolabb a valóságtól, mint az a feltevés, illetve állítás, hogy a gravitációs mérés «lefényképezi» az alaphegységet.

Ezzel kapcsolatban utalunk Magyarország egyesített izogammatérképére, amely a Maort és a Geofizikai Intézet gravitációs méréseinek összesítéséből származik. Jóllehet ma még nem látott napvilágot, meglehetősen közismert, úgy gondoljuk, hivatkozhatunk rá. Ez a gravitációs térkép a következő meglepő tényeket tárja elénk.

A Sopron környéki kristályos pala kibúvása felett jóval kisebb gravitációs anomália mutatkozik, mint pl. az Alföld déli részén, Madaras és Tompa környékén, ahol mezozoós alapkőzet van helyenként néhány száz, más helyeken pedig esetleg néhány ezer méter laza összetételű fedőréteg alatt.

Az Alföld déli részén az anomáliák nagyobbak még a mátraiaknál is. Biharnagybajom környékén 1400—1600 m mélységben levő kristályos pala alaphegység fölött ugyanolyan — illetve helyenként nagyobb — anomália mutatkozik, mint a Kőszeg—Rohonci-felzsinen levő — kristályos pala hegységben. Lovászinál 3000—4000 m vastag szarmata és pannóniai üledéksor felett (az alaphegység valószínűleg mezozoós) ugyanolyan gravitációs anomália van, mint a Balaton déli partján, párhuzamosan a Balatonnal húzódó anomáliásávban, ahol az alaphegység paleozoós és nem lehet mélyebben 200—300 m-nél.

¹ Az alapkőzet földtörténetileg és közettanilag heterogén. Fizikailag — az egységesítő nyomás következtében — valószínűleg kevésbé heterogén.

² Sűrűségeen térfogatsúlyt értünk. A helytelen szóhasználatot az irodalomban meggyökeresedett volta indokolja.

E néhány innen-onnan kiragadott adat mutatja azt, hogy az anomália és az alaphegység mélységének összefüggése nem egyszerű. Nem lehet szó tehát alaphegység «fényképezés»-ről, még kevésbé arról, hogy «típus-maximum»-nak tekintsük az egyes olyan maximumokat, amelyek értékre és alakra hasonlítanak produktív területek felett jelentkezett anomáliaképhez.

Az anomáliáknak e fentiekben vázolt «anomáliája» mai ismereteink szerint pontosan nem magyarázható. A lehetséges magyarázatok közül megemlítjük a valószínűbbeket.

1. Az anomáliák nem annyira a szerkezetet, mint inkább a kavics-takarók vastagságát mutatják.

2. A mérések kiértékelésénél hibás volt a normálérték számítás.

3. Az anomáliáknak izosztatikus okuk van, ill. a mélyebb övek (Conrad, Mohorovicic) domborzati egyenetlenségét mutatják.

Valószínűleg valamennyi komponens szerepel az anomália kialakításában.

A gravitációs maximumok értelmezésénél azt is tekintetbe kell venni, hogy az alaphegység — mint a mélyfúrások bizonyítják — sok helyütt 3—4000 m mélyen van és nagyobb anomáliaindikációt ad egy felszínközeli kis sűrűségkülönbség, mint egy mélyben levő nagy különbség.

A helyzet tehát gravitációs mérések számára nem egyszerű. A fényképezési elméletnél — főleg geológusok közt — elterjedt egy még primitívebb is, amely szerint a gravitációs maximumok, vagy legalábbis a maradék anomáliák (második deriváltak) minden esetben gyűrődve megemelt (alapkőzet vonulat szegélyén levő) pannon boltozatokat jelentenek.

A hahóti mező volt az első megismert kőolajtelep, ahol a kőolaj nem pannóniai rétegben tárolódott, jöllehet gravitációs maximum van, hanem likacsos tortonai lithamniumos mészkőben, amely emelt triászkorú sasbércen fekszik.

Azóta — különösen Nagylengyelben — nyilvánvaló lett, hogy a lithamniumos mészkőben nemcsak magaslaton, hanem szárnyakon, sőt szinklinálisban — terraszszerű, vagy zsákszerű csapdákban — is lehet kőolaj.

Igaz, hogy itt a gravitációs indikáció sem szabályos maximum volt, hanem egy ún. «orr».

Gravitációs maximumot okozhat egy felszínközeli kavicslencse is. Residual anomáliát kevésbé.

A lithamniumos mészkő, bár likacsos, mégis elég rugalmas és rugalmasság szempontjából élesebben elkülönül a fedő üledékektől, mint fekvőjétől, a triász mészkőtől. Térfogatsúlya a likacsosság következtében nem nagy, a kőzetanyag sűrűsége azonban meglehetősen nagy.

A geofizikai földtan szempontjából — sűrűségi, rugalmassági és hullámellenállási alapon — ez a kőzet átveszi az alapkőzet szerepét, jöllehet alatta van az üledékhézag és nem felette.

Terjedési sebessége 4000 m/s fölött van, a triázmészkőé és a dolomité 5000 m/s körül, a fedő szarmata és pannóniai üledékeké pedig 3000 m/s alatt. (Itt jegyezzük meg, hogy délnyugati kőolajterületünk egyes

részein, Kilimánánál, Pusztadericsnél, Csömödér-Pákánál, az alaphegység fölött egy vékony, andezitfaciesű eruptívum van, mely szintén nagy sűrűségű és igen rugalmas. Ha megfelelő vastagságú, szeizmikus méréseinknél ez is az alaphegységhez hasonlóan jelentkezik.)

Szinte önként adódik, hogy ha a szarmata és pannoniai medence-üledékösszetben egységes vezérszint nem található, a nagy hullámellenálláskülönbség folytán az alaphegység szintjét kell vezérszintnek választani.

Ahol a kutatott ásványi nyersanyag közvetlenül az alapkőzet felszínéhez kapcsolódik, a választás nem is lehet vitás. Ilyen ásványi nyersanyagok a bauxit, az eocénkorú barnakőszéntelepek, a rudabányai ankerit (7).

Ha az alapkőzet kis mélységben van, mint pl. a bauxit esetében, legcélszerűbb szeizmikus refrakciós módszerrel dolgozni, mert ezzel a módszerrel az alapkőzet felszínének tagoltságát jól ki lehet mutatni és ilyen kis mélységben — különösen vetőkkel tagolt területen — reflexiós mérés rendszerint nem alkalmazható.

