

SZÉNÁS GYÖRGY

Geofizikai teleptan

A K A D É M I A I K I A D Ó

Szénás György

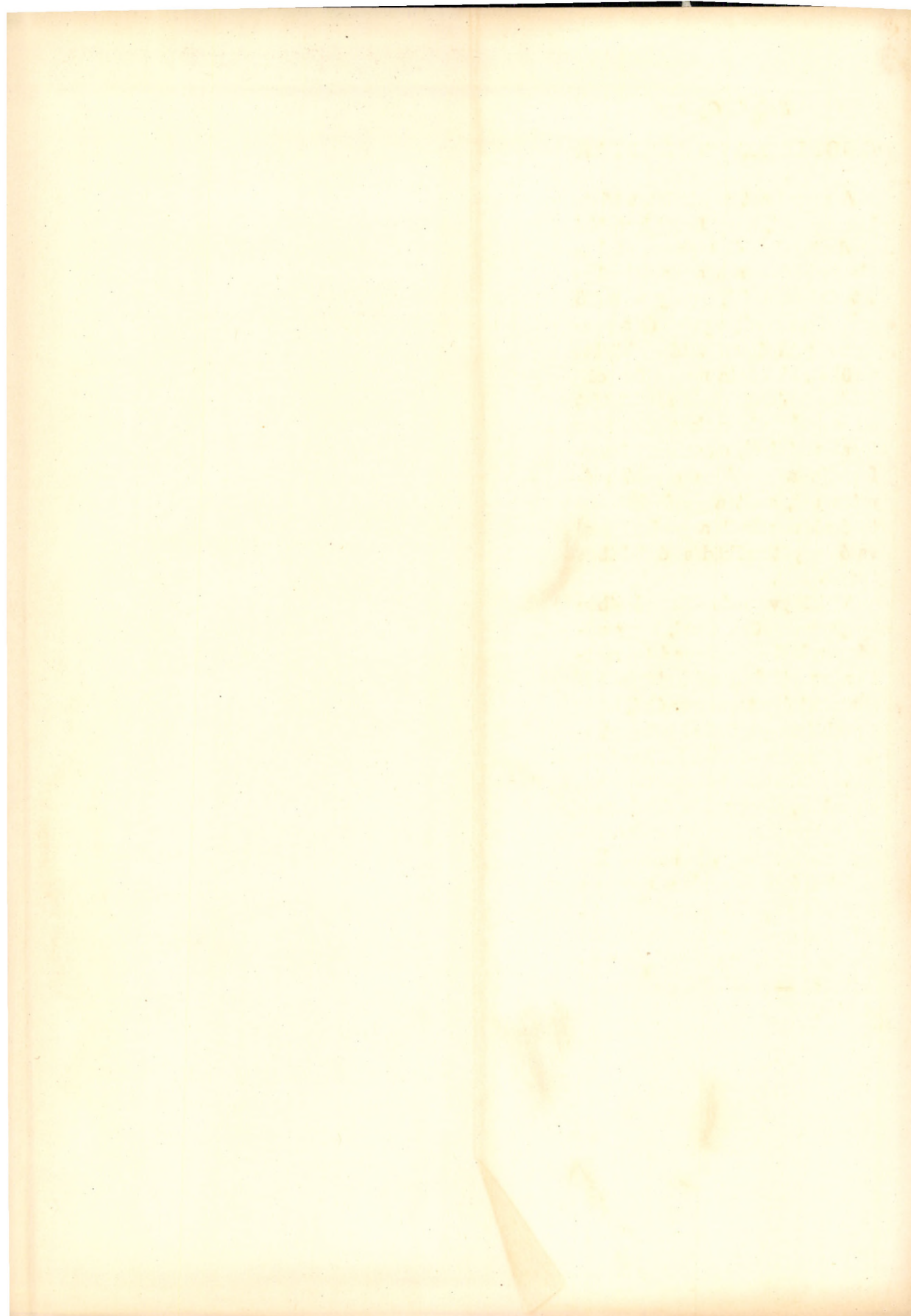
GEOFIZIKAI TELEPTAN

A szerző azt a feladatot tűzte ki maga elé, hogy hazai kutatási eredményekre és tapasztalatokra támaszkodva azt a határterületet dolgozza fel, amely a mérő geofizikus tevékenysége és a geológus problémafelvetése között terül el. Feladata megoldása céljából egyrészt rövid áttekintést ad a geofizikusnak a geológus fogalomtáráról, másrészt összefoglalja a geológus olvasó számára azt, amit a geofizikai kutatómódszerekről a geofizikussal való együttműködés érdekében tudnia kell.

A könyv második részében megismerkedünk azzal, hogy miképpen kell a geológus által megfogalmazott földtani kutatási feladatokat úgy transzponálni, hogy a probléma geofizikai jellegzetességei domborodjanak ki. Az elemzett feladatok között találunk olyant is, amelynél a feladatnak geofizikusok számára történő átfogalmazása maga is beható kutatást igényelt, egyben azonban megadta a feladat megoldását is.

Legkifejezöbben a könyvet így lehetne jellemezni: geológia geofizikusok — geofizika geológusok részére.





GEOFIZIKAI TELEPTAN

A GEOFIZIKAI KUTATÓMÓDSZEREK
ALKALMAZÁSA

ÍRTA

DR. SZÉNÁS GYÖRGY

A MŰSZAKI TUDOMÁNYOK KANDIDÁTUSA



1958

Lektor

VITÁLIS SÁNDOR

a Föld- és ásványtudományok doktora, Kossuth-díjas, egyetemi tanár

Szerkesztő

DOMBAI TIBOR

Kossuth-díjas, a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet igazgatója

© Akadémiai Kiadó, Budapest, 1958

A rajzokat készítette és a könyv burkolóját tervezte Németh Lajos

A kiadásért felel: az Akadémiai Kiadó igazgatója

Műszaki felelős: Fülöp Antal

A kézirat beérkezett: 1958. I. 23. — Terjedelem: 21 (A/5) ív, 157 ábra

44510/58 — Akadémiai Nyomda, Budapest, V. Gerlóczy utca 2. — Felelős vezető: Bernát György

TARTALOMJEGYZÉK

ELŐSZÓ	7
BEVEZETÉS	9
I. A geofizikai kutatás földtani alapjai	
<i>A geofizikai kutatás földtani alapjai</i>	13
A magmás folyamatsor és kőzetei	13
<i>A magma</i>	14
<i>A magmás ásványtelepek képződése</i>	15
Az üledékes folyamatsor és kőzetei	19
Az átalakulási (metamorf) folyamatsor és kőzetei	25
Hegységszerkezeti (tektonikai) mozgások geofizikai vonatkozásai	26
A földtörténeti korbeosztás jelentősége geofizikai szempontból	38
Az ásványi nyersanyagtelepek rendszere	43
A magmás folyamatsor ásványi nyersanyagtelepei	43
Az üledékes folyamatsor telepei	44
Az átalakulási folyamatsor telepei	45
II. A kőzetek ásványi összetételétől és településétől függő fizikai tulajdonságok, valamint a geofizika megfelelő kutatómódszere közötti kapcsolatok	
KÖZETSŰRŰSÉG	49
A gravitációs erőter és a közetsűrűség kapcsolata	49
A kőzetek sűrűségét befolyásoló tényezők	52
<i>Magmás kőzetek</i>	53
<i>Üledékes kőzetek</i>	53
<i>Átalakult kőzetek</i>	55
<i>Földtani alapformák kapcsolata a sűrűségeloszlással</i>	55
A gravitációs kutatómódszer	57
<i>A földi nehézségi tér jellemzői</i>	57
<i>A nehézségi tér jellemzőinek mérésére szolgáló műszerek</i>	60
<i>Mérés graviméterrel és Eötvös-ingával terepen</i>	68
<i>A gravitációs mérések feldolgozása földtani értelmezéshez</i>	69
<i>Gravitációs mérések tervezése és földtani értelmezése</i>	73
MÁGNESSÉG	81
A földmágneses tér és a kőzetek mágneses sajátosságai	81
<i>Magmás kőzetek</i>	86
<i>Üledékes kőzetek</i>	88
<i>Átalakult kőzetek</i>	88
A kőzetek mágnesezettsége és a mágneses rendellenesség	89
A földtani viszonyok kapcsolata a mágneses rendellenességgel	94
A földmágneses kutatómódszer	96
<i>Deklinációs variométer</i>	97
<i>A Schmidt-féle horizontális és vertikális variométer</i>	97
<i>Földmágneses mérés terepen</i>	102
<i>A földmágneses mérések feldolgozása és földtani értelmezése</i>	103

RUGALMASSÁG	105
A kőzetek rugalmasságát befolyásoló tényezők	105
<i>Magmás kőzetek</i>	109
<i>Üledékes kőzetek</i>	110
<i>Átalakult kőzetek</i>	111
<i>Hegység szerkezeti és földtani települési alapformák kapcsolata a kőzetrugalmassággal</i>	111
A szeizmikus kutatómódszer	112
<i>A szeizmikus kutatómódszer alapjai</i>	113
<i>A szeizmikus mérőberendezés</i>	119
<i>Szeizmikus mérés terepen</i>	131
<i>A szeizmikus mérések kiértékelése</i>	133
<i>A reflexiós módszer</i>	135
<i>A refrakciós módszer</i>	137
<i>A szeizmikus mérések földtani értelmezése</i>	140
ELEKTROMOSSÁG	143
A kőzetek elektromos tulajdonságait befolyásoló tényezők	143
<i>Magmás kőzetek</i>	147
<i>Üledékes kőzetek</i>	147
A geoelektromos kutatómódszer	148
1. Természetes elektromos terek mérése	
<i>A természetes potenciál mérése</i>	149
<i>Természetes potenciálmérés kiértékelése és földtani értelmezése</i>	150
<i>A tellurikus áramok módszere</i>	151
<i>A tellurikus áramok mérésére szolgáló műszer</i>	156
<i>Mérés terepen</i>	156
<i>Kiértékelés és értelmezés</i>	159
2. Mesterségesen létrehozott elektromos terek mérése	
<i>Az ellenállásmérő módszer</i>	159
<i>Az ellenállásmérés műszere</i>	162
<i>Mérési módszerek</i>	163
<i>Kiértékelés és értelmezés</i>	164
<i>Váltóáramú mérések</i>	167
<i>A Turam-mérés elve</i>	169
Az elektromos kutatások alkalmazásának lehetőségei és határai	170
HÓVEZETÉS	172
A Föld hőhátartása	172
A geotermikus kutatómódszer és műszerek	174
<i>Geotermikus mérés-terepen</i>	178
<i>A geotermikus mérések értelmezése és a módszer alkalmazási lehetőségei</i>	181
EGYÉB GEOFIZIKAI KUTATÓMÓDSZEREK	183
MÉLYFŰRÁSOK GEOFIZIKAI VIZSGÁLATA	185
<i>Fúrólýkszelvényező eljárások</i>	186
A természetes potenciál mérése	186
Elektromos ellenállásmérés fúrólýukban	188
A kőzetek polarizációs potenciáljának mérése fúrólýukban	190
Hőmérsékletmérés fúrólýukban	194
Fúrólýukferdeség mérése	195
Rétegdőlésmérés fúrólýukban	197
A fúrólýuk átmérőjének mérése	197
Radiológiai fúrólýukszelvényezés	198

III. Ásványi nyersanyagtelepek és geofizikai módszerekkel való kutatásuk

SZÉNHIDROGÉNEK	203
Kőolaj és földgáz	203
<i>A kőolajtelepnek és környezetének földtani és fizikai jellemzői</i>	205
A kőolajtároló szerkezetek fajtái	207
A kőolaj és kutatása Magyarországon	213
KŐSZÉN	218
Hazánk kőszénterületei	221
Kőszénkutatás geofizikai módszerekkel	224
BAUXITTELEPEK	233
A bauxit kutatása geofizikai módszerekkel	234
VASÉRC	243
A vasérc kutatása geofizikai módszerekkel	244
RÉZÉRC	251
URÁN, THORIUM ÉS RITKA FÖLDFÉMEK	255
A GEOFIZIKAI MÓDSZEREK ALKALMAZÁSA EGYÉB ÁSVÁNYI NYERSNYAGOK KUTATÁSÁRA ÉS MÉRNÖKI FELADATOK MEGOLDÁSÁRA	258
IRODALOM	261
TÁBLÁZATOK JEGYZÉKE	263
NÉV- ÉS TÁRGYMUTATÓ	265

ELŐSZÓ

Ez a könyv nem ad a geológusoknak a földtan szemszögéből nézve, a geofizikusnak pedig geofizikai vonatkozásban semmi újat. Erre nehéz is lett volna vállalkozni ilyen szűkre szabott kereteken belül. Ehelyett inkább az a cél lebegett szemünk előtt, hogy lehetőség szerint minden vonatkozásban rámutassunk a két — ma még különálló — szakterület szerves összefüggésére. Ezért vizsgáltuk meg a két szakterületet kölcsönösen a másik szemszögéből. Ha van ebben a könyvben új, akkor ez éppen az a szemlélet, amely elfogulatlanul és csupán a közös feladat szemszögéből igyekszik megítélni a két diszciplína, a földtan és a geofizika kapcsolatát.

Kétségtelen, hogy az alkalmazott földtan manapság már egyáltalában nem nélkülözheti az alkalmazott geofizika segítségét. Az együttműködés azonban a kölcsönös jószándék ellenére sem lehet zökkenőmentes mindaddig, amíg a geológus és a geofizikus a közös erővel megoldandó feladatokat nem tudja — legalábbis elvi vonatkozásaiban — kutatótársa sajátos szempontjából szemlélni. Ezért uralkodik ebben a könyvben a földtani fogalmak megvilágításánál a geofizikus nagyvonalú szemlélete és ezért hagytuk el a geológust nem érdeklő részleteket a geofizikai fogalmak taglalásánál.

Ha felesleges részletekkel nem is akartuk a geológusokat terhelni, mégis szólnunk kellett a geofizikus eszközeiről, a geofizikai műszerek alapelveiről. Az Eötvös Loránd mutatta példa nyomán, hazánkban mindig tudatos tevékenység volt a geofizikai kutatás. Ennek volt a következménye az, hogy ha geofizikusaink egy-egy feladat megoldásához nem rendelkeztek megfelelő műszerrel, saját erőikre támaszkodva megszerkesztették a szükséges műszert és — ha nehézségekkel dacolva is — feladatukat megoldották.

Fejlődésünknek ezt a részét igen szépen demonstrálta az 1957. év augusztusában Tihanyban rendezett geofizikai műszerkiállítás. Könyvünkkel ehhez a kiállításához szeretnénk csatlakozni. Szeretnénk ugyanis bemutatni, hogy nemcsak műszerek szerkesztése terén értünk el figyelemre méltó eredményeket, hanem a geofizikai kutatások tervezése, végrehajtása és a geofizikai mérések értelmezése terén is megálltuk a helyünket. *Eredményes geofizikai kutatásnak ugyanis a megfelelő műszer és az avatottkezű alkalmazás a biztosítéka.* Úgy véljük, hogy sem a geofizikai műszerek fejlesztése, sem pedig a geofizikai kutatómódszerek alkalmazása terén elért eredményeinkért nem kell szégyenkezünk.

A magyar geofizikusok az elmúlt években rendkívül nagy és sokrétű munkát végeztek. Számos új műszert és mérőberendezést szerkesztettek. Szeizmikus és radiológiai kutatásaikat saját szerkesztésű műszerekkel végezték. De szerkesztettek új Eötvös-ingát, különféle szondákat a karottázás-

vizsgálathoz, hogy csak néhányat ragadjunk ki a fontosabbak közül. Emellett az ásványi nyersanyagkutatás terén is a feladatoknak egészen széles skálája sorolható fel. Foglalkoztunk kőolajkutatással, kőszénkutatással, bauxitkutatással, vas- és rézérckutatással, mélyfúrású geofizikával, mérnöki geofizikával stb.

Ezeknek az eredményeknek egy része van ebben a könyvben.

Senki sem tagadhatja meg egyéniségét, bármennyire törekszünk is a hideg tárgyilagosságra. Az egyéniségnek a kialakításában pedig annak a környezetnek is jelentős szerep jut, amelyben életünk túlnyomó részét leéljük. Ez alól az általános megállapítás alól a szerző sem vonhatja ki magát. Úgy fejezhetnők ezt ki, hogy a Geofizikai Intézet könyvünk megírásánál a társszerző szerepét töltötte be, bár szemléletünk sajátosan magyar volta is bizonyára megállapítható. Ezt azonban úgy kell értenünk, hogy a könyv esetleges erényeiért az Intézetet, illetőleg a „Magyar Geofizikát” illeti meg az elismerés, míg hibáért a szerzőnek magának kell a felelősséget vállalnia.

Legyen szabad emellett itt az általánosságokon túlmenően is a Geofizikai Intézet egyes kutatóinak közreműködéséért köszönetet nyilvánítanom. A könyv szerkesztésében a fizikus kutatással foglalkozó részének megírásában *Gálfi János* segítségére támaszkodtam, a „Geoelektromos kutató módszer” c. fejezet összeállításában *Sebestyén Károly* nyújtott segítséget, *Stegena Lajos* a „Hővezetés” c. fejezet megírása során nyújtott számomra támogatást.

Kilczér Gyula, *Ádám Oszkár*, *Posgay Károly* értékes észrevételeit a könyv egészére nézve figyelembe vettem.

A gravitációs és földmágneses fejezetek megírásában sokat merítettem *Egyed László* „Geofizikai alapismeretek” és „A Föld fizikája” c. könyvéből. A földtani és teleptani részben *Vadász Elemér*, *Vendel Miklós* és *Sztrókay Kálmán* szemléletét igyekeztem követni. Az értelepeket tárgyaló fejezethez *Pantó Gábor* adott értékes tanácsokat.

Legvégül, de nem utolsó sorban, külön köszönetet mondok lektoraimnak: *Dombai Tibornak*, a M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet igazgatójának és *Vitális Sándor* egyetemi tanárnak, akik a szokásos lektoráláson jóval túlmenő alaposággal bíralták a kéziratot és segítettek hibáinak kijavításában.

A kézirat gépelését, összeállítását *Nagy Magdolna* intézeti munkatárs végezte igen nagy odaadással.

A rajzokat *Németh Lajos* intézeti munkatárs készítette nagy gonddal és művészi ízléssel.

Budapesten, 1957. december 16-án.

Sz. Gy.

BEVEZETÉS

Még néhány évtizeddel ezelőtt bármilyen ásványi nyersanyagtelepet csak akkor lehetett felkutatni, ha felszíni kibúvásban jelentkezett, vagy pedig egyéb földtani jellel hívta fel a figyelmet.

A rohamosan fejlődő ipar ma már szélesebb nyersanyagbázist követel meg, mint évtizedekkel ezelőtt. A nehézségek egy részén napjaink fejlett bányászati technológiája segít át, amely lehetővé teszi mélyebben települt ásványi nyersanyagtelepek feltárását is.

Ezért a mélységbeli (geofizikai) kutatás jelentősége a felszíni (földtani) kutatáshoz képest egyre fokozódik.

A mélységbeli kutatás eszközei — a mélyfúró berendezések, a geofizikai kutatómódszerek és műszerek — részben az ipar ásványi nyersanyagigényei növekedésének ösztönzésére, rövid idő alatt hatalmas fejlődésen mentek keresztül. Ezzel lehetővé vált, hogy a felszínhez közel települt nyersanyagtelepek mellett egyre mélyebb, egyre nehezebben hozzáférhető telepek felkutatására is vállalkozhassunk.

A mélységbeli kutatás e két hatalmas eszközének kutatásbeli kapcsolata rendkívül sokrétű és változatos.

Lehetnek olyan esetek, amelyeknél a geofizikai kutatás megelőzi a mélyfúrást, pl. kőolajkutatásnál a gravitációs és szeizmikus mérés; más esetekben a geofizikai mérés helyettesíti a fúrást, pl. mélyfúrások földtani szintjeinek szeizmikus vizsgálaton alapuló korrelációja. Előfordul azonban az is, hogy a geofizikai mérés követi a mélyfúrást, pl. a fúrólukak geofizikai vizsgálata. Ez ellenőrzi és teljessé teszi azt a felvilágosítást, amelyet egy-egy mélyfúrástól megkívánunk. A geofizikai mérések és a kutató mélyfúrás egymásra ható és egymást kiegészítő kapcsolatát a két, egymástól lényegesen különböző kutatási eszköz alapvető sajátságain kívül a felkutatásra váró nyersanyagtelepek esetről-esetre külön is megszabják.

Vannak olyan ásványi nyersanyagtelepek, amelyek nemcsak lehetővé teszik egy-egy geofizikai kutatómódszer alkalmazását, hanem úgyszólván kínálkoznak is rá, sőt nem ritkán több fajta módszerrel is kutathatók.

Vannak viszont olyan ásványi nyersanyagtelepek, amelyek egyetlen — a geofizikai kutatás alkalmazását lehetővé tevő — követelményt sem elégitenek ki.