Ha az alapkőzet mélyebben van, domborzatából csak közvetve tudunk következtetni a kutatás elsődleges céljára, a felette levő fiatalabb szerkezetre. A mélyebb alapkőzet felszínét célszerűbb reflexiós módszerrel meghatározni. E módszer ugyanis jóval olcsóbb a refrakciósnál.

Sajátságos körülmény, hogy az eddigi tapasztalatok szerint hazánkban a mélyen levő alapkőzet felszínének kimutatására is a refrakciós módszer látszik alkalmasabbnak. Igazolja ezt az állítást néhány olyan sikerrel végzett refrakciós mérés, amelynek területén reflexiós mérések sikertelenek maradtak.

Annak, hogy a szokásos robbantási eljárással dolgozó reflexiós módszernek miért nem sikerült az alapkőzet felszínét jól meghatározni, a következő oka lehet: a szeizmikus hullám geometriai szóródás, és különösen a lazább kőzetekben fellépő elnyelődés miatt a felszínen kis energiával jelentkezik.

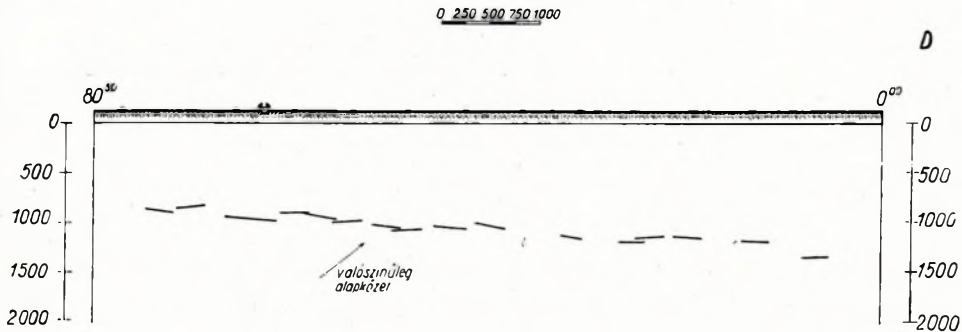
Az alaphegység reflexiós «némaságát» okozó körülmények azonban részben magával az alaphegységgel kapcsolatosak. Az alaphegység felszíne egyenetlen, töredezett. A szeizmikus hullám ezen az «érdes» felületen diffúz visszaverődést szenved, mint a fény a maratott üveglapon.

Különösen olyan robbantási eljárásnál szembeszökő ez, ahol az energiamaximum azokon a nagyobb frekvenciákon van, amelyek már a fiatalabb rétegeken való áthaladás közben elnyelődnek. Ilyenkor a hasznos hullám kis energiával éri el az alaphegység felszínét és ez a kis impulzus még tovább gyengül a diffúz visszaverődés miatt.

A robbantási eljárások közül, elnyelő és egyenetlen felszínű rétegek felett, csak az látszik alkalmasnak, amely az energiamaximumot a hasznos kisebb frekvenciák sávjára (30—80 Hz) koncentrálna.

A légrobbantás által keltett nagyobb hullámhosszú rengés azonban csak meghatározott vastagságú szintekről verődik vissza, és ennek alkalmazásával a vékonyabb rétegek meghatározásáról le kell mondani. A légrobbantásnál mért reflexiós szelvények egy-két jellegzetes visszaverő szintet tükröznek. Ez hazánkban rendszerint az alaphegység, vagy ritkábban az alsó-felsőpannon határa (l. 1. ábra).

LÉGROBBANTÁSOS REFLEXIÓS SZELVÉNY



1. ábra.

Összefoglalva: az alapkőzet felszínének egyenetlensége földmágneses és geoelektromos kutatásoknál közömbös, gravitációs kutatásnál (ha a fedő homogén) az apró egyenetlenségek közömbösek, a nagyok kedvezőek, szeizmikus refrakciós kutatásnál közömbös, vagy (kis mélységű szerkezetnél) kedvezőtlen, szeizmikus reflexiós kutatásnál kedvezőtlen.

A szeizmikus probléma megoldásának útja: a légrobbantás alkalmazása.

4. A kőzetfizikai állandó változása vízszintes irányban

A földmágneses, geoelektromos, rádióaktív méréseknél függőleges képződményhatárok esetén a horizontális anizotrópia a méréshez szükséges követelmény. Részben ugyanilyen a helyzet a gravitációs méréseknél, ahol függőleges képződményhatár kimutatására éppen a vízszintes sűrűségváltozás alapján alkalmazható a módszer. Itt azonban már értelmezési bizonytalanságot is okoz. Ha pl. egy jellegzetes, meglehetősen homogén és izotróp alapkőzet domborzatát akarjuk gravitációs mérésekkel, a gravitációs anomáliák segítségével meghatározni, akkor a fedő réteg vízszintes sűrűségváltozása zavaró körülménnyé válik, mint Magyarország gravitációs térképe is mutatja.

A horizontális anizotrópia a szeizmikus méréseknél már nemcsak zavaró, hanem gyakran lehetetlenítő körülmény. Gondoljuk meg azt, hogy a terjedési sebesség megváltozását kell szerkezeti, földtani kifejezésekben értelmezni. Ha a terjedési sebesség földtanilag homogén összletben horizontálisan megváltozik, ezt tévesen szerkezeti indikációnak tekinthetjük.

A kőolajkutatás területein — hazai viszonylatban — e jelenséggel alig találkozhatunk. Érthető, mert ezeken a területeken az alapkőzet olyan mélyen van, hogy az amúgyis meglehetősen homogén kőzetet a hatalmas nyomás uniformizálta. Főleg a gravitációs mérések szempontjából jogos ez az állítás, de szeizmikus szempontból is megáll. Ezt szemlélteti az a körülmény, hogy a felsőtriász dolomit a medence fenekén lényegileg

mindenütt 6000 m/s terjedési sebességet mutatott, míg ugyanezen kőzet terjedési sebessége kis mélységben (Öskü, Nyirád stb.) 3700 és 5200 m/s között változott.

A horizontális anizotrópia a fedő medenceüledékekben oly sűrűn és kis mértékben található (lencsés település), hogy ilyen rétegek a szeizmikus hullámhosszúság szempontjából gyakorlatilag szinte izotrópnak tekinthetők.

Hogy azonban horizontálisan lassan mégis változik a terjedési sebesség, ezt a Stegena Lajos által szerkesztett sebességmenet diagrammok mutatják. A Dunántúlon pl. délről észak felé haladva a fedő összlet átlagos terjedési sebessége lassan növekszik.

Vannak élesebb helyi különbségek is, mint pl. Balatonhídvégnél (Ádám Oszkár), ahol a fedőösszlet nagyobb helyi sűrűsége a reflexiós mérések alkalmával nagyobb terjedési sebességgel jelentkezett. A szeizmikus értelmezés valószínűvé tette azt, hogy a gravitációs anomáliát (maximumot) ez a horizontális sűrűségnövekedés okozta.

Az elmondottak ellenére ismét hangsúlyozzuk, hogy a kőolajkutatás területein jó közelítésnek tekinthetjük, ha horizontálisan izotrópiát tételezünk fel.

Nem így van ez azonban a hegyvidéki méréseknél, mint pl. a kőszén, bauxit és az ércek kutatásának területein. Ezek az ásványi nyersanyagtelepek, képződésük és településük jellegénél fogva, változatosabb földtani körülmények között találhatók, mint a kőolaj. Az ilyen területeken mind a tektonikai mozgások, mind az ezzel kapcsolatos üledékképződési viszonyok változatosabbak, mozgalmasabbak voltak.

A felszínközeli kissebességű zóna terjedési sebességének (V_0) vízszintes megváltozását nem elemezzük, mert ez megszokott és könnyen magyarázható jelenség (különböző mállottsági fok, fekvő réteg kőzettani különbsége). Emellett, ha ilyen képződmény vastagságát akarjuk meghatározni, a robbantópontokat rendszerint oly sűrűn telepítjük, hogy a sebesség megváltozásának határa könnyen lokalizálható.

A terjedési sebesség vízszintes megváltozása a kőzet rugalmasságának, tehát kőzettani tényezőknek horizontális megváltozására utal.

Vízszintesen (pl. egy mérési vonal mentén) a rugalmasság megváltozásának kétféle oka lehet:

1. tektonikai,
2. üledékképződési.

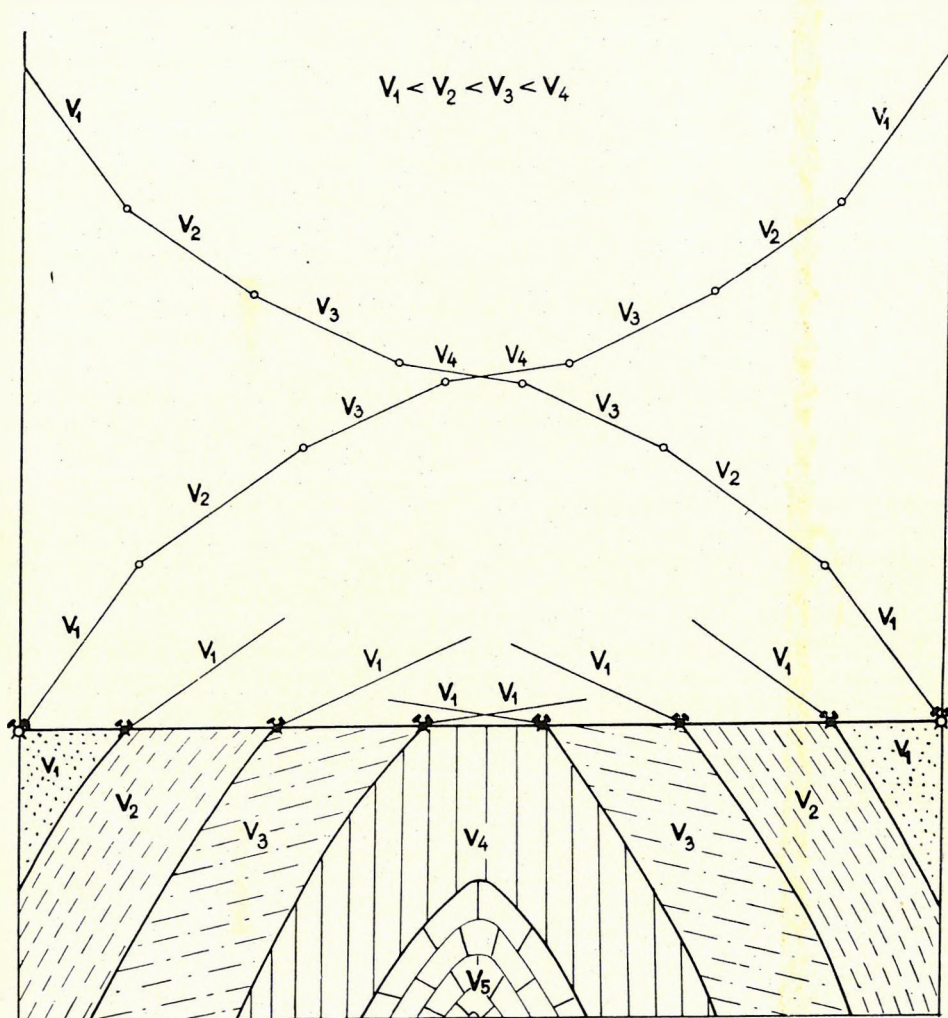
1. A tektonikai ok a tektonizmus jellege szerint szintén kétféle:

- a) gyűrődéssel kapcsolatos,
- b) vetődéssel (töréssel) kapcsolatos.

a) A meggyűrűt redő nyerge lepusztulhat és szárnyaiban a képződmények ellentett dőléssel ismétlődhetnek. A különböző képződmények más-más faciest, más-más rugalmasságot is jelentenek (l. 2. ábra).

A gyakorlatban az ábrán szemléltetett körülmény előfordulása valószínűtlen, elvi szempontból elemeztük ezt a lehetőséget.

Hasonló a helyzet a monoklinálisok rétegejkibúvásain is, mindössze az ábrán látható szimmetria nem áll fenn (pl. rhäti homokkő, greschteni homokkő, fedőmarga rétegejek Pécsbányatelepnél).