Nem kétséges tehát, hogy ma már szinte külön tudománynak kell tekintenünk azt az eljárást, amellyel egy-egy kutatási feladat esetében a megoldáshoz szükséges geofizikai módszereket és alkalmazásuk mértékét megválasztjuk, hogy kutatásunk eredményes és egyben lehetőség szerint gazdaságos is legyen. Ez a körülmény teszi szükségessé, hogy a kérdéssel

ennek a könyvnek a keretében behatóan és rendszeresen foglalkozunk. Emellett szól az is, hogy a földtan és a geofizika ezen, a mindkettőjük számára legjellegzetesebben közös területen, hosszú ideig és teljesen indokolatlanul külön utakon járt. Ez pedig a kutatás sikerét minden esetben veszélyeztette, de jobb esetben is kétségessé tette.

Ennek megfelelően nagy általánosságban ismertetni fogjuk azokat a földtani adottságokat, amelyeket geofizikai kutatás alkalmazása esetén mérlegelés tárgyává kell tennünk; ezután sorra vesszük a geofizikai kutatómódszereket és mérőeszközöket, kidomborítva azt, hogy ezek milyen fizikai mennyiségek megismerése útján alkalmasak földtani adottságok felderítésére; végül pedig az ásványi nyersanyagtelepek egyes fajtáin be fogjuk mutatni, hogy a geofizikai kutatómódszerek alkalmazására milyen lehetőségek nyílnak.

Az a körülmény, hogy az ásványi nyersanyagkutatásban résztvevő szakemberek két tábora, a geológusok és a geofizikusok ma még nehezen értik, még inkább nehézkesen beszélik egymás nyelvét szolgáljon mentségül, hogy esetenként alapfogalmakkal is foglalkozunk.

Reméljük, hogy ezt a könyvet geofizikusok és geológusok egyaránt haszonnal forgathatják.

I.

A geofizikai kutatás földtani alapjai

A GEOFIZIKAI KUTATÁS FÖLDTANI ALAPJAI

A magmás folyamatsor és kőzetei

A Föld történetének érdeklődésünk központjában álló eseménye többségükben az első szilárd kéreg megjelenését követő időben játszód-
tak le.

Az első szilárd kéreg kőzetei a mai szilikátkőzetekhez valószínűleg hasonlóak voltak. Ma már a felszínen sehol sem találhatóak. Lepusztultak, vagy ismeretlen mélységbe süllyedtek, ahol esetleg újra megolvadtak, majd újból gránitosodtak.

A mai földfelszín kőzetei későbbi időben lejátszódott — magmás, üledékképződési és átalakulási — folyamatok termékei.

A magmás és az üledékes kőzetek arányát a kéreg egészében vizsgálva (itt és csakis ebből a szempontból számítsuk az átalakult kőzeteket az egyszerűség kedvéért a magmás kőzetekhez) azt kell megállapítanunk, hogy a kőzetek túlnyomó többsége magmás. A földfelszín közelében — legalábbis a mélyfúrás-
sal feltárható mélységig (5—6 km) — azonban ez az arány az üledékes kőzetek túlnyomó többségére utal.

A földfelszín kőzeteinek 95%-a üledékes eredetű, a maradék 5%
részben magmás, részben pedig átalakulási folyamat eredménye. A földkéreg egészére vonatkozóan azonban az arány a magmás kőzetek javára toló-
dik el.

Abból, hogy a Föld első szilárd kérgé *magmás szilikát-kőzetekből* állt, közvetlenül az következik, hogy az elsődleges (primér) kőzetek mind magmás eredetűek. Az összes többi kőzet ezek átalakulásából, mállásából és újrafel-
halmozódásából származik.

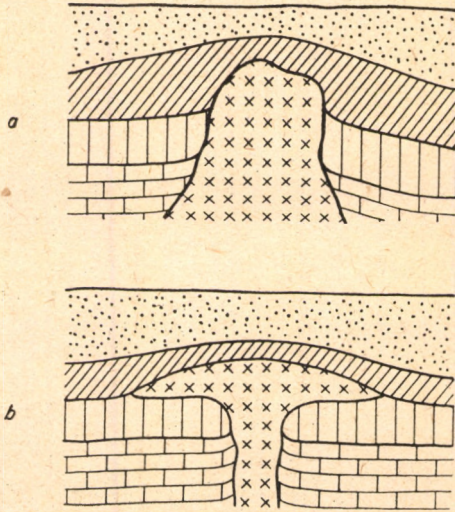
Azokat a kőzeteket, amelyek nagy mennyiségű szabad kovasavat tartal-
maznak, *savanyú, túltelített vagy telített kőzeteknek* nevezzük. Ezek rendszerint világos színűek (leukokrát kőzetek). Főleg káliumföldpátot (ortoklász) és kevés, de jellegzetes, színes elegyrészt (muszkovit, biotit, amfibol) tartal-
maznak.

A kevesebb kvarcot tartalmazó kőzeteket *bázisos vagy telítetlen kőzetek-
nek* nevezzük. Jellemző ásványaik a kovasav mellett túlnyomólag nátron-
földpát és földpátpótlók. Színük sötétebb (melanokrát), mert nagyobb mennyi-
ségű és több fajta színes elegyrészt (alkálimetaszilikátokat, olivint, augitot,
piroxént) tartalmaznak.

Végül *ultrabázisos kőzeteknek* nevezzük azokat a kőzeteket, amelyekben
szabad kvarc és földpát már egyáltalában nincs. Ezek legfeljebb földpátpótlót
(nefelin, eleolit, leucit stb.) tartalmaznak és uralkodóan színes elegyrészekből
(csillám, amfibol, olivin, augit, piroxén stb.) állanak. Ezekben a kőzetekben
az olivin gyakran annyira feldúsul, hogy olivinszirtről beszélünk.

A magma

A magma a föld mélyében elhelyezkedő, izzón folyó szilikátolvadék-
oldat. Összetevői egymásban kölcsönösen oldottak. Átlagosan 90% nehezen
illó és 10% könnyen illó alkatrészből áll. Nehezen illó alkatrészek a szilikátok,
könnyen illó a H_2O , a H_2S , a HF , a HCl , a CO , a CO_2 , az SO_2 , a nehézfémek
kloridjai és fluoridjai. A nehezen illó elegyrészek olvadáspontja, illetve derme-
dési pontja általában 1000 C° felett van, a könnyen illóké jóval ez alatt.
Az oldat olvadáspontja a könnyen illó alkatrészek jelenléte miatt a nehezen
illó összetevők olvadáspontja alatt van. Így az olvadékban levő víz
az olvadáspontot 700 C° -ra szállítja le.



1. Batolit (a) és lakkolit (b)

Ha a magma a mélyben mere-
vedik meg, lassan hűl ki. Az előbb
említett könnyen illó elegyrészek
nem tudnak eltávozni és így olva-
dáspon-t-csökkentő hatásuk miatt
az oldat — fokozatos lehűlése elle-
nére is — hosszú ideig híganfolyó
marad. A magma hőmérsékletcsök-
kenésének következtében, egymást
követően megindul a nem illó alkat-
részek *kristályosodása*. Mivel az olva-
déknek a fentiek szerint viszonylag
kis hőmérsékleten is csekély a visz-
kozitása, gyakran hatalmas kristá-
lyok fejlődnek ki. Ezért nevezik a
magma könnyen illó alkatrészeit
*kristályképző összetevőknek, krisztalli-
zátoroknak*.

A mélyben kihűlt magmából szemcsés szövetű (teljesen kristályos)
kőzet keletkezik. Az ilyen kőzetben csak azok az ásványok veszik fel saját
alakjukat (idiomorf), amelyek magas olvadáspontjuk miatt először válnak
ki. A többi ásvány — főleg a legutoljára kristályosodó kvarc — már csak a
maradék teret töltheti ki. Ezért az ásvány — jóllehet kristályos szerkezete
van — nem saját kristály formájában válik ki, hanem idegen alakot (xeno-
morf) vesz fel.

A mélyben megmerevedett kőzeteket *intruzív kőzeteknek, plutonitoknak*
nevezzük. Földtani megjelenési formájuk a *pluton*. Ez ismét kétféle lehet:

1. az ismeretlen mélységbe lenyúló tömzs vagy *batolit* és
 2. a mélységi magmafészekbe vékony nyak útján torkolló *lakkolit*.
- Utóbbit szubvulkáni formának is tekintik (1. ábra).

A felszínre kiömlött magma gyorsan kihűl. Krisztallizátorai eltávoznak,
szöveve apró kristályos vagy üveges lesz. Az apró kristályos vagy üveges
alapanyagba ágyazva a nagyobb hőmérsékleten már kikristályosodott elegy-
részek saját alakú, nagyobb méretű kristályai ülnek. Az ilyen szövetet
porfírosnak nevezzük.

A felszínre kiömlött magmából képződött kőzeteket kiömlési vagy *effuzív kőzeteknek*, *vulkánitoknak* nevezzük. Földtani megjelenési formájuk a *vulkán*, amelynek főtípusai a következők:

1. *rétégvulkán (sztratovulkán)*, amelyet a szakaszosan működő vulkán váltakozva hamuból és lávából épít fel; ilyen pl. a Vezuv;
2. *dagadó kúp* akkor keletkezik, ha a kiömlő láva savanyú, viszkózus; ilyenek pl. az andezitvulkánok;
3. *lávatarakó* akkor keletkezik, ha a felszínre jutó láva bázisos, hígán folyó; ilyenek pl. a bazaltvulkánok (platobazaltok, trappbazaltok).



2. Kristályos-szemcsés és porfiro szövet mikroszkópi képe

Vannak még olyan kőzetek is, amelyek mind szövetük, mind pedig megjelenési formájuk tekintetében a mélyégi és kiömlési kőzetek között állanak. Ezek az ún. *telérkőzetek* (aplit, pegmatit).

A magmás kőzetek két főtípusának szövetét a 2. ábra szemlélteti.

A magmás ásványtelepek képződése

A *magmás ásványtelepek* (túlnyomórészben érctelepek) — hasonlóan a magmás kőzetekhez — a magmából válnak ki. A dermedés és kristályosodás különböző fázisaiban különböző összetételű részek kristályosodnak ki: a *magma szétkülönül (differenciálódik)*.

A kristályos kiválás folyamán létrejövő differenciálódásnak három fázisát különböztetjük meg:

1. az *előkristályosodás* folyamán válnak ki a legnehezebben oldható és oldható elegyrészek, főleg az oxidos és szulfidos ércásványok, pl. kromit, magnetit, korund, pirrotin stb.,
2. a *főkristályosodás* alkalmával válik ki a szilikátok zöme,
3. a szilikátok kiválása után gázdús, vizes maradékoldat marad. Az *utókristályosodás* fázisában ebből az oldatból akkor válnak ki az egyes ásványok, amikor a hőmérséklet és a nyomás csökkenése következtében az oldat ezekre az alkatrészekre nézve is túltelítetté válik.

Gravitációs differenciálódásnak nevezzük az oldadékoldatban az anyagok fajsúly szerint történő elrendeződését. Ez a folyamat rendszerint a kristályosodás első és második fázisa között játszódik le. Ennek következménye, hogy az előfázis végén kristályosodott oxidos és szulfidos érc a magmatömeg aljára

süllyednek. A gravitációs differenciálódás tehát az oxidos és szulfidos ércek feldúsulását eredményezheti.

A dermedés és a kristályosodás több hőmérsékleti szakaszban folyik le. Az első, az 1000 C° feletti, ún. *likvidmagmás fázisban* zajlik le a folyékony magmában a kristályosodás első folyamata. Ez a fázis megegyezik az előkristályosodás szakaszával.

Ezt követi 1000 C° és a víz kritikus hőmérséklete, 374 C° között a *pegmatitos-pneumatolitos fázis*. Ennek ásványai a főkristályosodás folyamán képződnek.

A legvégső szakasz a víz kritikus hőmérséklete és 90 C° közötti hőmérsékleti intervallumban a *hidrotermális fázis*. Ez a fázis az utókristályosodásnak felel meg.

Mindegyik fázisnak megvan a maga jellegzetes érctelepe. Egyes esetekben ezek mindegyike más-más geofizikai kutatómódszerrel közelíthető meg.

Hátra van még, hogy a nyomás szerepét részletezzük a magmás kőzetek és érctelepek keletkezésénél, mert e folyamatok során a hőmérséklettel együtt a nyomás is változik.

Két esetet kell egymástól megkülönböztetnünk :

1. a magmatömeg felett levő kőzetek állják a magma nyomását, az ún. *belső nyomást* ; vagyis a környezet nyomása, másként a *külső nyomás*, a *belső nyomással* egyensúlyt tart ;
2. a magma leküzdí környezete szilárdságát, és ennek következtében nyomása hirtelen lecsökken.

Az első esetben — miként már láttuk — a kristályosodási folyamat a nehezen illó összetevők kiválásával indul meg. Ilyen körülmények között sem pegmatitos, sem hidrotermális érctelep nem képződhetik, csak a már említett nehéz fénoxidokat és szulfidokat tartalmazó, ún. *likvidmagmás érctelepek*.

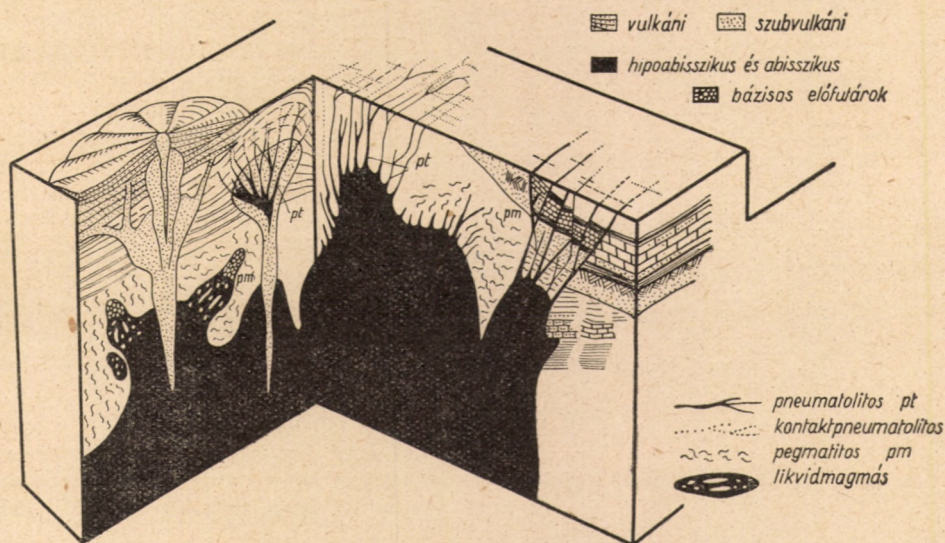
Azt a szintet, ahol ez a fázis zavartalanul kifejlődhet — a mélyebb gránittömszök, batolitok, magmafészkek szintjét — *abiszszikus szinteknek* nevezzük. Ez a szint 15 km körüli mélységben alakul ki. Ilyen kőzet vagy érctelep ma már természetesen a felszínen is lehet, ha hegység szerkezeti mozgások kiemelték vagy takarója lepusztult.

A kristályosodás előrehaladásával a maradékoldatban a könnyen illó alkatrészek aránya a nehezen illó alkatrészekéhez képest megnövekszik. Minthogy azonban az olvadék a könnyen illó alkatrészeknek csak meghatározott mennyiségét képes oldatban tartani, a hűlő magmából mind több és több gáz válik szabaddá. Ennek következtében a magma *belső nyomása* egyre növekszik (legnagyobb a nyomás 600—700 C° körül). Azt mondjuk, hogy növekszik a magma *intruzív ereje*. Ilyenkor annak ellenére, hogy a magmatömeg felett levő kőzettömeg a megnövekedett *belső nyomással* még nagyjából és egészéből egyensúlyt tart, előfordulhat, hogy a maradék magmatömegeből oldatok vándorolnak a környező kőzetekbe, illetőleg a magma *teléreket*, *apofíziseket* injiciál a hasadékokba. Az intrúzió lehetősége növekszik, ha a magma felett levő kőzeteket hegység szerkezeti hatások szilárdság szempontjából már inhomogénná tették. A gyűrődések intruzív magjait rendszerint e szint — a *hipoabiszszikus szint* — kőzetei alkotják, 2—6 km keletkezési mélységben. Érctelepei : a pegmatitos-pneumatolitos érctelések.

Abban a környezetben, ahol a magmatest érintkezik az üledékes kőzettel (ahol az injiciált oldat érintkezik a kőzetrepedések falával), az ún. „*kontakt*

udvarban” alakulnak ki a kontakt pneumatolitos telepek és a kontakt szilikátok, oly módon, hogy a mellékkőzetbe préselődött magmás anyag a mellékkőzettel reakcióba lép, arra hő-, nyomás- és anyaghozzájárulások hatását gyakorol.

A pegmatitos-pneumatolitos érctelepek általában összefüggő teléres kifejlődésűek, míg a kontakt pneumatolitos telepek gyakran fészkesek, tömzsösök (a fészkek apró telérek sűrű szövedéke, a tömzs csaknem tiszta ércből álló, három dimenziójú, meddő kőzettel körülvett, hatalmas test). A kontakt szilikátok szívós, kemény kőzetek. Érctelepek mellékkőzetét alkotják. Az irodalomban „skarn” (svéd bányász elnevezés) gyűjtőnéven szerepelnek.



3. A magmás telepek főtipusai
(H. Cloos és H. Schneiderhöhn nyomán)

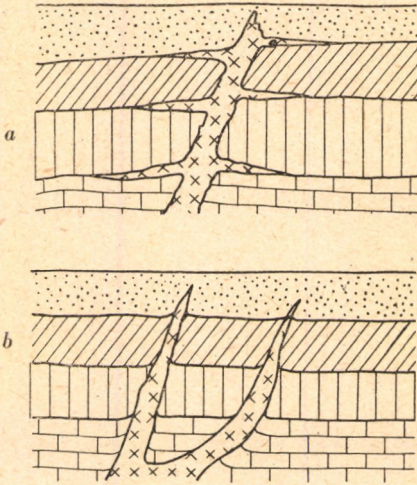
Előfordulhat, hogy a magmatömeg hülése folyamán a belső nyomás, a könnyen illó alkatrészeknek az oldatból való kiválása következtében, meghaladja a ránehezülő kőzettömeg nyomását. Ilyenkor a gázok a magmatömegeből a főkristályosodás alatt robbanásszerűen távoznak és ezért ilyen helyeken a pegmatitos-pneumatolitos szakasz rendszerint hiányzik, csak a hidrotermális fázis, a forróvízes oldatok képződményei kristályosodnak. Ez a folyamat rendszerint a felszínhez közel (néhány 100 m), az ún. szubvulkáni szintben szokott lejátszódni.

Ha a magma nem reked meg a mélyben, hanem mindjárt feltör, és dermedése a felszínen, külső nyomástól teljesen mentesen játszódik le, akkor a könnyen illó elegyrészek a levegőbe távoznak el. Ez azt jelenti, hogy ilyenkor sem pegmatitos-pneumatolitos, sem pedig hidrotermális érctelepek képződése nem várható. A vulkáni kőzetek — legalábbis elsődlegesen — valóban rendszerint ércmentesek. Kén és vasérctelepek (*Lahn-Dill, Clinton, Zengővárkony*) képződhetnek ilyenkor, rendszerint tengeralatti lávaömléssel kapcsolatban. Az ilyen telepeket *exhalációs telepeknek* nevezzük.

A magmás érctelepek elsősorban az intruzív és a szubvulkáni fázisban keletkeznek. Földünk érctelepeinek legnagyobb része hidrotermális eredetű. Az intruzív kőzettest idealizált képét és a magmás érctelepek főtípusait a 3. ábra tömbszelvényén szemlélhetjük.

A magmás érctelepeknek alaki megjelenésük alapján két főtípusuk van: a *telér* és a *tömzs*.

A telér olyan ércettest, amelynek egyik dimenziója a másik kettőt jelentősen meghaladja. A mellékkőzet rétegeit harántoló telért *haránttelérnek*, a réteglapok között elhelyezkedő telért pedig *teleptelérnek* nevezzük (4. ábra).



4. Teleptelér (a) és haránttelér (b)

A telérek rendszerint összefüggő ércettestek. Fizikai állandóik tekintetében környezetüktől erősen különböznek. Ha anyag minőségük és méretük megfelelő, kutatásukra geoelektromos, gravitációs vagy földmágneses módszer is alkalmazható.

A bányászok által közönségesen *tömzsnek* nevezett érctelep-fajta általában nagyméretű, háromdimenziós ércettest. Alakjára és szerkezetére nézve sokféle lehet, a tiszta ércből álló hatalmas tömzstől az apró telérek sűrű hálózatából álló, vagy a finom hínésű fészekig.