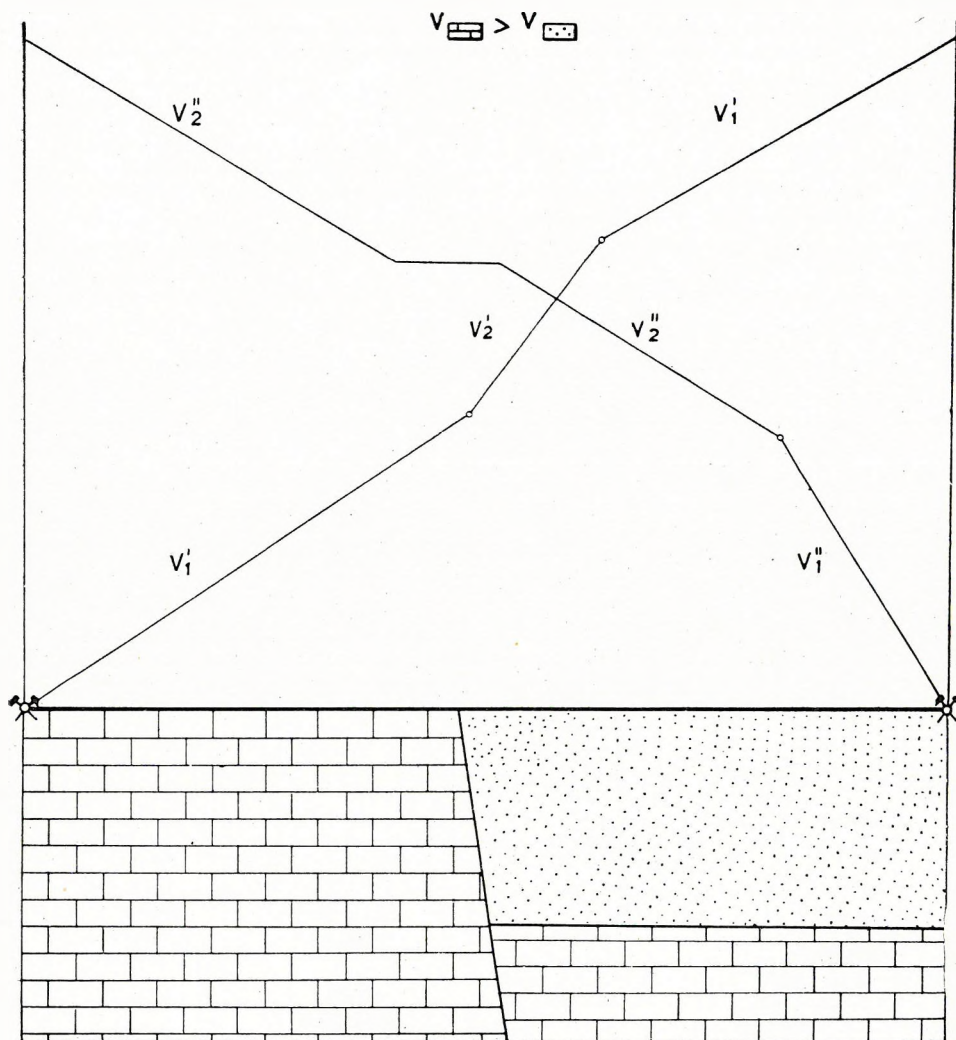


2. ábra.

b) Vető mentén a kutató réteg mellé emelkedhetett vagy süllyedhetett más, tőle eltérő terjedési sebességű réteg (3. ábra). A vetők egyéb vonatkozásban is gyakran zavarják a szeizmikus méréseket (lazultság).

Ide tartozik a palásság is. A megfigyelések szerint rétegzett és palás kőzetben a terjedési sebességnek a rétegzettség, illetve palásság síkjában mért értéke, az erre merőleges irányban mért értéket 50%-kal is meg-

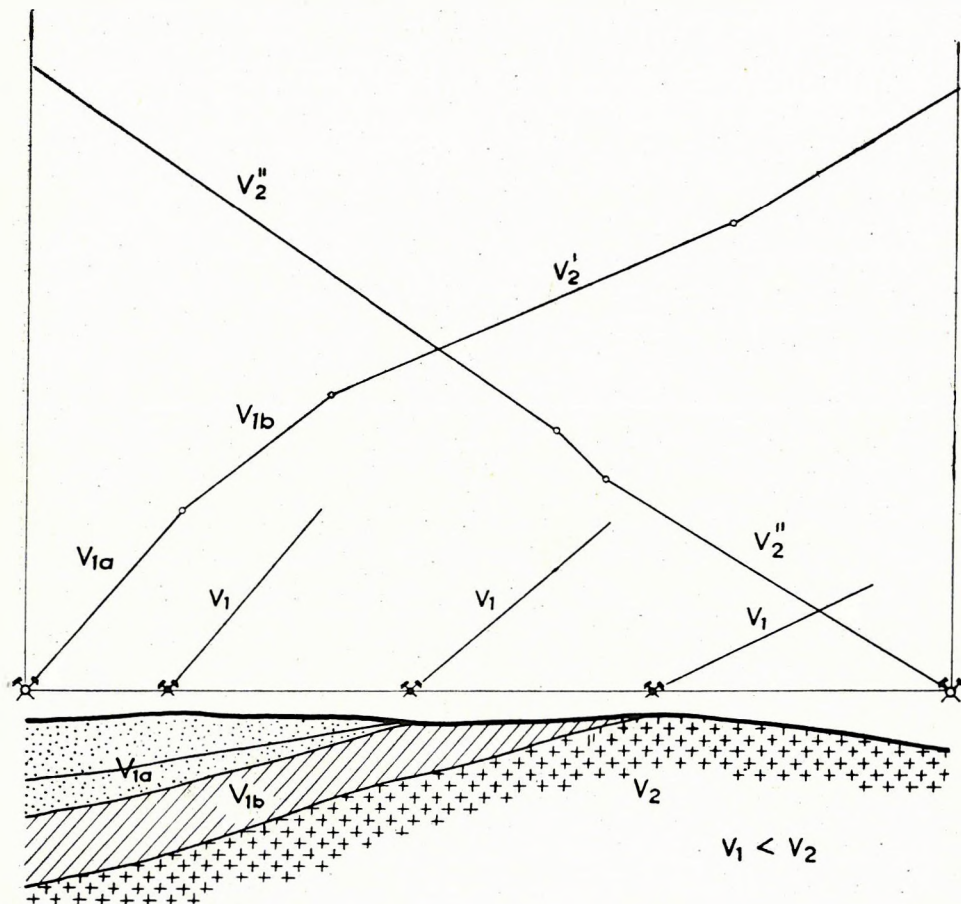
haladhatja. Palásságon a magyar nevezéktan mindig az ún. másodlagos palásságot érti (az elsődleges palásság a vékony rétegezethez), amely nyomás hatására jön létre a nyomás irányára merőleges síkokban.



3. ábra.

Nagy méretekben ennek a jelenségnek látszólag fordítottja figyelhető meg. A vetődéses tektonika területén a nyomott zónákban a nyomás irányában (dőlés mentén) mért terjedési sebesség rendszerint nagyobb, mint erre merőleges irányban (csapás mentén). Húzott zónákat kisebb sebesség jellemez.

2. Az üledékképződés következtében létrejött horizontális terjedési sebességváltozásnak magyarázata a következő. A tenger (üledékgyűjtő) parttól való távolsága szerint osztályozza üledékeit, mind szemcsenagyság, mind ásványos összetétel (pl. mésztartalom) szerint.



4. ábra.

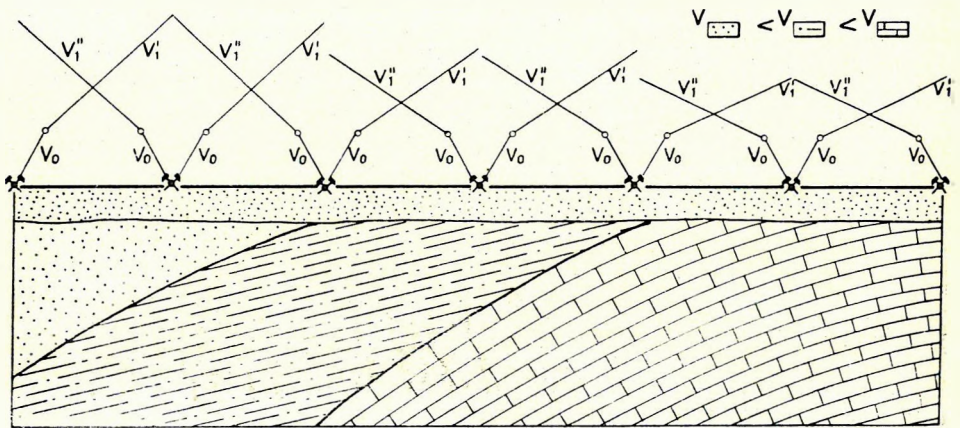
A tenger mozgása, partjának vándorlása azt eredményezi, hogy különböző faciesű üledékes kőzetek egymás fölött és egymás mellett helyezkednek el. Így jönnek létre pl. a kőolaj kőzettani csapdái is.

Minden képződmény előbb-utóbb átadja helyét egy fizikai paraméterekben (földtani faciesben) tőle eltérő üledékes, vagy nem üledékes kőzetnek. A terjedési sebesség horizontális megváltozásának egyik oka lehet az üledékfaciesek tengerparti elhelyezkedése. Ilyenkor az egyik réteg kiékelődve következik a másikkra (4. ábra).

Ha (a tárgy megvilágítása kedvéért) idealizálva feltételezzük, hogy ilyen helyeken a kissebességű zónának mind vastagsága, mind terjedési sebessége állandó, akkor a kisrefrakciós (korrekciós) terjedési időgörbék az 5. ábrán bemutatott alakot veszik fel. A gyakorlatban ez nem következik be, mert a kissebességű zóna fizikai paramétereit az alul levő kőzetek — amelyekből mállás révén keletkeztek — erősen befolyásolják.

Az üledékképződési faciesváltásnak, azaz sebességváltozásnak másik jellegzetes módja az, mikor nagy kiterjedésű, homogén képződménybe az erózió bevág, s az erodált mélyedést későbbi üledékképződés más faciesű képződménnyel tölti ki (6. ábra).

A hirtelen vagy fokozatos vízszintes sebességváltozásnak az értelmezésre gyakorolt zavaró hatását úgy rckeszthetjük ki, illetve úgy szorít-



5. ábra.

hatjuk legkisebbre, ha a szeizmikus refrakciós szelvényben úgy telepítünk robbantópontokat, hogy a kívánt, vagy valamennyi mélybeli határfelület (ellentett sebességágakkal) végig követhető legyen.

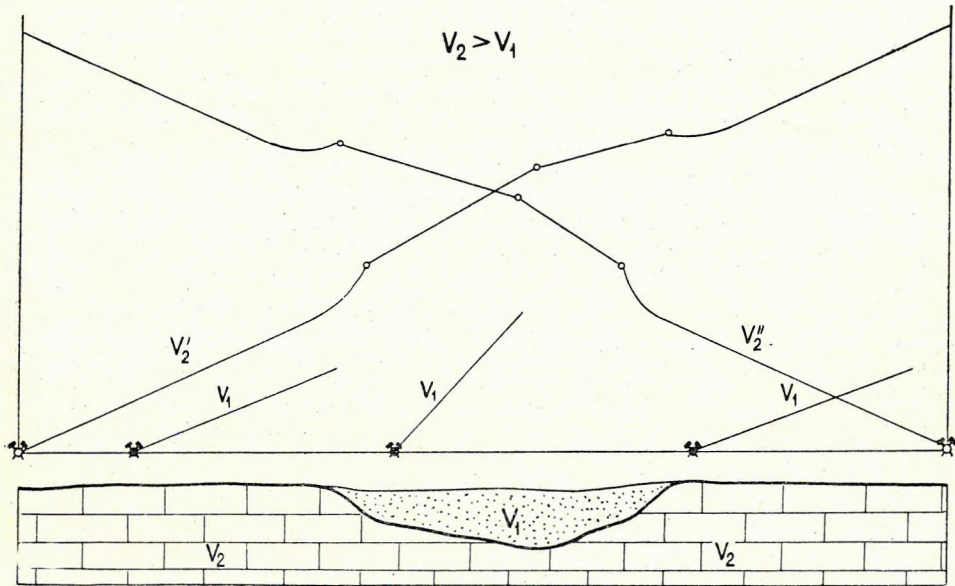
A közelmúlt gyakorlatában néha folytonos refrakciós szelvényezésnek nevezték a fenti alapelv mechanikus alkalmazását. Ez az alkalmazás abból állott, hogy a refrakciós szelvényben minden szeizmikus és földtani megfontolás nélkül, mértani szabályszerűséggel előre elosztottak számos robbantópontot és mindegyiktől a szelvény végéig mértek.

A méréseknek ez a módszere költséges, értelmetlen, éppen ezért általában mellőzhető. A szelvényvégi robbantópontok közé újabb robbantópontok telepítését esetről esetre, a kiértékelés és a terület földtani viszonyainak figyelembevételével kell eldönteni. Olyan területen pl., ahol a mélyben egy-két uralkodó képződmény van, és a szerkezeti változatosság sem túlságosan nagy, rendszerint megfelelő az egyszerű «lövés-ellenlövés» eljárás.