A tömzsnek csak a legércdúsabb típusai alkalmasak geofizikai kutatásra, mert csak ezeknél teljesül az összefüggőség, valamint a környezettől való

határozott elkülönültség követelménye. A hintett fészkek úgyszólván egyetlen geofizikai módszerrel sem kutathatók. Szulfidos ércek esetében az oxidálódás exoterm folyamata esetleg lehetővé teszi a geotermikus módszer alkalmazását.

*

A mélységi és kiömlési kőzetek egymástól csak szövetükben különböznek, alapanyaguk azonban azonos. A kétféle kőzet azért különbözik szövetében egymástól, mert kristályosodásuk különböző fizikai körülmények között ment végbe. Éppen ezért minden mélységbeli kőzetnek összetétel szempontjából megvan a maga megfelelője a kiömlési kőzetek között.

A fontosabb magmás kőzeteket a mellékelt I. táblázat tartalmazza. E kőzetek között éles határ nem vonható. Az átmeneti kőzetek egyikének-másikának külön neve is van. A táblázatban csak a legismertebb főtípusokra szorítkoztunk.

Itt kell a *vulkáni tufákról* is említést tenni. Ezek ugyan keletkezésüket tekintve üledékes kőzetek, származásuk azonban ide sorolja őket. A vulkáni tufák vulkánok működése alkalmával kiszórt por szárazföldön vagy vízben történt felhalmozódásából keletkeztek.

A harmadkornál idősebb kiömlési kőzeteket *paleovulkánitoknak*, az ennél fiatalabbakat *neovulkánitoknak* nevezzük. Köztük ismét csak szöveti különbség van. A paleovulkánitok eredetileg üveges alapanyaga ugyanis gyakran

átkristályosodik. Az átkristályosodás külső és belső fizikai hatások következtében jön létre. Ezt azért kell megemlíteni, mert a paleovulkánit általában más nevet visel, mint a hasonló összetételű neovulkánit [pl. diabáz (paleovulkánit) = bazalt (neovulkánit)].

I. táblázat

A fontosabb magmás kőzetek
(Lahee és Mauritz nyomán)
a csökkenő kovavartalom sorrendjében¹

Mélységbeli kőzetek	Kiömlési kőzetek
gránit ²	riolit ²
granodiorit	dacit ²
szienit	trachit ²
diorit ²	andezit ²
gabbro ²	bazalt ²
nefelin szienit	fonolit ²
theralit (essexit)	bazanit ²
peridotit ²	limburgit

A magmás kőzetek egy-egy nagy földtani-földrajzi egységen belül bizonyos fokú rokonságot mutatnak. *Niggli* ezeket a földtani-földrajzi egységeket *magmatartomány*nak nevezi, és a magmás kőzetek „*vérrokonsága*” alapján az egész Földön három ilyen magmatartományt állapított meg:

1. pacifikus vagy alkáli mész,
2. mediterrán vagy káli és
3. atlanti vagy nátron magmatartomány.

Ez a felosztás nemcsak a magmás kőzetekre, hanem a magmás értelepekre is kiterjeszhető. Különösen a pneumatolitos és hidrotermális értelemek ásványos és vegyi összetételében mutatkoznak olyan különbségek, amelyek jelzik, hogy egyik vagy másik tartományba tartoznak-e. Így pl. az ónértelpek rendszerint mediterrán, az aranyértelemek pedig általában pacifikus magma-, illetve kőzettartományban találhatók.

Az üledékes folyamatsor és kőzetei

Az *üledékes kőzetek* képződésében négy szakaszt különböztetünk meg

1. lepusztulás (anyagtermelés),
2. szállítás,
3. újrafelhalmozódás,
4. kőzetté válás.

1. Minden ásvány és kőzet keletkezésekor beilleszkedett környezetének fizikai és kémiai adottságaiba és ennek megfelelő alakot vett fel. Ha az idők folyamán környezetében e feltételek megváltoznak, akkor az ásvány, illetve kőzet fizikai és kémiai egyensúlya felborul és az új körülményeknek megfelelő anyagi és szerkezeti formát igyekszik felvenni. Ezt a folyamatot, ha a Föld felszínén történik, *mállásnak* nevezzük.

¹ A sűrűség, mágneses szuszceptibilitás és a szeizmikus sebesség a kvarctartalom csökkenésével általában növekszik.

² A megjelölt kőzetek hazánkban is találhatóak.

A mállás tényezői tehát vegyi és fizikai tényezők.

A levegőben levő oxigén és vízgőz, a csapadék és a benne levő szén-sav, valamint az ammóniák, továbbá az ún. vízöv vizei, a mállás vegyi tényezői. Ide kell sorolnunk a különféle sugárzások fotokémiai hatását is.

A fizikai mállás tényezőinek is széles skáláját ismerjük. A hosszabb-rövidebb szakaszossággal állandóan váltakozó hőmérséklet következtében a nagy kiterjedésű kőzettömegek térfogata egyenlőtlenül változik. Ez pedig a kőzetek felaprózódását eredményezi. A kőzethasadékokban megfagyott víz repesztő hatása, az áramló felszíni és földalatti vizek sodra, a tavak és tengerek hullámverése, a szélhordta részecskék koptató hatása, a mozgó jég (gleccser) munkája, és a Földünkön mindenütt működő gravitációs erő mind olyan fizikai természetű mozzanat, amelynek mállasztó hatását sokkal inkább állandó jellegében, mint mindenkori nagyságában kell keresnünk.

Élő szervezetek (főleg mikroorganizmusok) is részt vesznek a lepusztításban. Hatásuk részben kémiai, részben fizikai jellegű. A növények gyökérzete, a turkáló állatok inkább fizikai aprító, lazító hatást fejtenek ki, míg a mikroorganizmusok esetében a biokémiai hatás túlnyomó.

A mállási folyamat jellegének megfelelően

1. fizikailag felaprózott — vegyileg azonban változatlan összetételű — kőzettörmelék, vagy pedig
2. kémiai átalakulások folyamán keletkezett
 - a) vízben oldható és
 - b) vízben oldhatatlan

új termék a mállás eredménye.

2. A mállási folyamat termékei rendszerint nem maradnak keletkezési helyükön. A vízben oldható mállási termék oldat alakjában igen könnyen és gyorsan távozik a mállás színhelyéről. Az oldhatatlan kőzettörmelék *szállításhoz*, a felaprózottság mértékétől függően, kisebb-nagyobb erőre van szükség. A szállítást — hatásuk mértékét tekintve csökkenő sorrendben — végezheti

1. áramló víz : folyók, patakok sodra, lezúduló esővíz, állóvizekben levő áramlások, parti hullámverés,
2. szél,
3. mozgásban levő jég : gleccser.

Külön is meg kell emlékeznünk a gravitációs erő szerepéről, annak ellenére, hogy a gleccserek, valamint a folyók, patakok vízének mozgását is erre az okra kell visszavezetnünk. Ha ugyanis a kőzettörmelék lejtőn keletkezik, magának a nehézségi erőnek hatása is elmozdíthatja keletkezése helyéről.

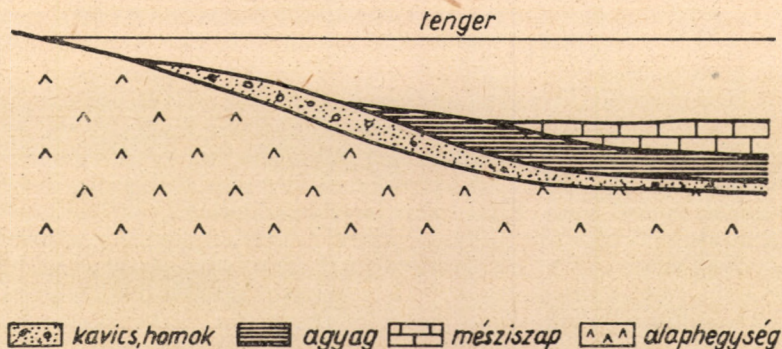
Nem szabad megfeledkeznünk arról, hogy a kőzettörmelék szállítása is fizikai folyamat, ami már magában is a megindult mállás továbbfolytatását jelenti. Ehhez járul még az is, hogy a törmelék helyváltoztatása következtében mindig más és más környezetbe kerül, és a mállás jellegében a változott környezetnek megfelelően hol a fizikai, hol pedig a vegyi hatás jut túlsúlyra.

3. A mállási termék szállítását végző tényező differenciáló hatást is fejt ki. Ez abban nyilvánul meg, hogy a keletkezett kőzettörmelék legdurvább darabjai teszik meg a legrövidebb utat a mállás helyétől. Új helyükről csak további pusztulás, vagy a körülmények jelentős megváltozása után kerülhetnek a kevésbé durva törmelék útján távolabbi helyre. Legkönnyebben

távozhatnak és ennek megfelelően a leghosszabb utat teszik meg a vegyi mállás folyamán keletkezett, vízben oldható termékek.

A kőzettörmelék általában annál lankásabb lejtőn rakódik le, minél apróbb darabokra aprózódott fel. A legfinomabb kőzettörmelék a földfelszín közel vízszintes részein, az ún. *üledékgyűjtő medencé*ben rakódik le. Ilyenek a tengerek, beltengerek, öblök, tavak, folyóvölgyek, völgyatlanok, hegyek szélárnyékos oldalai.

Az üledékes kőzetek lerakódásának folyamatát *üledékképződés*nek nevezük. A következőkben elsősorban a tengeri üledékképződést ismertetjük részletesebben, mert a geofizikai kutatások alkalmával túlnyomó részben tengeri eredetű üledékes kőzetekkel találkozunk.



5. Az üledék elrendeződése a tengerparttól való távolság szerint

A tenger különböző tájain más-más üledék keletkezik, vagyis a tenger a parttól való távolságtól függően osztályozza a kőzettörmeléket. A part közelében a hullámverés hatására durvaszemű törmelékes üledék (kavics, homok) rakódik le. A parttól távolabb, ahol a hullámverés hatása már kevésbé érvényesül, finomabb szemű üledék (homok, agyag), a parttól még távolabb finomszemű mészsap üledék rakódik le.

Az üledék tájjellegét, amely a kőzetté válás után kőzettani különbségként jelentkezik, *fácies*nek nevezzük. A földtani fácies fogalma a kőzetek biológiai jellegzetességét is magában foglalja, mert az életfeltételek változásának megfelelően a tenger állatvilága is e tájak szerint tagozódik. A fácies tehát azoknak a kőzettani és élettani bélyegeknél összessége, amelyeknek alapján egy kőzet képződése rekonstruálható, illetve amelyeknek alapján a kőzet más kőzettől megkülönböztethető.

Ha tehát a parti részekből indulva ki, haladunk a mélytengeri tájak felé, a *konglomerátumot* (a konglomerátum olyan üledékes kőzet, amelyben durvaszemű, legömbölyített kavicsokat valamilyen kötőanyag cementez össze) homok követi, erre agyag, majd márga, végül mészkő következik. Ha pedig a viszonyokat függőleges metszetben vizsgáljuk, nem lehet kétséges, hogy a felsorolt üledékes kőzetek a part felé kiékelődve, kissé megdőlvén simulnak az aljzathoz (5. ábra).

A tenger partvonala nem állandó, kéregmozgások következtében nyilvánvalóan megváltozhat. Ha tenger önti el a szárazföldet, akkor a változást

megelőzően lerakódott parti fácies fölé egy mélyebb tájnak megfelelő üledék települ. Az előrenyomuló tenger partjának szegélyén mintegy maga előtt tolja a durva parti üledéket, ami a kőzettéválás folyamata során *brecciává* (a breccia olyan üledékes kőzet, amelyben durvaszemű, szegletes kavicsokat valamilyen kötőanyag cementez össze) vagy *konglomerátummá* lesz.

A tenger térhódítását a szárazföldön *transzgresszió*nak nevezzük, az üledékképződést megnyitó konglomerátumot (brecciát) pedig transzgressziós vagy *alapkonglomerátumnak* (*alapbrecciának*). Az alapkonglomerátum alatt az eredeti part kőzetanyaga van szálban, sőt a konglomerátum kavicsanyagát is ez adja.

Ha a transzgressziót követően a tenger visszahúzódik, akkor az üledékképződés nyilvánvalóan fordított sorrendet követ, vagyis konglomerátum rakódik a homokra. A tenger visszahúzódását *regresszió*nak nevezzük. Egy transzgresszióból és egy regresszióból álló üledékképződési periódust *üledékciklus*nak nevezünk.

Ha a transzgresszióról beszélünk, ezzel azt tételizzük fel, hogy az a térszín, amelyre a tenger transzgregdál, olyan szárazföld, ahol a tenger előrenyomulását megelőzően tengeri üledékképződés nem volt. Ha két üledéksor közt ilyen üledékképződési hézag van (néha egész korok maradnak ki, pl. triász-miocén), akkor *üledékhányról* vagy *diszkordanciáról* beszélünk.

Ha az üledékképződési szünet alatt a szárazföldet hegységszerkezeti mozgások erőhatásai érték, a kőzetek eredeti vízszintes vagy közel vízszintes helyzetükből nyilván elmozdultak. Ilyenkor az új üledékciklus képződményei a régi — a vízszintes síkkal szöget alkotó — képződményekre *szögdiszkordanciával* települnek.

Ha a transzgresszió és regresszió pl. a homok és agyag fácies tartományában mozog ide-oda, de sokszor egymásután, akkor azt mondjuk, hogy a *tenger oszcillál*. Az üledékgyűjtő medence egyidejű süllyedése mellett ilyenkor vastag lencsés üledékösszlet rakódik le.

Azt a képződményt, amelyre valamely üledéksor transzgresszió folyamán települ, *alaphegységnek*, a transzgressziós üledéksort magát pedig *fedőhegységnek* nevezzük.

A szárazföldi üledékek eredetükre nézve folyóvízi, tavi és szélhordta üledékek lehetnek. Túlnyomó részben törmelékesek. A folyóvízi és szélhordta üledékekben, mivel a szállító közeg sebessége gyakorta változik, sűrűn előforduló jelenség a *keresztrétegzettség* (a dőlésszög gyakori változása egy üledékösszleten belül).

Geofizikai kutatások területén szárazföldi eredetű üledékes kőzetekkel kevésbé találkozhatunk, mint tengeri eredetűekkel. Egyébként a szárazföldi eredetű törmelékes, üledékes kőzetek és a hozzájuk hasonló tengeri eredetű törmelékes, üledékes kőzetek között geofizikai szempontból alig van különbség.

4. Az újra lerakódott üledék még nem nevezhető kőzetnek. Még át kell esnie a *kőzettéválás* (*diagenézis*) folyamatán. Ez a folyamat éppen úgy, mint a mállás, vegyi és fizikai hatásokra vezethető vissza. A vastag üledékösszletekre ható hő, és a kőzetek súlyából eredő nyomás fizikai jellegű tényezők, amelyek azt eredményezik, hogy a törmelékszemcsék között levő víz kisajtolódik, a részecskék mindinkább egymáshoz tapadnak: a törmelék lassanként kőzetté szilárdul. A folyamatban az említett hatások mellett még a laza üledékben keringő karbonátos vagy kovasavas oldatok is szerephez jutnak.

Egyes baktériumok életműködésük folyamán olyan váladékot termelnek, amely ugyancsak alkalmas a kőzetszemcsék összeragasztására. Az ilyen kőzetről azt mondjuk, hogy kőzettéválása *organikus hatásra* történt.

A kőzettéválás annál egyszerűbben, és ennek megfelelően annál gyorsabban játszódik le, minél finomabb szemcséjű a felhalmozódott törmelék.

Ha az üledék kőzetté vált, az üledékes kőzet ismét készen áll az újabb lepusztulásra.

Az üledékes kőzetek keletkezési lehetőségeinek sora a fentiekkel még nem teljes. Elhalt — főleg tengeri — élőlények maradványai, szilárd vázrészei is felszaporodhatnak kőzetalkotó mennyiségben. Az így létrejött kőzet esetleg teljesen szerves eredetű anyagból áll.

A földtörténeti események során a mész- és kovavázú egysejtűek, korallak, mészalgák, krinoideák (tengeri liliomok) stb. felhalmozódásából is keletkeztek nagy kiterjedésű kőzetek. Ismerünk olyan kőzeteket, amelyekben kőzetalkotó mennyiségben vannak puhatestűek (csigák, kagylók, lábasfejűek stb.) héjtöredékei, vagy gerincesek csontjai.

Ha az élőlényeknek a lágyrészei és nem a szilárd vázrészei alkotnak (bizonyos jellegzetes bomlási folyamatok után) kőzeteket, akkor rendszerint éghető üledékes kőzet (*kausztobiolit*) keletkezik.

*

Az üledékes kőzeteket eredetük alapján az alábbiak szerint csoportosíthatjuk :

1. *Törmelékes üledékes kőzetek*: kavics, konglomerátum, breccia, homok homokkő, agyag, márga, lösz. Ezeket a kőzeteket szemcsenagyságuk szerint osztályozzuk. Megkülönböztetünk köztük laza és összeálló kőzeteket. A homok pl. laza, a homokkő összeálló kőzet. A törmelékes üledékes kőzetek zöme (homok, homokkő, konglomerátum, lösz) kvarc- és szilikátszemcsékből tevődik össze. A kvarc ugyanis mind a vegyi, mind a fizikai hatásoknak erősen ellenálló ásvány, és ezért hosszú szállítás után egyéb törmelékes részekhez képest túlnyomó többségre jut.

Az agyagos mállás során keletkezett ásványok rendszerint alumíniumszilikátok, ha pedig meleg éghajlaton különleges, ún. laterites mállás következtében jöttek létre; alumíniumoxidok, alumíniumhidroxidok.

Minden törmelékes üledékes kőzetben több-kevesebb vegyi eredetű szénsavas mész (CaCO_3), kovasav, limonit is előfordulhat.

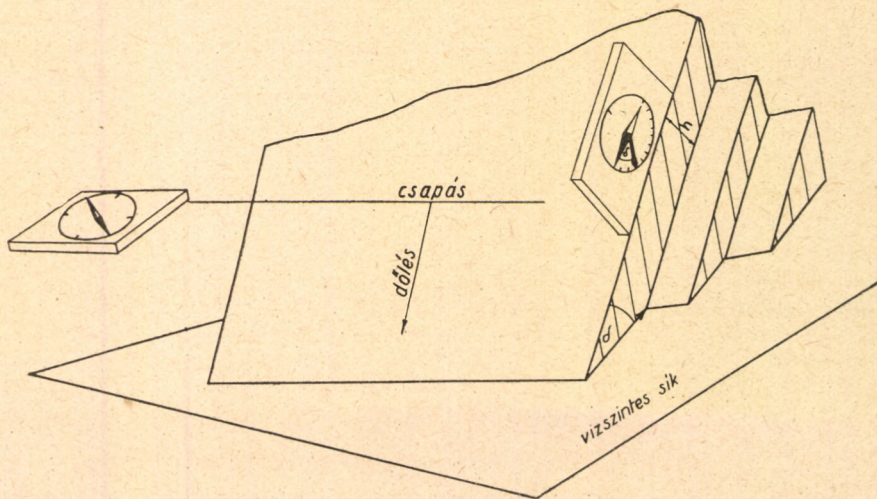
2. *Vegyi eredetű üledékes kőzetek* : mészkő, dolomit, kősó, kálisó, gipsz, anhidrit. Ezeket a kőzeteket elsősorban anyaguk szerint osztályozzuk. A vegyi eredetű üledékes kőzetek főleg alkáliák karbonátjai, kloridjai vagy szulfátjai.
3. *Szerves eredetű üledékes kőzetek* : zátonymészkő, dolomit, kőolaj, kőszén. Ezeket a kőzeteket a bennük található élőlények maradványai alapján osztályozzuk. Mint említettük, megkülönböztetünk éghető és nem éghető szerves eredetű üledékes kőzeteket. Az éghető kőzeteket eredetük szerint ismét tovább tagolhatjuk növényi vagy állati eredetű kőzetekre.

A nem éghető szerves eredetű üledékes kőzetek rendszerint karbonátok, a kausztobiolitok pedig többé-kevésbé bonyolult szerves vegyületek.

4. A *vulkáni tufák* eredeti anyaga vulkánok porszórásából származik. A vulkáni tufák tehát szilikátásványokból állanak. Üledékképződés és diagenézis útján válnak kőzetté, ezért általában rétegzettek. Mállatlan állapotban homokkőre, mállott állapotban (kaolin, bentonit) agyagra emlékeztetnek. Gyakran ősmaradványokat is tartalmaznak, mint más üledékes kőzet.

*

Az üledékes kőzetek rendszerint rétegzettek. Az alábbiakban ismertetjük a rétegek és településük leírásánál használt fogalmakat.



6. A rétegek térbeli helyzetének meghatározása

A *rétegzettséget* vagy az ülepedés körülményeinek megváltozása (elsődleges rétegzettség), vagy pedig az üledékes kőzetre ható nyomás hozza létre (másodlagos rétegzettség, palásság). Ebben az utóbbi esetben a nyomás irányára merőleges rétegzettség áll elő. A rétegzett kőzetet *rétegek* nevezik.