A gyakorlatban egy-két jól telepített korrekciós szelvénydarab kel-
lően informál a V_1 értékek horizontális változásáról.

Összefoglalva: a horizontális inhomogenitás, illetve anizotrópia földmágneses és geoelektromos kutatásra kedvező, felszínközeli gravitációs kutatásra kedvező, gravitációs mélyszerkezet kutatásra (a fedő inhomogenitása esetén) és szeizmikus kutatásra kedvezőtlen.

A megoldás módja gravitációs méréseknél: kö ültekinő értelmezés (mélybeli és felszíni földtani adatok segítségével), a magasabb deriváltak alkalmazása. Szeizmikus méréseknél: a mérési terület feltárásainak és föld-



6. ábra.

tani térképének gondos tanulmányozása és a robbantópontok fentebb említett ésszerű elhelyezési módja.

5. Az árnyékolás

Refrakció csak akkor jöhet létre, ha az egyes képződményekben a terjedési sebesség lefelé növekszik. Szerencsére ez az általános eset.

Gyakran előfordul azonban, hogy a kutatott rétegsorban a felszínhez közel van egy igen nagy terjedési sebességű vastag képződmény. Ez reflexiós méréseknél, nagy hullámellenálláskülönbsége miatt, a behatolt energia túlnyomó részét visszaveri, s e réteg alá már csak kevés energia jut. Ilyen esetekben az energia növelésével lehet valami eredményt elérni.

Az ilyen réteg az alatta lévő többi réteget «árnyékolja». Ez a körülmény a refrakciós kutatást néha teljesen lehetetlenné teszi. Példaképpen megemlítjük az úrkuti refrakciós méréseket, ahol a felszín közelében lévő, nagy terjedési sebességű eocén- vagy krétamészko az alul levő rétegeket árnyékolta és megakadályozta, hogy azokról információt nyerjünk.

Ha az ilyen árnyékoló réteg vastagsága a hullámhossz nagyságrendjébe esik, és egy vastagabb, homogén üledékösszlet között települ, akkor az alatta levő rétegeket általában nem árnyékolja.

Ha a vékony árnyékoló réteg a felszínhez közel van, akkor az alatta levő rétegről első beérkezéseket nem kaphatunk.

Itt említjük meg azt a jelenséget, hogy ha egy nagy terjedési sebességű alapkőzet felett vékony, olyan kőzet fekszik, melynek terjedési sebessége a felette levőétől kevésbé tér el, akkor ennek a rétegnek a felszínéről (ha ez a réteg elég vékony) első beérkezést sohasem kapunk, csak másodikat. (Hazánkban ilyen a lithothamniumos mészkő.) Ezt a jelenséget átlövésnek nevezzük. Aszimmetrikusan jelentkezik olyankor, amikor kiékelődő településnél csak az ék élének közelében vékonyodik el annyira a réteg, hogy az átlövés létrejöhessen. Ilyenkor értelmezési zavart okozhat.

Mivel ezekben az esetekben későbbi beérkezések analiziséről van szó, mérési módszerként legcélszerűbb a korrelációs módszert alkalmazni (9).

Összefoglalva: Az árnyékolás a földmágneses kutatásra hátrányos, ha nagy szuszceptibilitású tömeg alatt kisebb szuszceptibilitásút kell kimutatni. Ugyanez a helyzet gravitációs méréseknél, ha nagy sűrűségű tömeg alatt kisebb sűrűségű tömeget kell meghatározni. Ilyen probléma azonban ritkán van. A gyakorlatban mélybeli tömeget, vagy felszínközeli tömeg határait, vastagságváltozásait kell nyomozni.

A geoelektromos kutatásnál a probléma ilyen formában nem merül fel.

Az árnyékolásnak ebben a fejezetben tárgyalt jelensége szeizmikus méréseknél ismeretes. A reflexiós kutatásnál csaknem közömbös, refrakciós kutatás azonban gyakran kizáró körülmény.

A megoldás útja ma még ismeretlen.

Az átlótt réteg felszínéről származó fejhullámokat — későbbi beérkezésben — a fáziskorrelációs refrakciós módszerrel észlelhetjük.

6. Tektonikai zavartság

A nagyméretű tektonikai alakulatok, különösen ha közelállnak idealizált modelljükhöz, kedvezőek a geofizikai kutatás szempontjából. Ha azonban egy területet nagy és egymást követő korokban változó irányú tektonikai erőhatás ért, akkor ott némelyik geofizikai módszer nehézséggel küzd.

A gravitációs és földmágneses méréseknél mérési nehézség nem lehet, mert gravitációs és mágneses térerőssége mindenütt van a Földnek. Fajlagos elektromos vezetőképessége is van minden kőzetnek, akármilyen tektonikai erőhatás érte is. Ezeknél a mérési eljárásoknál úgyszólván csak értelmezési nehézséget vet fel a túlságosan zavart tektonika. E nehézségek azonban lehetnek olyan döntőek, hogy a mérés céltalanná válik.

Más a helyzet a szeizmikus méréseknél, ahol nem a Föld valamely természetes erőterének változását figyeljük meg, hanem egy mestersége-

sen létrehozott hatást. Ilyen mérésnél előfordulhat az is, hogy nem tudjuk lefolytatni, mert nem tudunk észlelhető hatást kelteni.

Ilyen körülményt láttunk «A felszínközeli laza képződmények» c. fejezetben. Hasonló körülményeket teremt a szeizmikus mérések számára a túlságosan zavart tektonika is. Az erősen zavart tektonika a kőzetek nagymérvű roncsolódásával, fellazulásával jár. Ez a körülmény a szeizmikus energiára éppoly kedvezőtlen, mint bármely más eredetű lazaság.

A gyűrődéses tektonika a szeizmikus mérésekre általában nem kedvezőtlen, feltéve, hogy nem kaotikus gyüredezettséggel vagy pikkelyezettséggel van dolgunk. Kedvező esetben azonban még átbuktatott redőt is ki lehet reflexiós szeizmikus mérésekkel mutatni (Boriszláv). A kősótömsz vonszolt szárnyai reflexiós mérésekkel általában jól nyomozhatók. Enyhe lejtésű antiklinálisok — egyébként megfelelő kőzetviszonyok mellett — ideális alkalmazási területet nyújtanak a reflexiós méréseknek.