A rétegek eredetileg általában vízszintesek vagy legalábbis közel vízszintesek. Hegységszerkezeti mozgások következtében azonban eredeti helyzetükből kimozdulhatnak. Ebben az esetben dőlt réteggel van dolgunk.

A dőlt rétegen mindenkor kijelölhető egy vízszintes vonal. Ennek a vízszintes vonalnak az irányát a réteg *csapásának* nevezzük. A csapást azimutjával jellemzik (6. ábra).

A csapásra merőleges irányban dől a réteg. A *dőlés* mértéke az a szög, amelyet a rétegen a csapásra merőleges irányban húzott egyenes a vízszintessel bezár. A rétegek helyzetét egyértelműen határozza meg a dőlés azimutja és a dőlés szöge.

A réteg felső lapját *tetőnek*, alsó lapját *talpnak* nevezzük. A tető és a talp (merőleges) távolsága : a *réteg vastagsága* (h).

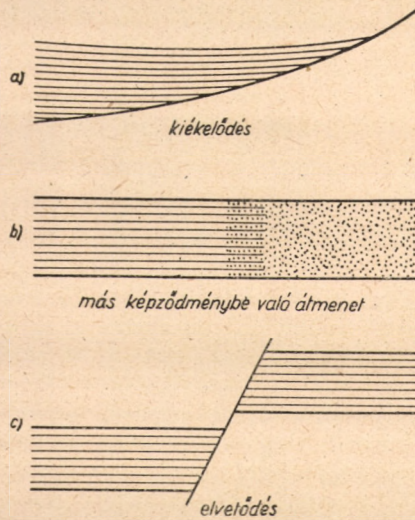
A réteget aszerint, hogy vékonyabb lemezekre vagy vastagabb padokra tagozódik, levelesnek, illetőleg padosnak mondjuk. A rétegetlen kőzetet *tömegesnek* nevezzük.

Az üledékes kőzetek közül leginkább a szerves eredetűek rétegetlenek. Ilyenek az atoll (gyűrű alakú korallzátony), zátonymészkö, dolomit stb.

Valamely réteg alatt levő réteg a *fekvő*, felette pedig a *fedő* van (fekü, fedü, fötte bányászelnvezések).

Ha valamely réteg hasznos ásványi nyersanyagot tartalmaz, vagy pedig teljes egészében iparilag felhasználható, neve : *telep*. Fekvőjének és fedőjének közös neve ilyenkor : *meddő*. (Ahhoz, hogy egy hasznos ásványi nyersanyagot tartalmazó réteget telepnek minősítsünk, a fenti követelményeken kívül még az is szükséges legyen. A megfelelő kiterjedésű és minőségű telepet bányászásra érdemes, röviden *műrevaló telepnek* mondjuk.) Azt a rétegsort, amely meddők által elválasztott több telepet tartalmaz, *telepes összletnek* vagy *telepösszletnek* nevezzük.

A réteg vízszintes irányban *kiékelődés* (elvékonyodás), más képződménybe való folyamatos átmenet vagy pedig *elvetődés* következtében szűnhetik meg (7. ábra).



7. A rétegek vízszintes irányban való megszűnésének módjai

Az átalakulási (metamorf) folyamatsor és kőzetei

A földkéreg mélyebb részeibe jutott kőzetekben és ásványtelepekben átalakulások mehetnek végbe. Az átalakulás a kőzetek ásványos összetételének és szöveti alkatának mélyreható változásában jelentkezik. Jellemző sajátossága ennek a folyamatsornak, hogy az átalakulás szilárd halmazállapotban folyik le és lényeges anyagi (kémiai) megváltozással nem jár. Az átalakulás rendszerint a hőmérséklet vagy a nyomás megnövekedésének, esetleg mindkettőnek együttes hatására jön létre. Az átalakulás lehet részleges és lehet teljes.

Nem sorolhatjuk ide sem a mállási övekben végbemenő átalakulásokat, sem pedig a mélyebb szinteknek azokat a változásait, amelyek abban nyilvánulnak meg, hogy a mélyben levő képződmények az olvadt magmával érintkezve újra olvadnak, illetőleg az olvadékból újra kristályosodnak (regranitizálódnak).

A *metamorfózisnak* mind a magmás, mind az üledékes kőzetek ki vannak téve. Láttuk, hogy az átalakulást előidéző ok lényegében a magas hőmérséklet és a nagy nyomás. E tényezők szerepének megfelelően az alábbi jellegetes átalakulási folyamatokat különböztetjük meg :

1. a termometamorfózisnál a magas hőmérséklet szerepe az uralkodó. *Termometamorfózissal* van dolgunk, amidőn magma nyomul a kéregbe,
2. *kataklázisos metamorfózisnál* az egyirányú nyomás (*stress*) mellett a hőmérséklet jelentősége elhanyagolható. Tektonikai mozgások hoznak létre az igénybevett kőzetekben kataklázisos metamorfózist;
3. *dinamometamorfózisról* beszélünk akkor, ha magas hőmérséklet és az egyirányú nyomás egyidejű működése hozza létre az átalakulást;
4. *plutói (regionális) metamorfózisnak* nevezzük a dinamometamorfózist, ha az átalakulás a magmaövhöz közel játszódik le és ha a nyomás nem egyirányú, hanem hidrosztatikai jellegű.

A magmás és a törmelékes kőzetekből alakulnak (regionális metamorfózissal) a gneiszek és kristályos palák különböző fajtái. A magmás eredetű gneisz neve ortogneisz, az üledékesé paragneisz.

Anélkül, hogy részleteznők az átalakulás öves lezajlását, felsoroljuk azokat a legismertebb *átalakult kőzeteket*, amelyekkel a geofizikus — elsősorban hazánkban — találkozhat: a homokkőből kvarcit, az agyagból agyagpala, csillámpala, fillit lesz. A mészkő márvánnyá, a dolomit dolomitmárvánnyá alakul át.

Földünk ősi, kambrium előtti kőzetei, az ún. *ősi pajzsok* (fennoskandiai, szibériai, kanadai, angara, gondwana, braziliai pajzs) kőzetei, túlnyomó részben átalakult kőzetek.

Hegység szerkezeti (tektonikai) mozgások geofizikai vonatkozásai

Az üledékképződés ütemében beálló változásokat (transzgressziót, regressziót) legtöbbször *hegység szerkezeti mozgások* okozzák. Ezek a mozgások hozzák létre a földkéreg szerkezetének azokat a változatos formaelemeit is, amelyek gyakran ásványi nyersanyag feldúsulással kapcsolatosak, vagy az ásványi nyersanyagtelepek elhelyezkedését, műrevalóságát befolyásolják.

A *szerkezeti formaelemek* a geofizikai kutatásnak legfontosabb tényezői, mert némely ásványi nyersanyagot geofizikai módszerekkel nem is lehetne kutatni, ha előfordulása nem volna meghatározott szerkezettel kapcsolatos.

Mielőtt maguknak a hegység szerkezeti formaelemeknek az ismertetésébe kezdenénk, röviden tájékozódást kell szerezünk azokról a folyamatokról, amelyek a földkéregben mozgásokat hozhatnak létre.

Meg kell jegyeznünk, hogy e folyamatok pontos mibenléte még ma sem tisztázott. Feltevésekkel próbálják lényegüket megközelíteni. A feltevések közül kiválaszthatunk egy-két olyat, amely a mozgások mechanikai hatásának tanulmányozásán alapszik, és a felszíni megfigyelésekkel, valamint mai földtani és mechanikai szemléletünkkel legjobban egyezik.

*

A kontinensek magját egy vagy több, messze a földtörténeti múltban konszolidálódott tábla, ún. „ősi pajzs” alkotja. Ezek a pajzsok a Föld S i A l övének (gránit, gabbro) részei. Ezek a SiAl táblák egy alattuk elhelyezkedő, nagyobb sűrűségű, de az adott nyomásviszonyok mellett viszkózan képlékeny, a Földet gömbhéj alakjában körülvevő övben, az ún. S i M a-ban (perido-

tit, eklogit) úsznak. Úszás közben a SiAl táblák úgy igyekeznek elhelyezkedni a SiMa-ban, hogy lehetőleg a hidrosztatikából ismert egyensúlyi állapot következék be.

Bizonyos jelek arra utalnak, hogy a SiAl öv egyes óceánok fenekén hiányzik, vagy ha mégis megvan, csak igen kis vastagságban található meg, és ebben az esetben is csak a gabbro övtől lefelé. A tenger vize közvetlenül a SiMa felett helyezkedik el. Ezt a feltevést erősítik meg *Vening Meinesz*nek tengeralattjárón végzett óceáni graviméteres mérései is.

Ha elfogadjuk ezt a feltevést, akkor a világtérkép szemlélése alapján tetszetősnek tűnik *Wegener*nek az a felfogása, hogy a kontinensek szegélyén húzódó *redőhegységek* a SiMa-ban úszó kontinenseknek a mozgás irányához viszonyítva haránt helyzetű szegélyén, a torló nyomás következtében gyűrődtek fel.

Valamivel fejlettebb ez az elmélet *Beaumont kontrakciós elméleténél* (amely szerint a kihülő Föld kérge a csökkenő térfogat következtében — mint az aszalódó alma héja — összeráncolódik), de mégis sok hiányossága van. Nem ad magyarázatot a SiMa-ban történő úszás okáról, és nem világítja meg az olyan *redőhegységek* keletkezését, amelyek nem a kontinensek szegélyén vannak, illetve keletkezésük idején nem ott voltak. Az elmélet kinetikai bizonyítékai vitathatók.

A *redőhegységek* földtani (üledékközzettani) vizsgálata azt mutatja, hogy kőzetanyaguk nem azonos a mögöttük levő *táblának*, a kontinensnek kőzetanyagával.

Mikor fációs szemponjtájból elemezték a *gyűrthegységek* kőzeteit, megállapították, hogy kőzettani és biológiai bélyegei tengeri (de sohasem mélytengeri) eredetre utalnak. Az üledékösszletnek nagy vastagsága, az üledékciklusok egymásutánja és a szerkezeti formák azt mutatják, hogy az üledékgyűjtő medence hosszú időn keresztül többé-kevésbé folyamatosan süllyedt, majd viszonylag hirtelen felemelkedett, és eközben összegyűrődött.

A kialakulásnak ez a folyamata szakaszokra bontható. Az egyes szakaszokat törvényszerű magmás jelenségek kísérik és jelzik a süllyedés elején történő ún. iniciális magmatizmustól, a gyűrődést befejező ún. szubszekvens vulkánosságig. Ezt a tényt elsőnek *Stille* ismerte fel.

Ha Földünk felszínét a fiatal *redőhegységek* térbeli elhelyezkedésének szemponjtájból vesszük szemügyre, keletkezésük lefolyásának rekonstruálásához fel kell tételeznünk, hogy az egymáshoz valamely lánc szemeként csatlakozó hegységelemekből álló hosszan elnyúlt vonulat helyén valamikor a *redőhegység* alaprajzát körvonalaiban nagyjában követő üledékgyűjtő medence foglalt helyet. Kézenfekvő azzal a további feltételezéssel élnünk, hogy ilyen medencék valamely *kontinentális tábla* peremén, vagy két kontinentális tábla között alakultak ki. Így válik ugyanis érthetővé egyrészt az, hogy *redőhegységek* vonalas rajzzal vázolhatóak fel a glóbuszra, másrészt az, hogy miért voltak az ilyen területek a földtörténeti idők folyamán olyan hosszasan állandó süllyedő állapotban (hatalmas méretű táblák mozgása ugyanis várhatóan lassú, egyenletes és éppen ezért hosszú időre elnyúló folyamat), amire az ilyen medencékben található nagy (4000—12 000 m) vastagságú üledékanyag utal.

Amidőn a medence süllyedő jellege megszűnik, és a behorpadt kéregrészen lassan emelkedni kezd, a medence kénytelen szélessége irányában egyre inkább megrövidülni. A felhalmozódott üledék ennek következtében egyre

kisebb térfogatra szorul. Minthogy az összepréselt üledékanyag a nyomás elől felfelé szabadon kitérhet, lassan kiemelkedik: felgyűrődik a *redőhegység*.

A gyűrődés folyamán a keletkező hegység anyaga egyre keskenyebb alapra támaszkodik. A kőzetoszlopot tartó felületre ennek következtében nagyobb nyomás hat. Elképzelhetőnek látszik, hogy emiatt a megnövekedett nyomás miatt a medence oldalirányban összepréselődő kőzetei amellett, hogy a felszínen hegységgé gyűrődnek, lent is begyűrődnek a SiMa-ba. A lényeges különbség csupán abban áll, hogy felfelé a kitüremlést nem korlátozza semmiféle hatás, míg a SiMa-ba való benyomódásnak ellene hat részben a kinyomódott SiMa anyag súlya, részben pedig az erre ható nyomás. A hidrosztatika egyensúly törvényének analógiájára szokás ebben a vonatkozásban *izosztatikus egyensúlyi állapotról* beszélni.

E szemlélet alapjait gravitációs mérések vetették meg. A nagy kontinentális táblák fölött, mint Európa egyesített anomália-térképéből³ is kitűnik, nagyobbak a gravitációs anomáliák, mint azokban az övekben, ahol fiatal redőhegységeink vannak. A tengeren meghatározott anomáliák is nagyobbak, mint az *Alpida-hegység* területén levők. Ennek a jelenségnek egyszerű magyarázata azzal adható meg, hogy ott, ahol a gravitációs anomáliák nagy területre kiterjedő csökkenése észlelhető, a SiMa nagy sűrűségű tömege a felszíntől nagyobb mélységre helyezkedett el, mint másutt. Minthogy ez kontinensek vonatkozásában éppen a gyűrt hegységek övében, az egész Földet tekintve pedig a kontinensen figyelhető meg, a jelenséget szemléletesen úgy írhatjuk le, hogy a kontinensek SiAl tömege „úszik” a SiMa-n. A kontinensek kiemelkedését átlagos sűrűségük és a SiMa sűrűsége szabja meg. Egyensúlyi állapot akkor jön létre, amikor az úszó tömb súlya egyenlővé lesz az általa kiszorított SiMa súlyával. A kontinensek egymással lazábban összefüggő részeiben külön-külön is megvan az a törekvés, hogy ezt az ún. *izosztatikus állapotot* elérjék. Ezt figyelhetjük meg a redőhegységek esetében is.

A gravitációs mérések eredményében nyilvánvalóan tükröződnie kell, hogy a kéreg egyes részei izosztatikusan egyensúlyban vannak-e.

Ezt a jelenséget *Pratt*, *Airy* és *Heiskanen* elemezték, és igyekeztek modellkísérletekkel is igazolni.

Ha egy kőzettömeg az őt megillető izosztatikus egyensúlyi helyzetnél mélyebben nyomódik bele a SiMa-ba, vagy magasabban emelkedik ki belőle, ez gravitációs rendellenességet fog okozni. Az ilyen rendellenességet *izosztatikus anomáliának* nevezzük. A felszínközeli kőzetek által okozott gravitációs anomáliáktól az izosztatikus anomáliák csak redukció útján különíthetők el.

A hosszú, néha több ezer kilométer hosszúságú, és viszonylag keskeny, süllyedő kontinens-peremi üledékgyűjtő medencét *geoszinklinálisnak* nevezzük. A földtörténetnek a mai kőzetekből kiolvasható része nagyrészt ilyen geoszinklinálisokban játszódott le.

A földtörténet hajnalán, a kambrium előtt is volt hegységképződés. Ezek a hegységek azonban tönkjükig lepusztultak. Maradványaik az ősi pajzsok területén vannak. Kőzeteik átalakultak, ezért csak keveset árulnak el a földtörténetnek erről a szakaszáról.

A földtörténet első felismert hegységképződési folyamata a kambrium-ban játszódott le. Üledékgyűjtő medence alakult ki az akkori kontinentális

³ Geophysical Prospecting, Vol. III. No. 1., 1955.

mag déli-délkeleti peremén, a mai Skandinávia déli részén és a mai Észak-Anglia területén.

A hegységképződésnek azt a szakaszát, amely ebből a geoszinklinálisból az üledéket kipréselte, *kaledóniai mozgásnak* nevezzük.

A kaledóniai redőhegység azután tönkjéig lekopott, lepusztult. Törmelékanyagot szolgáltatott a tőle délre kialakuló újabb geoszinklinálisnak.

Ebből az újabb üledékköszletből keletkezett a *hercyni-variszkuszi redőhegység*. Maradványai Franciaországban (Normandia, Bretagne), Csehországban (Szudéták), sőt hazánk területén, a Kőszeg-Rohonci hegységben, és egyes gravitációs anomáliákból következtethetően a nyugati Dunántúl medenceüledékei alatt is megtalálhatók.⁴

A hercyni-variszkuszi hegységtől délre alakult ki már a földtörténeti középkor hajnalán a Thetys nevű geoszinklinális, amely mai fiatal redőhegységeink területével, tehát a Pireneusok, Appeninek, Alpok, Kárpátok, Dinaridák, Balkán hegység, Kaukázus, Himalája vonulatával esik egybe. Ezt a hegységrendszert az Alpesekről *alpida hegységrendszernek*, létrehozóját pedig *alpi mozgásnak* nevezzük.

A hegységek létrehozásában szerephez jutó mozgások nem korlátozódnak egy-egy földtörténeti korra. Alig szűnik ugyanis meg az egyik hegységrendszer létrehozó mozgás, máris kezdődik a másik váltakozó élénkségű ütemmel. Csak a hegységképződés paroxizmusát, a hirtelenül bekövetkező *felgyűrődést* lehet egy-egy korra rögzíteni. Példát szolgáltat erre maga az alpi hegységrendszer is. Még be sem fejeződött a gyűrődés folyamata, tőle délre — az eurázsiai kontinens délkeleti partszegélyén — máris újabb geoszinklinális kezd kialakulni, amelynek törmelékanyagát majdan az Alpok-Himalája hegység fogja szolgáltatni.

A születőfélben lévő új geoszinklinálist legbiztosabban Délkelet-Ázsia partjainál ismerhetjük fel. *Ümbgrove* (Pulse of the Earth), — utalva *Vening Meinesz* tengeri gravitációs mérésére — mutat rá, hogy ezen a területen 150 mgalt elérő gravitációs minimumzóna húzódik. Ez a minimumzóna az óceáni területen nyilvánvalóan azt jelenti, hogy az óceáni fenék már betüremkedett, és üledékképződése is feltehetően megindult.

A hegységképződés folyamán keletkező hegység háttere sem marad zavartalan. Itt gyűrődés ugyan nem következik be, mert ez már konszolidálódott tábla. A fellépő feszültség azonban *töréseket* hozhat létre, és e törések mentén elmozdulások, elvetődések történnek, amelyek esetleg az *izosztázia* elveinek megfelelő kiegyenlítődésre vezetnek.

Míg a gyűrődéssel keletkezett hegységet *redőhegységnek* nevezzük, addig a törések útján létrejött hegységet *röghegységnek*. Míg amannak szerkezete gyűrődéses, emezé töréses. A redőhegységek a röghegységeket méreteikben messze meghaladják.

Miként a természetben sehol, úgy itt sincsenek éles határok. A redőhegységek területén törések is felléphetnek, ha az igénybevétel a kőzet képlékenységet meghaladja; sőt a meggyűrűt és átbuktatott redő el is szakadhat gyökerétől és keletkezési helyétől el is vonszolódhat.

⁴ A variszcidáknak megfelelő ázsiai hegységrendszert az Altáj hegységről *Altaidáknak* nevezzük. Fontosabb részei: az Ural, Altáj, Pamir, Tien-San, Küen-Lün, Richthofen hegység, É.-Kínai Alpok. Vonulatuk nagyjából párhuzamos az alpida vonulattal, kivéve az Uralt, amely megközelítőleg É-D csapású és az É-Kínai Alpokat, amely a nagy Hoang-ho-kanyarban ÉK felé vált csapást.

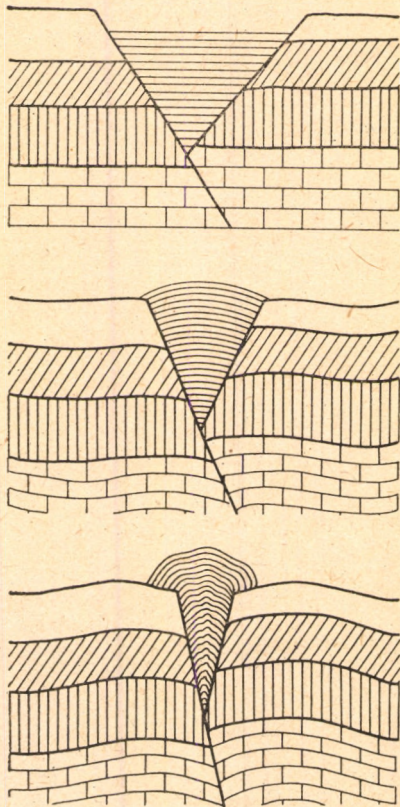
Ugyanígy a röghegységek területén is gyakran találkozhatunk gyűrődéses formaelemekkel. Magát a törést is rendszerint hajlítás előzi meg. Hajlítási formaelemről tehát nem szabad minden esetben a területnek az előzők szerinti értelemben vett gyűrődéses jellegére következtetnünk.

A gyűrt hegységek háttérében levő táblás vidékeknek (*kratonoknak*) azokat a mozgásait, amelyek a hegységképző mozgással egy időben mennek végbe, a szóban levő hegységképződési szakasz *szinorogén epirogén fázisának* nevezik.⁵

Van olyan terület is, ahol a gyűrődéses és a töréses hegységszerkezeti formák a legbensőségesebben találkozhatnak. Az ilyenek *kratoszinklinális* a neve.⁶

Ez lényegében valamely nagy táblás vidéken belül — tehát nem kontinens peremén vagy kontinensek között — egy hatalmas törés szétnyílása következtében kialakult üledékgyűjtő medence. A törés összeczárultakor ugyanolyan folyamat megy végbe, mint az orogenezis alkalmával (8. ábra). A létrehozott formaelemek is hasonlóak.

Ismereteink jelenlegi állása nem teszi még lehetővé, hogy a fentebb ismertetett folyamatok végső okát megjelöljük. Jóformán csak a jelenségek pusztá leírásánál tartunk. A legkorszerűbbnek tekintett tektonikai elméletek szerzői (*Griggs, Goguel*) azt tételezik fel, hogy a földfelszín egyenlőtlen lehűlése következtében a magma különböző pontjai között hőmérsékletkülönbség áll elő. Ez a hőmérsékletkülönbség olyan konvektív hőcserélődést, olyan zárt *magma-áramlást* hoz létre e felfogás szerint, amelynek felső vízszintes szakasza mintegy a „hátán szállítja” a kontinentális táblákat (9. ábra).



8. Kratoszinklinális

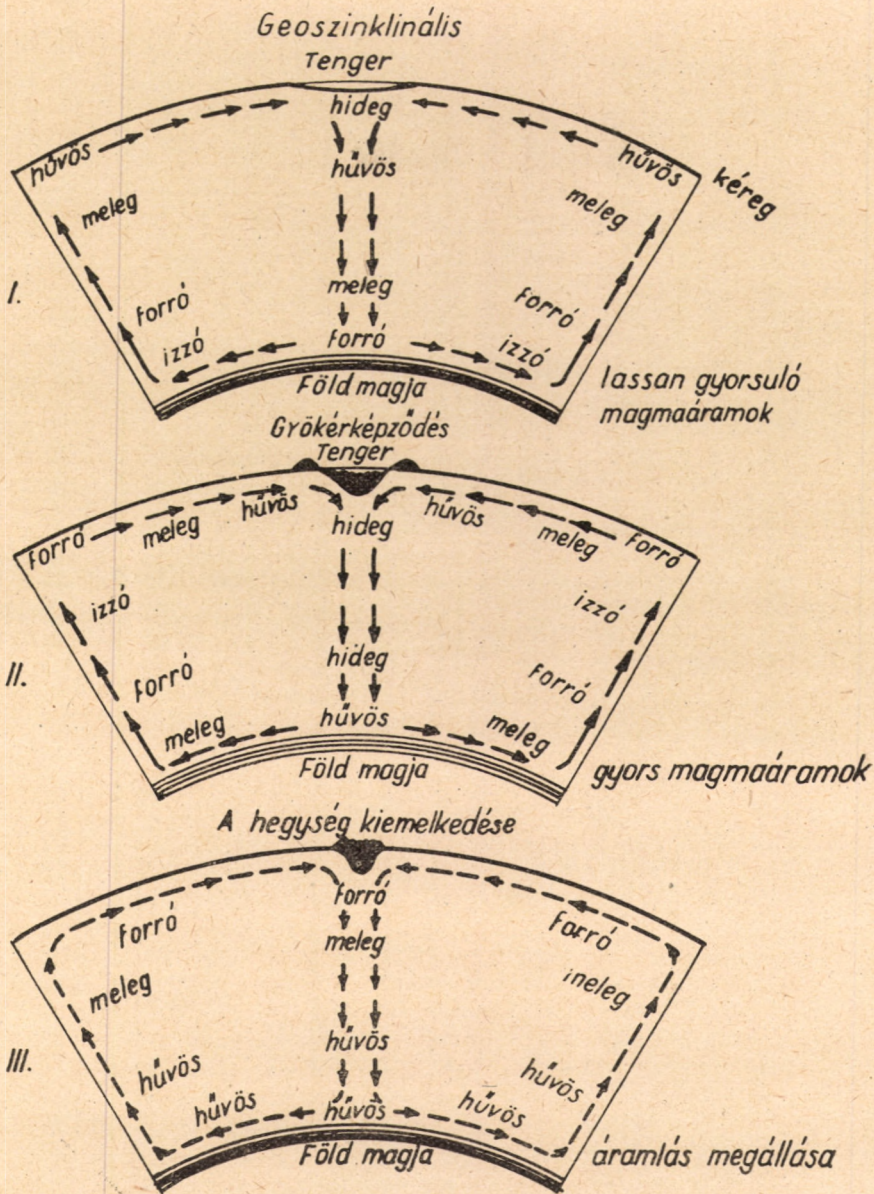
Bármilyen tetszetős is az elmélet, mégis van egy gyengéje, amire *Egyed* mutatott rá. A hegységképződés szakaszos voltából ugyanis arra kell következtetnünk, hogy ez a hőcserélődés is szakaszos. Ennek pedig semmi indokát nem látjuk.

Egyed szerint a hegységképződés sok jelenségét kiterjedő kéreggel, tehát növekvő sugarú Földdel is meg lehet magyarázni. A konvektív hőcserélődés magyarázatára sem tartja szükségesnek a felszín egyenlőtlen hőmérsékletét, hanem a Föld belső termodinamikai felépítettségében keresi a magyarázatot.

⁵ Orogenézis = hegységképződés; epirogenézis = szárazföldképződés. Vitatható, hogy az utóbbi szó fedi-e a fogalmat.

⁶ Az elnevezés *Schmidt Eligius Róbert*től származik.

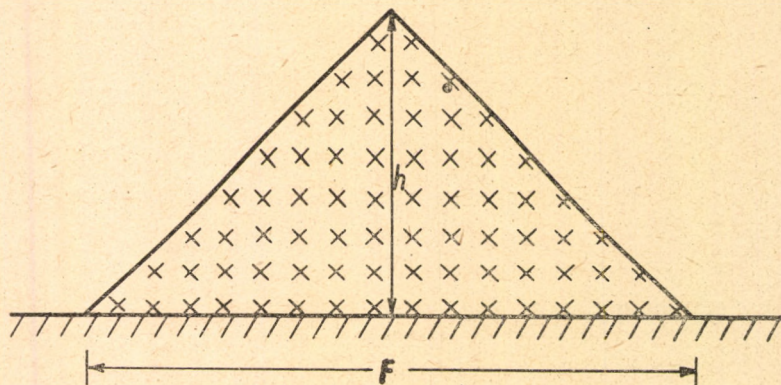
Egyed elmélete világszerte nagy feltűnést keltett, és nem lehetetlen, hogy rövidesen ez az elmélet fog szemléletünkön uralkodni. A részletesen kidolgozott és szemléletünket ma még leginkább befolyásoló elméletek közül a Griggs—Gougel-féle magmaáramlásos elmélet a legszellemesebb.



9. Magmaciklusok kialakulása és hegységképződés
(Griggs nyomán)

A gyúrt hegység formaelemeinek kialakulásánál a gravitációnak is szerepe van. A magasra felgyúródott hegység redőinek leveles egymásra hajlását, a tábla peremére történő rácsúzását főleg ez okozza.

A hegyek magasságának van egy felső határa. Ezt — *Egyed* nyomán — a következőképpen magyarázzuk. Valamely elnyúlt, magas hegység keresztmetszetét első közelítésben a legegyszerűbben háromszöggel jellemezhetjük (10. ábra).



10. Idealizált magashegység keresztmetszete
(Egyed nyomán)

A hegység talpánál észlelhető nyomás átlagos értékét úgy kapjuk meg, ha a hegység tömegének súlyát elosztjuk az alapterülettel. Ha a hegység alapterülete: F , magassága: h , fajsúlya pedig: d , akkor a jó közelítést képviselő hasáb alakú modell súlya:

$$P = \frac{F \cdot h \cdot d}{2},$$

a talpnyomás pedig:

$$p = \frac{h \cdot d}{2}.$$

Ennek az értéknek nem szabad túllépnie a hegységet alkotó anyagok törési szilárdságát. Ha a kőzet törési szilárdsága: σ , akkor a hegység magasságának felső határát a

$$h \leq \frac{2\sigma}{d}$$

összefüggés szabja meg. Ha a gránitot tekintjük, amelyre vonatkozóan $d \sim 2,7 \text{ g/cm}^3$ és $\sigma \sim 1500 \text{ kg/cm}^2$, akkor $h \leq 11\,000 \text{ m}$.

Eszerint tehát a Föld felszínén nem képzelhetünk el 11 000 m-nél magasabb hegyeket. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a kőzetek képlékenysége ezt a felső határt még valamelyest le is szállítja.

A hegységképződés *szinorogén*, *epirogén* mozgásai (főleg, ha gyorsan és hevesen játszódnak le) hozzájárulnak a gyúródás hátterében — a táblás vidéken — a kéreg töréseit. Ilyen törésmenti elmozdulások következményei a nagy

földrengések. A mélytörések 700 km mélységig is lenyúlhatnak. Ha mélyben maradnak, csak geofizikai mérőműszerek segítségével észlelhetők. Gyakran azonban a felszínig emelkednek. A mélyfészű földrengések *epicentrumai* (a rengésfészkek felszíni vetületi pontjai) rendszerint ilyen törések mentén helyezkednek el.

Mélybeli törésre utal a vulkáni tevékenység is. Erre kell következtetnünk a tűzhányók általában szabályos elrendeződéséből.

Jellegzetes törésrendszer figyelhető meg a táblás vidékek árkos területein (Afrikai-árok, Rajnai-árok).

A kéreg legfelsőbb részében, az üledékes kőzetekben gyakrabban találunk töréseket főként azért, mert az itt uralkodó kisebb nyomás a kőzetek képlékenységének felső határát leszállítja. A törések ugyanis *nyíró erők* hatására azért jöttek létre, mert az igénybevétel meghaladta a kéregrész *nyírási szilárdságát*.

A töréses szerkezetet rendszerint tükrözi a táblás vidékek morfológiája is (folyók irányja, vízválasztók).

A hegységek kialakulását kísérő mozgásoknál a kőzetösszletek különböző részei különböző mértékű hatásoknak vannak kitéve. A húzott zónák lazulást, a nyomott zónák tömörülést mutatnak. Így pl. gyűrődéseknél a redő gerince gyakran sugarasan szétnyílik, szétlevelesedik, a homorú oldal pedig összepréselődik. A tektonon ez a jelenség fordítva játszódik le. A szárnyakon mindkét esetben általában egyenletes a tömörülés.

A nyomás révén létrejött anyag-tömörülés feltehetően létrehoz geofizikai módszerekkel kimutatható fizikai különbségeket. Manapság a *Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet* vizsgálatokat folytat arra vonatkozóan, hogy az ország területén több helyen végzett szeizmikus mérésekből nyert sebességek statisztikus eloszlásának törvényszerűsége mennyiben támasztja alá azt a feltevést, hogy a *Vadász Elemér* által „*a délalpi torlódás övének*” nevezett zóna nyomásos igénybevétel alatt van.

A délalpi torlódásnak ez az öve DNy—ÉK csapással az ország közepe táján húzódik. Nagyjából egybeesik azzal a vonallal, amelyet *Schmidt Eligiusz Róbert* a magyar medence geomechanikai súlyvonalának nevez.

*

A Föld *belső (endogén) erői* a földkéreg építésén dolgoznak, kőzettömegeket alakítanak át, hegységeket hoznak létre. Ezek a *belső erők* a hegység-szerkezeti mozgásokban és a magmás működésekben nyilvánulnak meg. Építő jellegük miatt ellentétben vannak a lepusztítást végző és az „*ü l e d é k e s f o l y a m a t s o r*” című fejezetben részletezett *külső (exogén) erőkkel*.

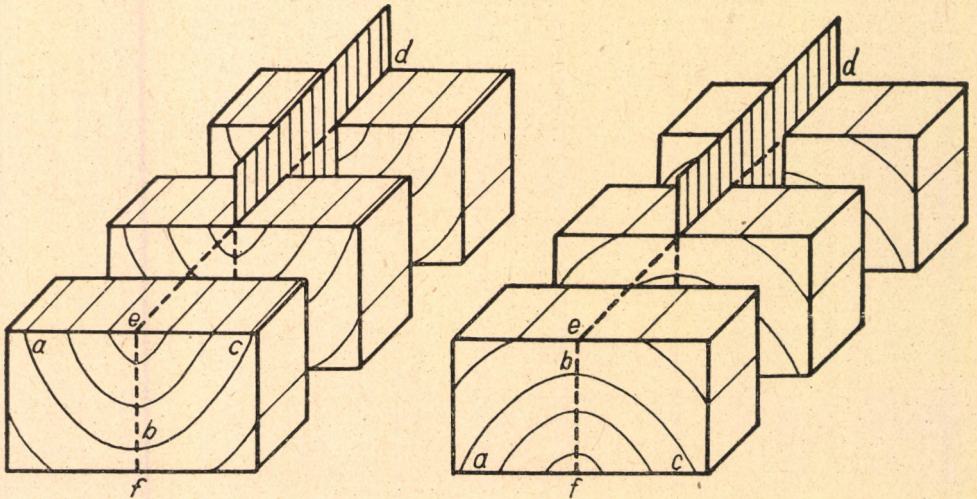
A mozgások két alapformáját az előzőkben megismertük. Az általuk létrehozott alapformaelemek: a *gyűrődés* és a *törés (antiklinális-szinklinális; sasbérc-árok-lépcső)*.

E formaelemek egyike, vagy a kettő közötti számtalan átmenet valamelyike, a Földnek csaknem valamennyi kőzetén felismerhető. Alig van olyan kőzet, olyan réteg, amely a tektonikai mozgások valamelyikének hatására eredeti vízszintes vagy közel vízszintes helyzetéből ki ne mozdult volna, alakját meg ne változtatta volna, vagy szerkezeti változást ne szenvedett volna.

A gyűrődés általában vízszintes nyomóerő hatására létrejött — rendszerint többszörös — ráncolódás.

Gyűrődéssel létrejött kéregránc neve: redő. Minden teljes redő egy antiklinálisból, boltozatból és egy szinklinálisból, teknőből tevődik össze.

A redő hosszmeteszetének súlyvonala a tengely. A tengelysík metsző vonala a redő gerincén, az ún. nyergen: a tetőtengely (11. ábra). A redő szárnyának a redő tengelyéhez viszonyított térbeli elhelyezkedése szerint megkülönböztetünk szimmetrikus és aszimmetrikus redőt.



ab és cb - szárnyak, de - tengely (tetőtengely), def - tengelysík

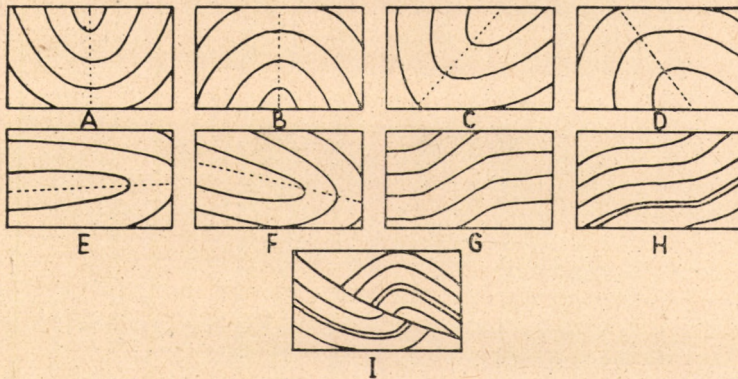
11. A redő elemei
(Lahee nyomán)

A természetben a redőnek általában igen változatos formáival találkozunk (12. ábra). Ha a tengelysík a vízszintessel 90° -tól eltérő szöget zár be, akkor ferde redővel van dolgunk. Ha ez a szög 0° felé közeledik, fekvő, vagy ha a redő tengelysíkja a vízszintes alá hajlik, áttört redőről beszélünk. Az a fekvő redő, amely „gyökérrégiójától” elszakadt és fiatalabb rétegekre tolodott rá: áttört takaró. Ha az erős oldalnyomás következtében összepréselt redő ferde törési sík mentén fiatalabb kőzetekre tolodik, pikkely jön létre (13. ábra).

Az eddigiekben mindig feltételeztük, hogy a redő tetőtengelye, vagy ennek bármely vízszintes vetülete vízszintes. Ez természetesen nem mindig van így. A tengelysík sem tartja mindig csapásának azimutját, sőt az azimut vonala önmagába vissza is térhet. Ebben az esetben a redő zárt boltozatot formál.

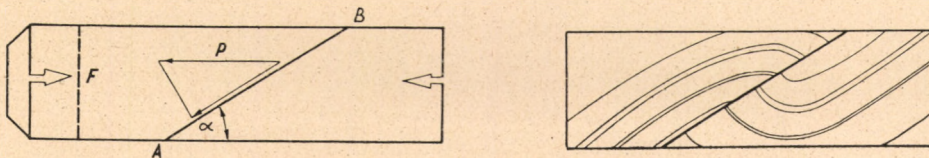
Egyes területeken, így pl. kőolajvidékeken rendszerint nemcsak egy, hanem számos redő van. Összességüket redővonulatnak nevezzük.

Kőolaj tárolódása szempontjából különösen kedvező szerkezeti alakzatok a *dómok*. Ezek olyan antiklinálisok, amelyeknek vízszintes metszete zárt görbe. Ha az antiklinális vízszintes metszetének átmérője vagy nagy-



A. szimmetrikus szinklinális, B. szimmetrikus antiklinális, C. Ferde szinklinális, D. Ferde antiklinális, E. fekvő redő, F. átbuktatott redő, G. monoklinális, H. szerkezeti küszöb v. térdrész, I. pikkely.

12. A redő különböző fajtái
(Lahee nyomán)



13. Nyomás folytán kialakuló nyírófeszültségek és pikkely
(Egyed nyomán)

tengelye a néhány száz métert nem haladja meg, akkor neve: *brachiantiklinális*. Antiklinálisok tetején is megjelenhetnek különálló dómok, ezeket „*búbókna k*” nevezük. Kőolajban különösen dúsak szoktak lenni.

Redő szárnyain is keletkezhet önálló kisebb méretű *dóm*. Valószínűleg vízszintes irányú erő torló hatása hozza létre ezeket a kis oldalszerkezeteket olyképpen, hogy az alaphegység feletti kőzetek az alaphegységtől függetlenül szenvednek deformációt.

A redőnek megfelelő negatív forma a *teknő* vagy *szinklinális*. Térbeli helyzetének meghatározására, ezzel kapcsolatos elnevezéseire és részeinek elnevezésére a redőnél ismertetett fogalmak érvényesek.

Az antiklinálisok és szinklinálisok különböző formái hegyszerszerkezeti mozgások eredményei. Nem kell azonban azt gondolnunk, hogy redőzést (boltozódást) csak gyűrődés hozhat létre. Gyűrődésen ugyanis általában vízszintes erő hatására létrejött méretrövidülést értünk, ami elsősorban a geoszinklinálisokban lefolyó hegységképződés alkalmával történik. A földkéregnek azokban a részeiben (táblás vidékeken), ahol a kőzetek már kevésbé képlékenyek és inkább ridegeknek mondhatók, a hegységképző erők nem gyűrődést hoznak létre, hanem közel függőleges helyzetű síkok mentén rögökre darabolják a kőzeteket. Ezek a rögök nagyjában a törési felület által előre meghatározott irányokban mozdulhatnak el egymáshoz képest.

Ezek a mozgások csak közelítően függőleges irányúak. Éppen ezért létrehozhatnak olyan feszültséget a kőzetekben, amely csak vízszintes elmozdulással egyenlítőzhető ki. Két esetet különböztethetünk meg:

- a) egyetlen rög mozog,
- b) több rög mozog.

Az a) esetben az egyetlen rög bármilyen elmozdulása (billenése) hozhat létre felboltozódást, a b) esetben pedig az a körülmény, hogy az egyes rögök mozgásának sebessége (függőleges összetevő) különböző.

Hajlított forma úgyszólván létrejöhet, hogy a tagolt felszínű alaphegységre lerakódó üledékek már lerakódásukkor felveszik az alaphegység reliefjének alakját. Az ilyen szerkezeti formákat *települt formáknak* nevezzük. „Éleségüket” fokozhatja az, ha a völgyekben felgyűlt üledékanyag a nagyobb vastagság, és ennek következtében a nagyobb nyomás folytán *tömörül (kompakció)*. Az alaphegység függőleges mozgása által kialakított, vagy az alaphegység morfológiáját követő települt formák magjában tehát mindig az alaphegység egy része van, és a fedőhegység hajlított formáinak dőlésszöge a felszín felé egyre csökken.