Törésekkel, vetőkkel szemben a reflexiós mérések érzékenyek. Tektonikai lazultság esetében energetikai oka is van annak, hogy vetők zónájában reflexiók általában nem nyerhetők. A reflexiók kimaradásának ilyen helyeken azonban geometriai oka is lehet, ha a vető — mint visszaverő felület — árnyékol. Reflexiós szelvényekben a vetőzónák jelenlétére éppen a reflexiók kimaradásából szoktak következtetni.

A refrakciós mérések számára a vetőkkel felszabdalt rögök tektonikája kedvező alkalmazási területet nyújt. A túlságos fellazultság természetesen itt sem kedvező, részben energetikailag, részben pedig azért, mert a sok apró vető éléről olyan szórt hullámokat kapunk, amelyek sűrűn ismétlődve a kiértékelést rendkívül nehézzé teszik.

Összefoglalva: a leggyakrabban előforduló kutatási feladat tektonikai alakzat kimutatása.

Az «enyhe» tektonikai formáknál ez lehetséges is, ellenben az erősen zavart tektonika, a meredek dőlés, a kaotikus gyüredezettség, a pikkelyezettség, a kőzetek vetők általi összeszabdaltsága stb. valamennyi geofizikai módszer számára hátrányos.

A megoldás útja ma még ismeretlen.

7. Többszörös visszaverődés (reverberáció)

Előfordul egyes területeken, hogy a szeizmikus hullámok többszörösen visszaverődnek a kissebességű zóna talpa és valamely visszaverő szint, vagy pedig két visszaverő szint között, és ilyen többszörös visszaverődés után is felszínre juthatnak.

Ez a jelenség rendszerint olyan területeken lép fel, ahol a rétegek települése nyugodt és a felszín alatt kisebb-nagyobb mélységben jó visszaverő felület van. A többszörös visszaverődés nagyon megnehezítheti a reflexiós méréseket, mert a felületelemek mélységi és dőlési adatai hamisak lesznek.

Különösen gátolják a reverberációk az alaphegység felszínének kutatását (Fertőszentmiklós—Mihályi), mert a nagyobb beérkezési időkkal jelentkező (de nem egyszer éppen az alaphegység és a felszín között fel-

lépő) reverberáció alapján szerkesztett felületelemek sokszor mélyebbre kerülnek a szelvényrajzon, mint a valóságos határfelület, s utóbbi nehezen, vagy egyáltalán nem különíthető el. Dőlt határok esetén a reverberációkból szerkesztett felületeknek eltérő dőlésszögei is zavarólag hatnak.

Kedvezőtlen körülmények között fokozhatja a reverberációk zavaró hatását, ha ezek egymással, vagy az egyszerű visszaverődésekkel interferálnak. Ilyenkor a szeizmogrammok gyakorlatilag kiértékelhetetlenek.

A többszörös reflexiókat a valódi reflexióktól általában az átlagsebesség elemzésével különítjük el. Interferencia esetén ez az eljárás nem megfelelő.

A többszörös visszaverődést mutató területeken a szeizmikus reflexiók kutatás megnehezül, bizonytalanná vagy értelmetlenné válik. A megoldáshoz közelebb visz a kombinált (fáziskorrelációs) refrakciós-reflexiós eljárás. Ezzel az eljárással meg tudjuk különböztetni egymástól az egyszeri reflexiókat és a reverberációkat. A reverberációkhoz ugyanis refrakciós beérkezések nem tartoznak (10).

Összefoglalva: a többszörös visszaverődés jelensége csakis a reflexiók kutatásnál léphet fel mint zavaró tényező.

A megoldás útja: a kombinált reflexiós-fáziskorrelációs refrakciós mérési eljárás és a légrobbantás alkalmazása.

*

A geofizikai méréseknek az előzőkben felsorolt korlátai hallatára felmerülhet az a gondolat, hogy alig van terület, ahol geofizikai kutatást hasznosan lehetne alkalmazni.

Valóban nagyon ritka a kedvező földtani körülmények között folyó kutatás. A geofizikai kutatást éppen a bonyolult szerkezeti, települési viszonyok felderítésére szokták segítségül hívni. Nagyon indokoltnak látszik tehát a geofizikai módszerek alkalmazásának korlátait megismerni.

Hibás az a felfogás, amely a geofizikai kutatástól a föld mélyének «szines, televíziós» képét várja és ilyenek hiánya esetén a geofizikával szemben szkeptikus álláspontot foglal el. A geofizika feladata — fejlettségének mai fokán — főleg kvantitatív adatok, nagyvonalú szerkezeti képek nyújtása.

Az ásványi nyersanyagok kutatásának jövőendő eszköze a földtan ismerettárával felszerelt geofizikai kutatás lesz.

A tanulmány az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Szeizmikus Laboratóriumában készült.

Munkatárs: Lendvay Károly.

IRODALOM

1. S. S. WEST: The Effect of Density on Seismic Reflections. *Geophysics*. 1941. Vol. VI. p. 45.
2. W. C. KRUMBEIN: Some Relations among Sedimentation, Stratigraphy and Seismic Exploration. *Bull. Am. Assoc. Petr. Geol.* Vol. 35. No 7. 1951 p. 1505.
3. CH. W. OLIPHANT: Comparison of Field and Laboratory Measurements of Seismic Velocities in Sedimentary Rock. *Bull. Geol. Soc. Amer.* Vol. 61. 1950. p. 759.
4. GÁLFI JÁNOS: A levegőben robbantás módszerének alkalmazása a hazai gyakorlatban. *Geofizikai Közlemények*. I. k. 1952.
5. SZÉNÁS—ÁDÁM: Szeizmogeológiai viszonyok DNy-Magyarországon. *Geofizikai Közl.* II. k. 1953.
6. C. A. HEILAND: *Geophysical Exploration*. New-York. 1951. Prentice Hall.
7. SZÉNÁS—GEREBEN: Szeizmikus refrakciós mérések alkalmazása a bauxit-kutatásban. *Geofizikai Közlemények*. III. k. 1955.
8. SZÉNÁS GYÖRGY: *Geofizikai Telepismeret*, Kézirat. 1954.
9. G. A. GAMBURCEV: Korrelacionnij metod prelomlonnich voln. (A refraktált hullámok korrelációs módszere.) Moszkva 1952.
10. LENDVAI KÁROLY: Szeizmikus kutatás fáziskorrelációs refrakciós módszerrel. Előadás. Magyar Geofizikusok Egyesülete 1955. V. 20.

Eötvös Loránd kutatómunkájának decenniumai: 1886—1896—1906—1916

Erdekes módon, Eötvös három alapvetően fontos értekezésének megjelenési, ill. megírási évszáma: 1886, 1896, 1906.