Ezek szerint végül is a gyűrődéses és a töréses szerkezeti formák között — elsősorban geofizikai szempontból — nincs lényegbevágó különbség. Alapjában véve mindig a kőzetek képlékenységtől függ, hogy az erő hatására milyen jelenség játszódik le. Láttuk, hogy töréses szerkezet feletti laza üledékekben a rögrészek mozgása miként hozhat létre gyűrődéses formákat. Ugyanígy előfordulhat az is, hogy redőzés alkalmával a nyeregnek húzott részében sugaras irányú törések jönnek létre. Ez az oka annak pl., hogy antiklinálisok tetőzésének környékén a réteghatárok helyzetét szeizmikus reflexiós módszerrel sok esetben nem lehet kimutatni. A *töréses szerkezet* formaelemei hasonlóképpen változatosak.

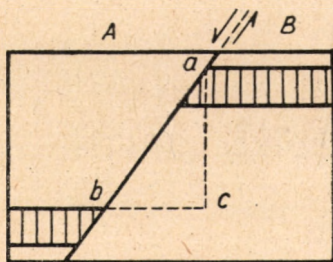
Ha valamely réteget törés oszt meg, a mélyebb helyzetű részt levett vagy lezökkent résznek, a magasabb helyzetű részt fennmaradt résznek nevezük. Az utóbbi elnevezés helyessége vitatható, mert arra a téves szemléletre vezethet, hogy a fenti rész mindig mozdulatlan, holott csupán viszonylagos helyzetéről és viszonylagos mozgásáról szabad beszélni.

A fennmaradt és lezökkent rész eredetileg összefüggött pontjai között levő függőleges távolságot *vető magasságnak* nevezük (ugrómagasság helytelen kifejezés). A fennmaradt rész és a lezökkent rész eredetileg összefüggött pontjai között a vető lapján húzott egyenes: az *elvetés távolsága*. Ennek vízszintes vetülete: az *elvetés nagysága*.

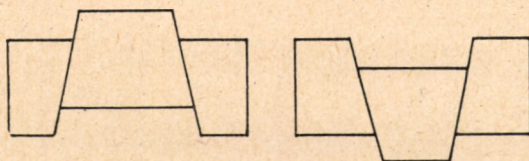
A vetőket általában ezeknek az adatoknak a mérőszámával szoktuk jellemezni. Térbeli helyzetüket csapásuk azimutszöge és a vetősíknak a vízszintessel bezárt szöge rögzíti.

Ha a vetődés egy bizonyos irányban lépcsőzetesen többször ismétlődik, akkor **lépcsős vetőről** beszélünk. Ha kétoldalú a lépcsőzetesség, akkor a fennmaradt részek neve: **sasbérc**. A sasbércnek megfelelő negatív szerkezeti forma: az **árok** (14. ábra).

A töréseket a felszínen általában rátekintéssel felismerhetjük. A törések mérete a kis közetréstől (litoklázis) a hatalmas hasadékig sokféle lehet. Ha



ac = vetőmagasság, ab = az elvetés távolsága
 bc = az elvetés nagysága
a nyílak az elmozdulás irányát jelölik
a rajz síkja merőleges a csapásra



sasbérc

árok

14. A töréses formaelemek
 (Lahee nyomán)

a törési sík mentén két egymás mellett levő köztömeg egymáson mozgott, a mozgás nyomát jellegzetesen fényes felület, **csúszási lap** jelzi. A nyílt töréses övet gyakran durva törmelék, az ún. dörzsbreccia tölti meg. Ez a breccia roncsolódás terméke.

*

A hegyszerkezeti mozgások részben egyes ásványi nyersanyagok feldúsulásával kapcsolatban kapnak jelentőséget, részben pedig fontos összefüggésben állnak az üledékképződéssel.

A földkéreg lassú emelkedő és süllyedő mozgásai eredményezik azt, hogy a tengerek transzgregálnak és regredálnak, és ezáltal rendkívül változatos fáciesű üledékes kőzetek alakulnak ki.

Épp ezért a tektonikai mozgásokra és e mozgások jellegére általában maguknak az üledékes kőzeteknek a vizsgálatából is következtethetünk, még ha szerkezeti formaelemeket nem is tudunk felismerni. Ha pl. valamely rétegsorban egy vagy több földtörténeti kor üledékei hiányoznak, akkor arra kell következtetnünk, hogy ezekben a korokban a terület szárazföld volt, ezt követően pedig ismét előtötte a tenger; tehát egyszer emelkedett, egyszer süllyedt.

A tektonikai igénybevétel korára nézve irányadó: a mozgás mindig fiatalabb, mint az a legfiatalabb képződmény, amelyet hatása még ért, és megfordítva: idősebb, mint az a legidősebb képződmény, amelyet hatása már nem ért.

A földtörténeti korbeosztás jelentősége geofizikai szempontból

Ahhoz, hogy a Föld fejlődéstörténetét korokra tagolhassuk, az egyes korok képződményei közt különbséget kell tudnunk tenni.

Az előző fejezetben láttuk, hogy a hegységszerkezeti mozgások az üledék-képződés folyamataiban változást hoznak létre. Ez pedig az üledéksorban *kőzettani különbséget* eredményez (a kőzettani különbség két kőzet vegyi, ásványos vagy szöveti különbsége). Így módon már meg lehet határozni két egymással határos kőzet korviszonyát, vagyis azt, hogy a kettő közül melyik előzte meg keletkezésben a másikat. Ez azonban nem elegendő, mert gyakran egymástól távollevő kőzetek korviszonyát kell meghatározni. A kőzettani elkülönítés egymagában azért sem elégséges, mert különböző korokban is képződhetnek teljesen azonos fáciesű kőzetek, egyazon korban pedig igen sokféle kőzet keletkezhetett.

Az első élet megjelenése után kialakult különböző *élettájékok* fizikai és kémiai adottságai (feltételei) állandóan változtak. Az élet feltételeinek fontosabb jellemzői nyilvánvalóan: a hőmérséklet, a légkör összetétele, a tengervíz sókoncentrációja, a tenger mélysége. Ezek megváltozásának az oka részben Földünkre korlátozódik, részben pedig külső, kozmikus tényezőkre vezethető vissza.

A nagy hegységszerkezeti mozgásokat kísérő vulkáni működés következtében a légkörben és a vízben gyakran felszaporodott a széndioxid. Ezek a mozgások gyakran megváltoztatták egy vidék tengerszint feletti magasságát. A napsugárzás erőssége, a földtengely hajlása a nappálya síkjához többször is változott a földtörténet folyamán.

A változások az élő szervezetek egy részét életfunkcióik végzésében egyáltalában nem, vagy csak igen kis mértékben befolyásolják. A magasabbrendű és ezért érzékenyebb élőlények a változásokra különbözőképpen reagálhatnak: vagy teljesen kipusztulnak, vagy szervezetük alkalmazkodik a megváltozott életfeltételekhez, vagy pedig olyan tájakra vándorolnak, ahol szervezetüknek megfelelő életfeltételek uralkodnak.

A földtörténeti múlt élő világának nagy részét a rétegekben talált maradványokból, *kőületekből* rekonstruálták.

A változásra érzéketlen élőlények megjelenésüktől napjainkig változatlan vagy csaknem változatlan alakban élnek. Fejlődéstörténetükből — ha esetükben ilyenről egyáltalában beszélhetünk — az életkörülményekben bekövetkezett változást nem lehet kiolvasni, ezért földtörténeti korbeosztásra nem alkalmasak.

A változásra érzékeny fajok élettörténete adja Földünk történetének kulcsát. Ha valamely kőzetből egy jellegzetes állatfajta egykori kipusztulását, elvándorlását vagy átalakulását olvashatjuk ki, arra következtethetünk, hogy akkor és ott az *élettájékot* meghatározó életfeltételekben változás állott be.

Az élővilágban élettani tendencia van az egyszerűbb szervezettől bonyolultabbá történő átalakulásra, az ún. *fejlődésre*. Ezt az egyirányú fejlődést befolyásolták a külső tényezők. Így az élővilágnak elsősorban azok a fajtái fejlődtek, amelyek képesek voltak átalakulással követni a fizikai és kémiai körülmények megváltozását.

Az egykor élt állatvilág fejlettségének megítélésében az összehasonlítás zsinórmértéke a mai állatvilág, amely a legfejlettebb. Ez egyben azt is jelenti, hogy minél közelebb élt időben mai korunkhoz valamely állatvilág, annál fejlettebb és megfordítva, minél fejlettebb valamely kőületként talált állatvilág, annál több joggal tételezhető fel az, hogy jelenlegi korunkhoz időben közel élt. Ezért a rétegben kőületként talált ősfaua és ősflóra fejlettségi fokából következtethetünk arra, hogy egyik kőzet fiatalabb-e, mint a másik.

A megváltozott alakban tovább élő lények mellett igen alkalmasak földtörténeti korbeosztásra a csupán rövid ideig élő és emellett nagy területen elterjedt jellegzetes fajok. Ilyen pl. a puhatestűekhez tartozó Ammonita rend, mert ez a júrában kezdett igen változatos alakokat tenyészteni, és a kréta végén már teljesen kipusztult. Egészen más sajátosságú az egysejtű Radiolaria rend, amely a kambrium óta úgyszólván változatlan alakban él.

Összefoglalva : az életfeltételek megváltozásának periodikusan ismétlődő földi okai : a meg-megújuló hegységszerkezeti mozgások.

A tektonikai tevékenységet kísérő egyéb jelenségek is változásokat hoznak létre az életfeltételekben. Így a változásra érzékeny (stenotyp) élővilág arculata fokról-fokra átalakul. Az élővilág arculatának változása, a fauna és flóra fejlődése, a Föld történetének legfontosabb időmérője.

A földtörténetet az ismertetett elvek alapján *korokra* osztjuk. A korok *korszakokra*, a korszakok pedig *emeletekre* tagozódnak. A beosztásra más nevezéktant is szoktak használni, a geofizikusok számára legcélszerűbbnek látszik és elégséges is ez a hármas tagolás (lásd a II. táblázatot).

A Föld történetének korokra való beosztása az egész Földön teljesen egységesen történik. A korszakok tagolásában és elnevezésében már inkább előfordulhat itt-ott, a helyi viszonyokat is jobban tükröző kisebb különbség. Erre vonatkozóan néhány példával is szolgálunk. A *szilur* korszakot az angol-szász nyelvterületen pl. két külön korszakra osztják : *ordoviciumra* és *gotlandiumra*. A karbon korszakot Amerikában osztják két önálló korszakra : *mississippikumra* és *pennsylvanikumra*.

Az emeleteknél már igen sok esetben — egymáshoz közel eső területeken is — találkozunk helyi beosztással és elnevezéssel. A magyarországi *alsó-pannóniai rétegösszlet* egy részének megfelelő képződményeket pl. a Szovjetunióban és általában Kelet-Európában *meotikumnak* nevezik.

Egyes jellegzetes kőzetfáciesekre pedig úgyszólván kizárólag helyi elnevezéseket használnak, pl. budafa-homok, moszkvai rétegek, viola-mészkö, dakota-homokkő, wilcox-homokkő stb.

A földtörténeti egységek határán fellépő különbségek közül geofizikai szempontból leglényegesebb a kőzettani különbség, jóllehet szerkezeti és faunisztikai különbség is lehetséges. Valamennyi különbség szempontjából legélesebb határ a korhatár. Általában még elég éles kőzettani határ a korszak-

Földtörténeti kortáblázat

II. táblázat

Kor	Korszak	Emelet	Jellegzetes kőzete				
			általában	Magyarországon			
Legújabb kor	Holocén		hordalék, termőtalaj, édesvízi mésztufa	ua.			
Újkor (kainozoikum)	Neogén	Pleisztocén	lész, kavics, homok, vörösiszap	ua.			
		Pliocén	levantei	mésztufa, homok, kavics	ua.		
			felső pannóniai	márga, homokkő, homok	ua., bazalt (Balaton felvidék)		
		Miocén	felső	alsó pannóniai ⁷	márga, homokkő, homok	ua., kőolaj (pannoniai medence)	
				szarmata	durva mészkő, márga, homokkő	ua. és nagyttényi bentonit	
			középső	tortonai	durva mészkő, homokkő, vulkáni tufa	ua., barnakőszén (Várpalota, Szentgál, Hidas)	
				helvétii	slír, homokkő, vulkáni tufa	ua. vulkáni tufa	
			alsó	burdigalai	homokkő, meszes homokkő, kavics	ua. barnakőszén (É-Magyarország)	
				aquitáni	kavics	ua. vulkáni tufa	
		Paleogén	Oligocén	katti	glaukonitos homokkő	ua., glaukonitos homokkő, barnakőszén (Dorog és környéke)	
				rupéli	agyag	ua. „kiscelli” agyag (budai téglagyárak)	
				latterfi	meszes homokkő	ua. „hárshegyi” homokkő (Budapest)	
			eocén	felső	ludi	mészkő, homokkő	ua. ua.
					bartoni	mészkő, homokkő	andezitvulkánosság (Recsk, Velencei hg.), rézérc

⁷ A pannóniai emeletnek a miocénbe, ill. a pliocénbe sorolása vitás. Geofizikai szempontból a fenti besorolás látszik alkalmasnak, mert az alsópannóniai és a felsőpannóniai képződmények fizikai jellemzői között nagyobb különbség van, mint a szarmata és az alsópannóniai képződményekéi között.

Kor	Korszak	Emelet	Jellegzetes kőzete			
			általában	Magyarországon		
Újkor	Paleogén	eocén	középső	luteciumi	mészkö, homokkő, barnakőszén	ua. barnakőszén Dunántúli Középhegység
				londoni	homokkő	nummulinás mészkö, striatás homokkő uo.
			alsó	sparnacumi	mészkö, barnakőszén	homokkő, barnakőszén uo.
				thaneti	mészkö, bauxit	bauxit, kőszenes agyag uo.
Középkor (mezozoikum)	kréta	felső		mészkö, bauxit barnakőszén	ua. (Közép hg.) barnakőszén (Ajka), bauxit (Sümege), homokkő (gosau facies), trachidolerit (Mecsek)	
			alsó	mészkö, homokkő, bauxit	mészkö, bauxit (Dunántúli Középhegység)	
		júra	felső	mészkö	tithon mészkö (Mecsek, Középhegység)	
			középső	mészkö	dogger mészkö uo.	
			alsó	márga, mészkö, homokkő	Hász, mészkö, márga, homokkő ua., fekete kőszén (Mecsek) mészkö (Vértes)	
		triász	felső	raeti homokkő, nori, karni dolomit, dachsteini mészkö, wengeni palák, lemezes mészkövek	ua. (Mecsek, Középhegység)	
	középső		anisusi, ladini, guttensteini mészkö (kagylós mészkövek)	ua. (Középhegység, Mecsek, Bükk) vasérc (Rudabánya)		
	alsó		seisi, campili agyaggala	ua. Középhegység Mecsek, Bükk) anhidrit (Szin)		
	Ókor (paleozoikum)	Perm		konglomerátum, kősó, kálisó, gipsz, kőszén	vörös homokkő, verrucano konglomerátum (Mecsek, Balatonfelvidék)	

Kor	Korszak	Emelet	Jellegzetes kőzete	
			általában	Magyarországon
Ókor (paleozoikum)	Karbon	—	mészkö, agyagpala, homokkő, feketekőszén, kőolaj	gránit, kristályos mészkö, fillit (Velencei hegység környéke), mészkö, agyagpala (Bükk)
	Devon	—	vörös homokkő, mészkö, kristályos kőzetek	kristályos pala, fillit, gneisz (Sopron—Kőszeg—Rohonci hg.), gránit, kvarcporfir, fillit (Mecsek, Velencei hegység)
	Szilur	—	mészkövek, palák	—
	Kambrium	—	homokkő, kvarcit, grauwacke, mészkö, metamorf kőzetek	—
Óskor (archeozoikum)	Prekambrium ⁸	—	metamorf kőzetek, kristályos palák, kvarcitok (urántelepek)	—

határ is. Az emelethatár már nem mindig kőzettani határ. Elmosódik ugyanis az üledékek közötti kőzettani különbség, ha az egyik kőzet üledékfolytonossággal megy át a másikba, ami emelethatáron gyakori jelenség. Ilyenkor az emelethatárt csak őslénytani vizsgálatok alapján lehet megvonni, vagyis az üledéksoron belül a kőzettani sajátosságok és az őslénytani sajátosságok különbözősége alapján megállapítható határfelületek nem feltétlenül esnek egybe.

A geofizikai kutatás szempontjából ennek a ténynek az a következménye, hogy a kőzetek fizikai tulajdonságaiban ugrásszerű változást elsősorban kor- és korszakhatárokon várhatunk, emelethatáron már ritkábban.

Az üledékképződésben beállott szünetet *üledékhézag* nevezzük, s ez rétegtani diszkordanciát eredményez (ha közben szerkezeti mozgás is játszódott le, a rétegtani diszkordancia tektonikus diszkordanciával, szögdiszkordanciával párosul). Korhatáron a legtöbb esetben diszkordanciát találunk, mert a korok határán olyan nagymértékű hegységszerkezeti mozgások voltak, hogy egyszerre, sok helyen megszűnt az üledékképződés (a kor elhatárolásának részben éppen ez a kritériuma).

Korszakhatárokon már nem minden esetben állapíthatunk meg diszkordanciát. Így pl. a mecseki felsőtriász raeti homokkő üledékfolytonossággal megy át az alsójúra gresteni homokkőbe.

⁸ A prekambriumot tovább is szokták tagolni (algonkium, archaikum); kezdete a Föld csillagkoráig nyúlik vissza.

Emelethatárokon pedig a *diszkordanciát* inkább kivételnek kell tekintennünk, mert csak ritkán lép fel az üledékképződés folyamatát megzavaró, még kevésbé megszakító mozzanat. Jó példa erre a hazai medenceüledékek szarmata és alsópannoniai rétegeinek *üledékfolytonossága*.

Említettük, hogy azonos fáciesű kőzetek képződhetnek különböző korokban is, sőt azt is megállapítottuk, hogy ugyanabban a földtörténeti korban rendkívül eltérő fáciesű kőzetek is képződhetnek.

Fácieskülönbségnek minősül a kőzetek fizikai állandóinak különbsége is. Jóllehet a földtörténeti kornak a kőzetek — főleg az üledékes kőzetek — fizikai állandóira nagy befolyása van, pl. két azonos összetételű kőzet közül az idősebbik általában nagyobb sűrűségű, a geofizikus mégsem jellemzi soha az egyes kőzeteket pusztán korukkal. Nem azt mondja pl., hogy a „kutatás célja a triászfelszín”, hanem így fejezi ki magát helyesen: „a kutatás célja a triászkorú dolomit felszíne”.

Az előzőkben üledékes kőzetek korának megállapításával foglalkoztunk. A magmás kőzetek szerves *ősmaradványokat* nem vagy csak kivételképpen tartalmaznak, ezért a magmás kőzetek korát kizárólag a környezetükben levő üledékes kőzetekhez viszonyítva tudjuk megállapítani. Az eljárás hasonlatos ahhoz, amelyet a hegység szerkezeti mozgások korának megállapításánál követni szoktunk: a magmás kőzet mindig fiatalabb, mint az a legfiatalabb kőzet, amelyen hatása még látszik (amelyet áttör), és idősebb annál a legidősebb kőzetnél, amelyen hatása már nem látszik.⁹

A földtani kutatás szempontjából a relatív kormegállapítás — tehát annak megállapítása, hogy melyik képződmény idősebb a másiknál — fontosabb, mint a képződés óta eltelt tényleges idő ismerete. Az előzőkben a relatív kormegállapítás elveit ismertettük.

Kísérletek történtek emellett a Föld és az egyes képződmények abszolút korának a meghatározására is. Fizikailag legjobban megalapozott az az eljárás, amely az urán felezési idejét véve alapul, a kőzetekben levő uránólom mennyiségéből állapítja meg a kőzetek korát. Egyesek az üledékképződés sebességének és a kőzetösszletek vastagságának egybevetéséből próbáltak abszolút időadatokra következtetni.

Valamennyi ilyen kísérlet egybevetéséből az tűnik ki, hogy *Földünk körülbelül 3 milliárd éves*. Ebből mintegy 550 millió év telt el a kambrium — tehát az élet első biztos megjelenése — óta. A földtörténeti újkor kb. 70 millió éve tart. Az utolsó jégkorszak óta eltelt idő 10 000 év nagyságrendű.

Az ásványi nyersanyagtelepek rendszere

Az ásványi nyersanyagtelepeket *Schneiderhöhn* az alábbi rendszerbe foglalta:

A magmás folyamatsor ásványi nyersanyagtelepei

I. Első magmás főcsoport: *intruzív kőzetek* és *likvidmágmas érctelepek*. Képződési hőmérséklet 1000 C° felett.

1. *Mélyiségbeli kőzetek*.

2. *Likvidmágmas érctelepek* ultrabázisos (norit, gabbro) és bázisos eruptívumokban,

⁹ Ez a megállapítás elsősorban a felszínre tört magmás kőzetekre vonatkozik. A kéregben megrekedt *pluton* korának megállapítása gyakran bizonytalan.

- a) színelemek (platinafélek) és oxidos Cr-, Fe-, Ti-ércásványok,
 b) szulfidos szételegyedések, Fe-, Ni-, Cu-ércásványok.

II. Átmeneti csoport: *likvidmagmás-pneumatolitos átmeneti telepek* (szulfidos, oxidos ércek, intruzív injekciók formájába). Ide tartoznak a híres svéd intruzív magnetit, apatit-telepek: *Kirunavaara, Gellivaara, Grängesberg*.

III. Második magmás főcsoport: *pegmatitos—pneumatolitos telepek*. Képződési hőmérséklet 1000 C°—374 C° között.

1. *Pegmatit telérek* (arany pegmatitok), nem jelentősek.
2. *Pneumatolitos telepek*: réz-, arzén-, vasszulfidok, ón-, wolfram ércásványok, molibdenit, magnetit, nikkelpirrhotin, pentlandit, turmalintartalmú réz-, arany-, ólom-, ezüsttelérek.
3. *Kontakt pneumatolitos vagy kontakt telepek*:
 - a) szulfidosak: kalkopirit, pirit, pirrhotin, tarkaérc, szfalerit, molibdenit, arzenopirit, galenit.
 - b) oxidosak: Ti-mentes magnetit, hematit, wolframit, kassziterit, scheelit. Nem ritka az arany-ezüst tartalom. A kontakt telepek jellegzetes kísérői a kontakt mészzilikátok, a karbonátos mellékkőzet oldalán. Szívós, kemény kőzetek. Svéd bányásznevük „skarn”. A kontakt telepek fészkes településűek.

IV. *Pneumatolitos-hidrotermális átmeneti telepek*. Nem jelentősek.

V. Harmadik magmás főcsoport: *hidrotermális telepek*. Képződési hőmérséklet 374 C°—90 C° között. Általában hasadékokat és zúzódási zónákat töltenek ki, lehetnek telérformájúak is. Alakjuk határozott, határuk éles. Ha az aktív mellékkőzetet, mészkövet, dolomitot feloldják és helyükre érces anyagot raknak le fészkekbe, lencsékbe, akkor *hidrotermális kiszorításos telepről* beszélünk, ha pedig az érces anyag magába a mellékkőzetbe rakódik le fészkekbe, akkor *impregnációs telep* a neve. A hidrotermális telepek a következők:

1. Arany- és arany-ezüstformációk.
2. Kovand- és rézformációk.
3. Ólom-ezüst-cinkformációk.
4. Ezüst-kobalt-nikkel-bizmut-uránformációk.
5. Ón-ezüst-wolfram-bizmutformációk.
6. Antimon-arzén-szelén-higanyformációk.
7. Szulfidmentes ércformációk.
8. Ércmentes formációk.

VI. Negyedik magmás főcsoport: kiömlésbeli kőzetek *exhalációs telepei*. Képződési hőmérséklet 90 C° alatt.

Gyakorlati jelentőségük e csoportban egyes kén- és bórsavtelepeknek van. Ezenkívül vörös, oxidos, oolitos, üledékes jellegű, ún. *Lahn-Dill-, Clinton-ércek* tartoznak ide, továbbá egy franciaországi vasércfajta, az ún. *minette*.

Az üledékes folyamatsor telepei

I. Szálban álló kőzetek és idősebb telepek mállási övei, vagyis érc-telepek *oxidációs és cementációs öve*.

1. Az *oxidációs övben* oldás és kiválás van, ennek következtében laza, likacsos lesz a kőzet. A legtöbb telep kibúvását a vashidroxid (limonit)

barnára festi. A szulfidos ércek oxidációs zónáját a bányász „*vaskalap*”-nak nevezi.

2. A *cementációs övben* a felülről leszivárgó fémszulfátos oldat szulfidos érceket alkot, főleg ezüst- és rézérceket

Az oxidációs és cementációs öv telepeinek az üledékes folyamatosor telepei közé való sorolása vitatható.

II. *Mechanikailag feldolgozott mállási maradvány. Ércforlatok*, lepusztult telepek törmelékes újrafelhalmozódása üledékgyűjtő medencékben. Nagy kiterjedésű, de változó vastagságú telepek.

III. *Mállási telepek* szárazföldön. Bauxit, vas, mangán, gélmagnezit, nikkelszilikátok, nehézfémszulfidok, szárazföldi kősótelepek, bentonit, tűzálló agyag, kaolin.

IV. *Szeretlen és biokémiai kiválási telepek*, tengerekben és szárazföldi vizekben. Baktérium eredetű vas- (gyepvasérc-, mocsárérc), mangántelepek, oolitos vasérctelepek, szulfidos tengeri (marin) ércek, továbbá Fe-Cu-V-Mo-Ni.

V. *Tengeri sótelepek*. Vegyi eredetű kősó-, kálisótelepek fedősóikkal (kieserit, karnallit, polihalit, szilvin) és jellegzetes kísérő kőzeteikkel, anhidrit, gipsz, dolomit.

VI. *Éghető anyagok telepei*. Kőszén, kőolaj, földgáz.

VII. *Deszcendens telepek*. Leszálló oldatok hatására keletkező — főleg karbonátos — ércek, pl. sziderit vagy vaspát.

VIII. *Nem éghető szerves eredetű telepek*, pl. kovaföld, diatomaföld.

Az átalakulási folyamatsor telepei

Oxidós ércek, főleg vasércek. A kontakt udvar telepei, skarnércek. Az ősi pajzsok vaskvarcitjai (itabirit, *Brazília Minas-Gerais* tartományában, a *Krivoj-Rog-i* és *kurszki* vasérc), vasjaspilitok (szalagos, sávós vasércek), korund (smirgel) telepek *Naxos szigetén*, grafittelepek *Ceylonban*, azbeszt-, talk-, csillámtelepek (*Kőszeg-Rohonczi hegység*) tartoznak ide.

*

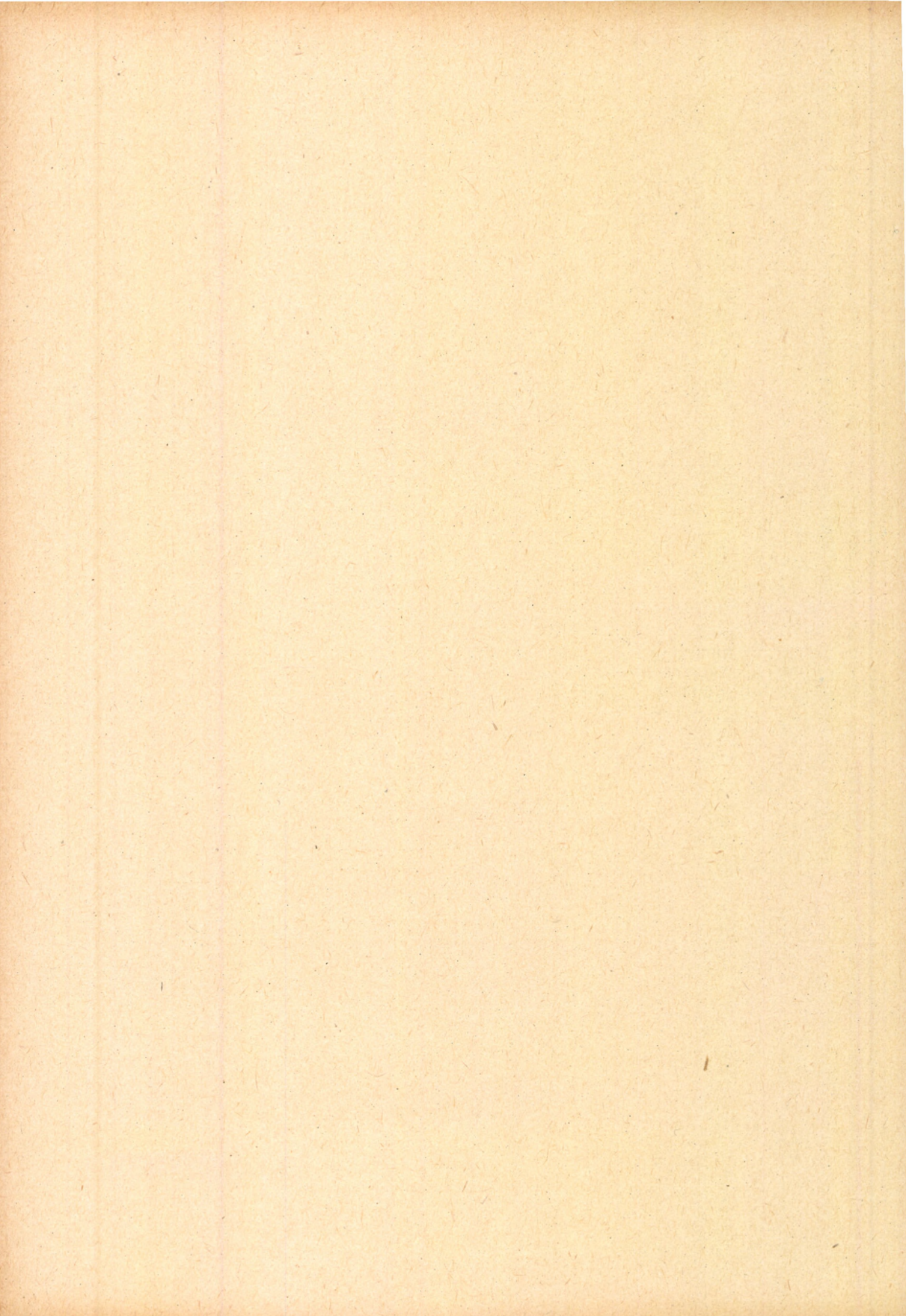
A felsorolt telepfajták között alig van olyan, amelynek kutatásánál valamilyen geofizikai mérőmódszert ne lehetne alkalmazni.

Ha a nemzetközi és hazai tapasztalatokat figyelembe vesszük, és ha tekintettel vagyunk arra is, hogy milyen telepfajtáknál célszerű alkalmazni a gyakran meglehetősen költséges geofizikai kutatómódszereket (milyen telepfajta „bír el” geofizikai kutatást), akkor kiemelhetünk néhány olyan fontos ásványi nyersanyagtelepet, amelynek kutatásában a geofizika valóban egyre növekvő szerepet kap. Ezek: a kőolaj, kőszén, bauxit, vasérc, urán. A következőkben — a hazai vonatkozások miatt is — részletesen csak ezekkel foglalkozunk. Megemlítjük emellett, hogy geofizikai mérést *völgyzárógátak* előtanulmányaiban, *víz kutatásban* és néhány, a felsoroltaknál kisebb jelentőségű nyersanyagfajta kutatásánál is alkalmazunk. Ilyen kutatásoknál valamilyen geofizikai mérőmódszer alkalmazása nem kíván olyan jellegzetes módszertani változtatást, hogy célszerű volna ezeket külön és részletesen tárgyalni.

II.

A kőzetek ásványi összetételétől és településétől függő fizikai tulajdonságok, valamint a geofizika megfelelő kutatómódszere közötti kapcsolatok

Az előbbieken jellemzett földtani történések változatos fizikai körülmények között zajlottak le, és változatos kőzeteket hoztak létre. A kőzetek kőzettani különbsége az esetek többségében fizikai jellemzőik különbözőségét is jelenti. Azok a kőzettani jellegekhez kapcsolódó fizikai jellemzők, amelyek lehetővé teszik a geofizikai kutatást és kijelölik a kutatásra alkalmas módszert, a következők: kőzetsűrűség, mágnesezettség, rugalmasság, elektromos vezetőképesség, hővezetőképesség, radioaktivitás.



KÖZETSŰRŰSÉG

A gravitációs erőtér és a közetsűrűség kapcsolata

A földi *nehézségi erőtér* kellő alapossággal csak a *Newton-féle elemi gravitációs törvény* ismeretében tanulmányozható. E szerint az m_1 tömegű pontot valamely tőle r távolságra levő m_2 tömegű pont a

$$p = f \frac{m_1 m_2}{r^2}$$

erővel vonzza, ahol $f (= 66,64 \cdot 10^{-9}$ CGS) az ún. *gravitációs állandó*. Ha vonzó erőről beszélünk, azt akarjuk kifejezésre juttatni, hogy az az erő, amelyet az m_2 tömegpont távolhatásképpen az m_1 tömegpontra fejt ki, a két pontot összekötő egyenes mentén hat, és távolságukat csökkenteni igyekszik.

Ezt a törvényt azért nevezik a *tömegvonzás elemi törvényének*, mert csupán akkor érvényes, ha a szóban forgó tömegpontok méretei a köztük levő távolsághoz képest elhanyagolhatók. Ha tehát ez a feltétel nem teljesül, az egymásra ható tömegeket olyan elemi részekre kell bontanunk, hogy a *gravitációs vonzás elemi törvénye* ezekre a részekre alkalmazható legyen. A teljes hatást az elemi hatások összegezésével nyerhetjük; nem szabad azonban megfeledkeznünk arról, hogy az elemi hatásokat vektorok módjára kell összeadnunk. A tömegek elemi részekre való bontásánál alkalmasan megválasztott szabályok szerint kell eljárni. Ilyenkor voltaképpen nem is a tömeget bontjuk elemeire, hanem a tömeg által elfoglalt térrészt osztjuk térfogatelemekre, cellákra. Az egyes cellák akkor képviselnek ismét tömeg-elemeket, ha a cella térfogatát a cella helyén érvényes sűrűséggel megszorozzuk. A felsőbb mennyiség-tan módszerei így már sok esetben lehetőséget nyújtanak az eredő vonzó erő meghatározására.

Ez a körülmény adja magyarázatát annak, hogy a gravitációs vizsgálatok esetében miért nyer a *közetek sűrűsége* olyan nagy jelentőséget.

Gömb esetében az elemi hatások összegezése arra a rendkívül egyszerű eredményre vezet, hogy a gömb alakú tömeg — ha egyébként homogén — a középpontjától a távolságra levő pontszerű tömegre olyan vonzó erőt fejt ki, mintha a gömb egész tömege a középpontjában lenne összpontosítva, vagyis

$$p = f \cdot \frac{M}{a^2} \cdot m,$$

ahol M a gömb tömege, m pedig a gömbön kívül levő tömegpont. Ezt az összefüggést Földünk esetében is használhatjuk, mert első közelítésben Földünk is gömbalakúnak tekinthető.

A Földet alkotó tömegek vonzása azonban a *földi nehézségi erőnek* csupán egyik összetevője, ami a Föld forgása következtében fellépő *centrifugális erővel* együtt eredményezi azt a hatást, amit a testek nehézkedéseként veszünk észre. A centrifugális erő a forgási tengelyre merőlegesen a forgási középponttól elfelé mutat, és arányos a tengelytől való távolsággal. Legnagyobb tehát az egyenlítőn, és legkisebb — zérus — a sarkokon. Az egyenlítőn ellentétes irányú a vonzó erővel, más szélességeken pedig tompaszöget zár be a vonzó erő irányával, ezért eredőjüket vektori összeadással határozhatjuk meg. A nehézségi erő ezért az egyenlítőn a legkisebb, a sarkokon pedig a legnagyobb. Végeredményben a centrifugális erőnek a hatása jelentkezik a *Föld lapultságában*.

A nehézségi erőtér rendkívül egyszerűen írható le a *potenciál* fogalmával. A nehézségi tér valamely P pontjának potenciálján azt a munkát értjük, amelyet végeznünk kell ahhoz, hogy a tömegegységet ebből a pontból a végtelenbe távolítsuk. Azt a felületet, amely összefogja a nehézségi erőtérnek mindazt a pontját, amelynek ugyanakkora a potenciálja, *ekvipotenciális felületnek* vagy másként *nívófelületnek* nevezik.

Ebből a meghatározásból következik, hogy ha valamely tömeget egy-egy *nívófelületen* mozgatunk, akkor nem kell munkát végeznünk. Ez pedig csak úgy lehetséges, ha a nehézségi erő mindenütt merőleges a nívófelületre. Ezek szerint — ha kapilláris erők nem lépnek fel — minden nyugalomban levő folyadék (tenger) szabad felszíne nívófelületet alkot. A szemlélet alapján talán még azt is kijelenthetjük, hogy a Föld egy-egy nívófelületét első közelítésben tekinthetjük gömbnek is. De a meghatározásból következik az is, hogy ha valamely pontot az egyik nívófelületről a másikra viszünk át, akkor az ehhez szükséges munkát a két nívófelület potenciáljának különbsége adja meg.

Nyilvánvaló, hogy nemcsak egyetlen nívófelület képzelhető el, hanem számtalan sok. Minden meghatározott potenciálértékhez tartozik egy meghatározott nívófelület. Egyes vizsgálatoknál a nívófelületeket határozott rendszer szerint szokták kiválogatni. Egy kiválasztási lehetőség, ha csak azokat a nívófelületeket tekintjük, amelyeknél két-két szomszédos között ugyanakkora potenciálkülönbség van. Ha az így kiválasztott felületeket vizsgáljuk, megállapíthatjuk — miként a 15. ábra is mutatja —, hogy a felületek egymástól való távolsága nem állandó, hanem helyről-helyre változik. Ennek a körülménynek a nehézségi tér mennyiségi vizsgálatánál rendkívül nagy jelentősége van.

Láttuk ugyanis, hogy a nehézségi erő mindenütt merőleges a nívófelületre. Ezért könnyen érthető, hogy bármely szabadon mozgó tömegpont olyan pályát fog leírni, amely merőlegesen harántolja a nívófelületeket. Ezért nevezzük ezt a pályát *erővonalnak*. A függőleges irány is erővonal, csupán azzal kell ennek a fogalomnak a hétköznapi fogalmát bővítenünk, hogy a függőleges egyenes érintője az erővonalnak, és ezért csak kis szakaszon belül képviseli az erővonalat. Pontosabb vizsgálatok alkalmával nem szabad figyelmen kívül hagynunk, hogy a függőleges irány, helyesebben az erővonal a Föld felé haladva, görbülhet. A nívófelületek és a nívófelületeket merőlegesen harántoló görbék, az *erővonalak* tehát tájékoztatást adnak arról, hogy a nehézségi erő a tér egyes pontjaiban milyen irányú.

Tekintsük már most az U_1 nívófelület P_1 és Q_1 pontját (15. ábra), és határozzuk meg, hogy mekkora munkát kell végeznünk akkor, ha e két pont-

ből a tömegegységet a megfelelő erővonal mentén az U_2 felület P_2 , illetőleg Q_2 pontjába visszük. Ha a P_1 és P_2 pont közötti erővonal ívhossza s_1 , a Q_1 és a Q_2 pont közöttié s_2 , akkor ez a két munka — potenciálkülönbség

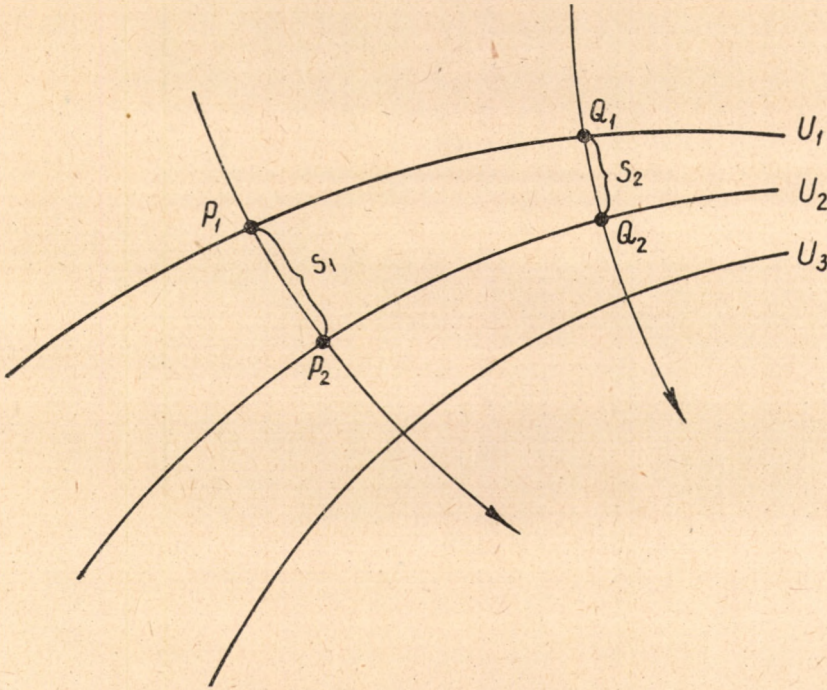
$$g_1 \cdot s_1 \text{ és } g_2 \cdot s_2,$$

ha g_1 és g_2 a nehézségi gyorsulás a P_1 , illetőleg a Q_1 pontban. Mivel a két nívófelület között, bármilyen úton haladunk is, ugyanakkora a potenciálkülönbség,

$$g_1 \cdot s_1 = g_2 \cdot s_2,$$

másként

$$\frac{g_1}{g_2} = \frac{s_2}{s_1}.$$



15. Potenciálkülönbségek nívófelületek között

Ez pedig azt fejezi ki, hogy a *nehézségi gyorsulás* fordítva arányos a felületek — erővonalak mentén mért — távolságával, vagyis nagyobb ott, ahol a nívófelületek egymáshoz közelebb vannak, mint azokon a helyeken, ahol egymástól eltávolodnak.