Az első: «A felületi feszültség összefüggése a molekuláris térfogattal», Math. és Term. tud. Ért., 4, 1886, 34—41. («Über den Zusammenhang der Oberflächenspannung mit dem Molekularvolumen», Ann. d. Phys. u. Chem., N. F., 27, 1886, 448—459.)

A második: «Vizsgálatok a gravitáció és földmágnesség köréből», Math. és Term. tud. Ért., 14, 1896. 221—226. («Untersuchungen über Gravitation und Erdmagnetismus, Ann. d. Phys. u. Chem., N. F., 59, 1896, 354—400.)

A harmadik: «Bestimmung der Gradienten der Schwerkraft und ihrer Niveauflächen mit Hilfe der Drehwage», Verhandl. d. XV. allg. Konferenz der internat. Erdmessung in Budapest, 1906. Bd. I., 337—395.

Eötvös munkásságában fontos évfordulónak tekinthetjük az 1916. évi Egbell környéki Eötvös-ingamérést is, amely az első geofizikai kutatás volt egy olajmező területén. E munkát Böck Hugó ismertette először: «Nachweis von Brachyantiklinalen und Domen auf Grund der Angaben von Schweremessungen mit der Drehwage», Bányászati és Kohászati Lapok, 1917.

Az Európai Szeizmológiai Bizottság ülései Wienben

Ez év április 4—7 között a Nemzetközi Geodéziai és Geofizikai Unió szeizmológiai bizottsága — melyben 19 ország volt képviselve —, a következő témákról tárgyalt: nagy robbantások szervezése főként az Alpok vidékén, európai földrengés katalógus és Európa szeizmotektonikai térképének készítése, közeli földrengések jelzésére alkalmas szeizmográfok szerkesztése és vizsgálata, mikro-rengések.

A nagy robbantások célja a Mohorovičić-féle diszkontinuitás mélységének kimutatása az Alpok vidékén. Ilyen vizsgálatokat először Franciaország területén Briançon környékén készülnek végezni az 1956. év második felében. A robbantásokat Németország, Olaszország és esetleg Csehszlovákia területén is regisztrálni fogják. Helyes lenne, ha hazánk is bekapcsolódnék ezekbe.

A bizottság a közelgő Nemzetközi Geofizikai Év folyamán nagyarányú mikro-szeizmikus észleléseket tervez.

25 esztendőös geofizikai egyesület

A nyersanyagok, elsősorban szénhidrogének kutatásával foglalkozó geofizikusok először az Egyesült Államokban tömörültek egyesületbe. Az egyesület neve: «Society of Exploration Geophysicists». Az egyesületnek 1930—1934 között 197 tagja volt, 1940-ben már 1000-nél több, 1947-ben 2000-en, 1955-ben pedig 6000-en felül. Az Egyesületnek az USA-ban és Canadában 24 helyi egyesülete van. Az egyesület folyóirata a Geophysics, amely azonban csak 1936-ban indult meg.

Az alapító tagok között olvashatók: Donald C. Barton, J. Brian Eby, E. Helmer Hedström, Hlauschek, F. Kaselitz, George Steiner, E. E. Rosaire, J. P. Schumacher,

akik részben irodalmi működésük, részben magyarországi kapcsolataik miatt ismerősebbek nekünk. Steiner hazánkfiá volt, ő képviselte a huszas évek végétől a harmincas években bekövetkezett haláláig a Süss-gyárat az Egyesült Államokban. Saját geofizikai mérővállalata volt. Korai halálát repülőszerencsétlenség okozta, mikor egy erdei tisztáson tartózkodó mérőcsoportjának látogatását befejezve gépével a felszálláskor beleütközött a fák ágaiba és halálra égett.

Barton és Schumacher a huszas évek elején az elsők között tanulmányozták Budapesten az Eötvös-ingát, megvásárolták és így indult meg geofizikai kutatói karrierjük. Schumacher volt egyik gazdája a koustoni Torsion Balance Exploration (Torbalax) mérőcégnek, amelynek kötelékében éveken át működött Fekete Jenő és Vajk Raul.

Kaselitz az Eurogasco, majd a kisebb magánvállalatot átvevő Standard Oil Company, New Jersey európai főgeofizikusa volt s több ízben tartózkodott hazánkban.

Az Egyesületnek 1955 októberben a Colorado állambeli Denverben tartott 25. évi gyűlésén az életben levő alapító tagjai ezüst oklevelet kaptak.

Ugyanakkor választották meg az egyesület 8., 9. és 10. tiszteleti tagjának Cecil H. Greent, James B. Macelwane-t és Paul Weaver-t. Mindhárman 30 évnél hosszabb kutatói múltta tekintettek vissza és különösen Macelwane neve jól ismert, minthogy kb. 100 értekezés és 6 könyv szerzője, ill. társszerzője. Ez év elején hűnyt el, csaknem egyidőben Ludger Mintrop-pal, aki Macelwanenel együtt a gyakorlati földrengéskutatás úttörője volt. Egy harmadik jeles szeizmológus Krumbach, akinek saját szerkesztésű műszerei jól ismertek, a múlt év végén halt meg.

Weaver életrajzában olvasható, hogy ő is tanulmányozta a huszas évek elején Budapesten az Eötvös-ingát s ezután tett javaslatot az automatikusan működő inga szerkesztésére. E javaslat eredményeképpen készültek el az első Bamberg-ingák és kerültek a terepmunkába Mexico területén.

Doktori értekezés megvédése

Barta György, a Geofizikai Intézet tihanyi obszervatóriumának vezetője, június 14-én védte meg a Tudományos Minősítő Bizottság előtt doktori értekezését, melynek címe: «A földmágneses tér évszázados változásának periódusairól.»

Barta a földmágneses tér évszázados változásában egy 40–50 éves periódust mutatott ki. Eredményeit a MT Akadémia 1951. évi ünnepi előadássorozatában ismertette és 1952-ben nyomtatásban is közölte. Ily módon megelőzte a kérdéssel foglalkozó külföldi szakembereket. E 40–50 éves periódus kapcsolatban van D. Brouwer 1952-ben és E. H. Vestine 1953-ban közölt eredményeivel.

A földmágnességnek ez az évszázados változása keletről nyugat felé halad és feltételezhető, hogy ez a jelenség a Föld magjának elmozdulására vezethető vissza.

Az értekezés opponensei Egved László, Kántás Károly és Renner János voltak.