Ha a részletek vizsgálatába jobban elmerülünk, már nem ilyen egyszerűek a viszonyok. A földi nehézségi erőteret is a Földet alkotó tömegek eloszlása határozza meg. Ha feltételezzük, hogy Földünk homogén gömbhéjából tevődik össze, akkor könnyű lenne a nehézségi gyorsulás földfelszíni eloszlását analitikailag leírni, ebben az esetben ugyanis a nívófelületek a Földet koncentrikus gömbhéjak formájában vennék körül.

Eltekintve attól, hogy a Föld nem gömbalakú, a valóságos viszonyok ettől jelentősen eltérnek. Ennek oka az, hogy a kéreg tömegei és az üledékes kőzetek nem tesznek eleget az előbbi feltételünknek, mert az öves felépítéstől meglehetősen eltérés mutatkozik. Ezért a valóságos nehézségi erőter eloszlásában az analitikai eloszláshoz viszonyítva jelentkező minden rendellenesség okát a kéregben és az üledékes kőzetekben kell keresnünk. Sőt, megállapításainkban ennél sokkal messzebbre is mehetünk: a *nehézségi gyorsulás anomáliáiból* a kéreg és az üledékes takaró sűrűségi, ebből pedig többekévé kőzettani viszonyaira is következtethetünk. Éppen ezért kell a geofizikusnak azokat a tényezőket ismernie, amelyek a *közetsűrűsége*re befolyással vannak.

A kőzetek sűrűségét befolyásoló tényezők

*Közetsűrűsége*n a térfogategységben levő kőzet tömegét értjük. Mérőszámát úgy kapjuk meg, ha a szóban forgó kőzetből vett minta tömegét elosztjuk a térfogatával. A geofizikai gyakorlatban a közetsűrűség meghatározásánál a tömeg egységeként grammot, a térfogat egységeként köbcéntimétert szokás használni. Ezért a közetsűrűség egysége: g/cm^3 .

A földtani értelemben homogénnek tekintett kőzet fizikailag nem feltétlenül homogén. Minél homogénebb valamely kőzet fizikailag, annál kisebb méretű kőzetmintát tekinthetünk jellemzőnek az egész kőzetre a sűrűségmeghatározás szempontjából. Ha a kőzet egyes részei különböző mechanikai igénybevételnek, vagy különböző mállásnak voltak kitéve, akkor a sűrűségmeghatározásra szolgáló mintát vagy a kőzetnek üdén, illetve zavartalanul maradt részéből kell venni; vagy pedig ha az egész kőzettömeg átlagos sűrűségét akarjuk meghatározni, akkor annyi mintát kell vennünk és onnan, hogy a mintavétel környezetének fizikai körülményeit a több mintából számított sűrűség mind az egész kőzettömegre, mind a megváltozott részekre vonatkozólag jellemezze.

Minden kőzet többféle ásványból, ezek között levő hézagokból, és a hézagokat részben vagy egészben kitöltő vízből, vagy más folyadékból áll. Ezért a közetsűrűség mérőszáma ugyanannál a kőzetnél is sokkal változhatik *légszáraz állapotól*, folyadékkal való teljes telítettségig. A hányados neve légszáraz állapot esetén: *térfogatsúly*. A kutatás folyamán a kőzetekkel „in situ” találkozunk. Ezért a valóságban úgyszólván sohasem kell magával a térfogatsúllyal számolni. A közetsűrűség tehát függ a *hézag-térfogattól* is, azaz a kőzet sűrűségét a tömör kőzet sűrűségének és a hézagokat kitöltő anyag sűrűségének összege adja meg.

A kőzetek *hézag-térfogatán* 1 cm^3 térfogatú kőzetmintában az anyaggal ki nem töltött elemi térfogatok összegét értjük:

$$P = \frac{\delta - \delta_d}{\delta} (< 1),$$

ahol δ_a a térfogatsúly, δ pedig a kőzetanyag sűrűsége.

Stokás még a kőzetek *porozitásáról* is beszélni. A *porozitás* térfogatszázalékban fejezi ki az anyaggal ki nem töltött részek, a pórusok összes térfogatát:

$$P = 100 p = \frac{\delta - \delta_d}{\delta} 100\%.$$

A kőzet *porozitása, lyukacossága* a kőzet anyagától, valamint a kőzetté-
válás és utólagos nyomás, hőmérséklet hatására bekövetkező változásoktól
függ. Ezek hatásának következtében az idők folyamán általában csökken.
Azonos fáciesű és keletkezésű idősebb kőzet általában tömöttebb, mint
fiatalabb megfelelője. Ha a kőzet a felszínen van, akkor a likacosság a mállott-
ság mértékével növekszik. A mállás jelentős sűrűségecsökkenést hozhat
létre.

Az ismertebb kőzetek és ásványok sűrűségét a III. táblázat mutatja.
A feltüntetett adatok üde kőzetekre vonatkoznak.

Magmás kőzetek

A magmás kőzetek hézagterfogata rendszerint kicsi. Ezért sűrűségüket
inkább vegyi és egyéb kőzettani jellegeik szabják meg. Így a magmás kőzetek-
nél a sűrűség a kvarctartalom csökkenésével általában növekszik. A gránit
kvarctartalma pl. nagyobb, mint a gabbróé; átlagsűrűsége $2,65 \text{ g/cm}^3$,
míg a gabbróé $3,0 \text{ g/cm}^3$. A kiömlési kőzetek közül a riolit kvarctartalma
megegyezik a gránitéval, a bazalt kvarctartalma a gabbróéval; a riolit
átlagsűrűsége $2,50 \text{ g/cm}^3$, a bazalté $2,90 \text{ g/cm}^3$.

A tapasztalat ezenkívül azt mutatja, hogy minél kristályosabb vala-
mely kőzet, sűrűsége annál nagyobb. Ennek megfelelően legkisebb a sűrűsége
a nem kristályos vulkáni üvegnek (obszidián); a mikrokristályos kiömlési
kőzet sűrűsége már nagyobb, és legnagyobb — de a legkisebb határok között
változhatik — a kristályos mélységi kőzet sűrűsége. A bazaltüveg sűrűsége
pl. $2,50$ – $2,91 \text{ g/cm}^3$, a bazalt sűrűsége $2,74$ – $3,21 \text{ g/cm}^3$, míg kristályos
változatának, a gabbrónak sűrűsége $2,89$ – $3,09 \text{ g/cm}^3$.

Az ércek általában nagy sűrűségűek, de eloszlásuk az ércetekben
rendkívül szeszélyes. Ezért az ércetek sűrűsége néha a vártnál kisebb.

Magmás területen $2,4$ és $3,4 \text{ g/cm}^3$ között mozgó kőzetsűrűséggel kell
számolnunk. Érces területeken a sűrűség egyes telérekben ennél jóval nagyobb
is lehet. A sűrűség helyi értékei itt $6,5 \text{ g/cm}^3$ -t, sőt termésvém teléreknél
még nagyobbat is elérhetnek.

Üledékes kőzetek

Az üledékes kőzetek sűrűsége elsősorban a kőzet anyagától és hézag-
terfogatától függ. A hézagterfogat pedig az összetevő szemcsék alakjától,
nagyságától és elhelyezkedésétől, valamint attól a hidrosztatikai jellegű
nyomástól függ, amely alatt a mélyben levő kőzet a fedőrétegek súlya követ-
keztében áll.

Az üledékes kőzet története folyamán mélyre süllyedhet, ahol nagy
nyomás és a magas hőmérséklet következtében fölös vizét elveszti, kolloidjai
dehidratálódnak, lágyabb szemcséi összenyomódnak, és bizonyos mértékű
kristályosodás is lejátszódhat. Minél idősebb a kőzet, annál nagyobb a való-
színűsége, hogy a felsorolt tényezők hatást fejtettek ki rá, ezért a sűrűség
és a földtani kor között nem szigorúan egyenes arányú kapcsolat ismer-
hető fel.

A kőzetek hézagait rendszerint nemcsak levegő, hanem víz, kőolaj vagy
földgáz — vagy valamennyi együtt — tölti ki.

Geofizikai szempontból általában legfontosabb szerepe a víznek van.

A kőzetek sűrűsége

Az adatok nagyrészt észak-amerikai és európai kőzetekre vonatkozó, főleg C. A. Heilandtól származó adatok. A megfelelő hazai kőzetek sűrűsége a megadott sűrűségtartományokon belül van.

Kőzetek	Sűrűség g/cm ³	Kőzetek	Sűrűség g/cm ³
1. Magmás kőzetek		2. Üledékes kőzetek	
a) <i>Mélylegi kőzetek</i>		a) <i>Törmelékeny üledékek</i>	
Gránit	2,56—2,74	Homok (száraz) ..	1,4 —1,7
Szienit	2,60—2,95	Homok (nedves)	1,7 —1,9
Nefelin-szienit	2,53—2,70	Tiszta kvarcchomok (nedves)	2,2 —2,3
Kvarc-diorit	2,62—2,90	Kavics	1,9 —2,2
Anortozit	2,64—2,94	Homokkő	2,25—2,72
Gabbro	2,89—3,09	Konglomerátum ..	2,1 —2,7
Norit	2,70—3,24	Talaj	1,5 —2,0
Peridotit	2,78—3,37	Lösz	1,43—2,2
		Agyag (neogén) ..	1,30—1,66
		Agyag (paleozoós)	1,72—2,37
		Triász márga	2,4
		Júra márga	2,3—2,5
		Kréta pala	1,98—2,12
		Devon pala	2,32
b) <i>Kiömlési kőzetek</i>		b) <i>Vegyi és szerves eredetű üledékek</i>	
a) <i>Paleovulkanitok</i>		Kőső	2,2 —2,3
Kvarepofirit ..	2,55—2,73	Anhidrit	2,9
Porfirit	2,60—2,89	Gipsz	2,6
Melafir	2,63—2,95	Cap rock	2,6
Diabáz	2,73—3,12	Mészkö (miocén)	2,07
		Mészkö (mezozoós- paleozoós)	2,67—2,84
		Dolomit	2,8
		Szerves eredetű mészkö	2,4 —2,6
β) <i>Neovulkanitok</i>		3. Átalakult kőzetek	
Riolit	2,35—2,65	Gneisz	2,59—3,0
Fonolit	2,45—2,71	Kristályos pala ..	2,39—2,87
Trachit	2,44—2,76	Klorit pala	2,75—2,98
Dácit	2,35—2,79	Fillit	2,68—2,80
Andezit	2,44—2,80	Grauwacke	2,6 —2,7
Bazalt	2,74—3,21	Márvány	2,63—2,87
		Kristályos mészkő	2,65—3,10
		Szerpentin	2,80—3,10
c) <i>Vulkáni üvegek</i>			
Riolit üveg	2,20—2,28		
Obszidián	2,21—2,42		
Andezit üveg	2,50—2,66		
Bazalt üveg	2,50—2,91		

Ennek mennyisége főleg a szemcsék elrendeződésétől függ. Könnyű a bányanedves kőzet sűrűségét kiszámítani. Ha a kőzet pórusai σ százalékban vannak vízzel megtöltve, akkor a bányanedves kőzet sűrűsége — az eddigi jelöléseket használva — nyilvánvalóan:

$$\delta = \delta_d + P \cdot \sigma \cdot 10^{-4}.$$

A porózus kőzetek sűrűsége a légszáraz állapottól a 100%-os vízzel való telítettségig a

$$\delta_d \text{ és } \delta_d + P \cdot 10^{-2}$$

határok között mozog.

Egy makroszkóposan homogénnek tekinthető kőzeten belül 15%-ig terjedhető sűrűség-ingadozás is várható. Ha pl. törmelékes kőzet szemcséit keringő oldatok cementezték össze, akkor a sűrűség-ingadozás az oldat koncentrátságától függ. A mésztartalom a törmelékes kőzetek sűrűségét rendszerint fokozza. A gravitációs mérések kiértékelésénél a sűrűség ilyen helyi és rejtett ingadozását nem lehet figyelembe venni, de erre rendszerint nincs is szükség, mert egy-egy nagyobb mérési területen belül általában jogos az átlagsűrűség használata.

Az üledékes kőzetek közül az agyagüledékek sűrűsége mutatja a legszabályosabb viselkedést. Nagyobb agyagösszleten belül megállapítható, hogy a sűrűség a mélységgel fokozatosan növekszik. Ez átrendeződéssel és tömörüléssel kapcsolatos, nem pedig az ásványi alkotórészek egyszerű összenyomódásának következménye.

A különféle homokok és homokkövek sűrűsége nagy ingadozást mutat. Ezek sűrűségét a szemcsenagyság és a szemcseeloszlás mellett a kötőanyag is nagymértékben befolyásolja.

Átalakult kőzetek

Az átalakult kőzetek sűrűsége általában igen nagy, mert

1. nagy nyomás mellett képződtek, amely hézagaikat elzárta,
2. magas hőmérséklet uralkodott képződésükkor, amelynek folytán átkristályosodtak. A kontaktmetamorfózissal képződött átalakult kőzeteknél ezenkívül az érintkező magmás kőzet anyaghozjárulása rendszerint növelte a sűrűséget (oldatok).

Az átalakult kőzetek sűrűsége ezért rendszerint nagyobb, mint azoké a kőzeteké, amelyekből átalakultak.

Földtani alapformák kapcsolata a sűrűségeloszlással

Eötvös Loránd állapította meg első ízben, hogy a nehézségi erő helyi rendellenességei kapcsolatba hozhatók a felszín alatti földtani, települési körülményekkel. Ez a felismerés volt az alkalmazott geofizika születésének első mozzanata.

Ma már — széleskörű tapasztalatok birtokában — törvényszerű összefüggéseket tudunk megállapítani a *nehézségi erő rendellenességei* és bizonyos szerkezeti, valamint települési alapformák között. Ezek a törvényszerűségek azon alapszanak, hogy a nehézségi erő rendellenességeit létrehozó helyi sűrűségkülönbségek sok esetben földtanilag is — néha egyértelműen — értelmezhetők.

A Föld mélyében valamely *határfelület*, amely fizikai jellemzők szempontjából eltérő képződményeket választ el egymástól, rendszerint földtani értelemben is határfelület, és fordítva, az éles földtani határfelületek rendszerint olyan képződményeket választanak el egymástól, amelyek fizikai jellemzőik tekintetében egymástól különböznek.

A geofizikai, így a gravitációs kutatás feladatát is rendszerint egyszerűsíteni lehet fedőhegység és alaphegység határfelületének minőségi és mennyiségi meghatározására.

A mennyiségi meghatározás nem lévén a *gravitációs kutatómódszer* közvetlen feladata, ezt máshol részletezzük; a minőségi meghatározás ellenben — a kutatott határfelület regionális dőlése, felszínének nagyvonalú domborzata, tektonikai vagy eróziós eredetű egyenetlenségei — a gravitációs módszer számára alkalmazási területet jelentenek.

Felsorolunk néhány példát. Ha egy nagy sűrűségű kőzet törés mentén lezökkent, akkor a fennmaradt rész felett a sűrűség átlagos értéke nagyobb, a lezökkent oldalon pedig kisebb lesz. Az ilyen szerkezeti alakulatot rendszerint fiatalabb, kisebb sűrűségű fedőréteg borítja. Ilyenkor a törés két oldalán a sűrűség átlagértékének különbségét a rájuk települt vízszintes réteg enyhíti.

Sűrű kőzet felboltozódása, illetve benyomulása kisebb sűrűségű képződménybe szintén *sűrűséganomáliát* okoz; a boltozat gerincén az *átlagsűrűség* általában megnövekedik. A boltozat nyergének a húzóerők következtében létrejött leveledése, fellazulása, a teknő esetleges tömörülése, az egész szerkezet fölé települt vízszintes fedőrétegek jelenléte a különbséget elmosódottabbá teszi.

Teknő esetében a helyzet éppen fordított.

Ha a boltozatot eltakaró képződmény sűrűsége nagyobb, mint a boltozaté, akkor a sűrűségérték átlaga a felboltozódás fölött lesz a legkisebb, a legnagyobb értékeket pedig a teknők tengelyében kapjuk. Ha a magasabban levő boltozatról az erózió a fedőréteget lepusztítja, az ellentét még nagyobb lesz.

Nem szükséges, hogy a fiatalabb, lazább képződményben elhelyezkedő nagyobb sűrűségű kőzet szerkezeti antiklinális legyen. Lehet ez *eltemetett hegység* is. Az eltemetett hegység sűrűségeloszlási képe nagyjában és egészében a boltozatra emlékeztet. Ennek megfelelően az eltemetett árkok képe az eltemetett teknők képre emlékeztet.

Kisebb sűrűségű kőzetnek nagyobb sűrűségű kőzetbe nyomulására legjellegzetesebb példa a *kősótömzs*. Az eredetileg vízszintesen vagy közel vízszintesen települt vastag kősótömeg *átütő redő* (*diapir*) alakjában feltüremkedik, és benyomul a felette levő nagyobb sűrűségű kőzetekbe. A mellékkőzet érintkező részeit mozgásának irányában magával is vonszolhatja. Az egyszerűbb elképzelés kedvéért tekintsünk egy közel függőlegesen benyomult kősótömzsöt. Vízszintes irányban haladva, a sűrűség a kősótömzsben csökken, mert a kősó sűrűségét a legtöbb üledékes kőzet meghaladja. Ha ellenben a tömzs fölött a mellékkőzetnél nagyobb sűrűségű fedőkőzet van, a sűrűség átlagértéke a tömzs fölött lehet a legnagyobb.

A magyarországi *bauxitok* (lásd ott) települése nagymértékben emlékeztet az eltemetett árokéra. A leglényegesebb különbség az, hogy a bauxitok tároló töbreinek mérete nagyságrendekkel kisebb, mint a nagy szerkezeti árkok mérete.

A nagyobb méretű érces tömegek (magnetit, pirrotin, pentlandit, kromit) szintén jelentős sűrűséganomáliát okozhatnak.

A valóság természetesen nem ilyen egyszerű. A vázolt szabályszerűségeket sok körülmény befolyásolhatja, elsősorban a változatos összetételű felszíni képződmények sűrűségeloszlása. Egy-egy esetben a sűrűségnek víz-

szintes irányban egy képződményen belül történő megváltozása is adhat olyan képet, amelyet például felbotozódásként értelmezhetünk.

Hangsúlyozzuk, hogy a gravitációs mérések értelmezésénél ezeket a körülményeket gondosan elemezni kell.

A felsorolt földtani alapformák és a sűrűségeloszlás összefüggését a 16. ábrán szemléltethetjük. Az ábrán külön szemléltetjük az egyes képződmények sűrűséganomáliáját és a közepeléssel nyert átlagértéket.

A gravitációs kutatómódszer

A földi nehézségi tér jellemzői

A nehézségi teret legegyszerűbben *gyorsulással* lehet jellemezni. Az elméleti gyorsulást a tengerszinten és φ földrajzi szélességen a következő nemzetközileg elfogadott képlet (Cassinis, 1930) adja meg:

$$\gamma_0 = 978,049(1 + 0,0052884 \sin^2 \varphi - 0,0000059 \sin^2 2\varphi) \text{ gal}$$

(gal a gyorsulás CGS-egysége: cm/sec^2 ; a gyakorlati kutatásban ennek az egységnek az ezredrészét, a *milligalt* szoktuk használni).

A nehézségi gyorsulás valódi értékét a földfelszín bármely pontjában megmérhetjük. Ha az észlelt gyorsulást átszámítjuk a *tenger szintjére*, vagyis ha a mért gyorsulásból

1. a *magassági hatást*,
2. a tengerszint és a mérés helye között levő *kőzettömeg hatását*, az ún. *Bouguer-hatást* és
3. a mérési pont közvetlen környezetében a mérési pont magasságához viszonyított tömegegyenetlenségek hatását, az ún. *környezet-hatást* levonjuk,

a fenti formulából számított gyorsulástól általában eltérő eredményt kapunk.

Ha ezzel az átszámítással kapott g_0 -ból levonjuk a nehézségi erő elméleti értékét, γ_0 -t, amelyet a fenti összefüggés szolgáltat, megkapjuk az ún. *Bouguer-anomáliát*. A Bouguer-anomália jele: $\Delta g''$. Tehát

$$\Delta g'' = g_0 - \gamma_0.$$

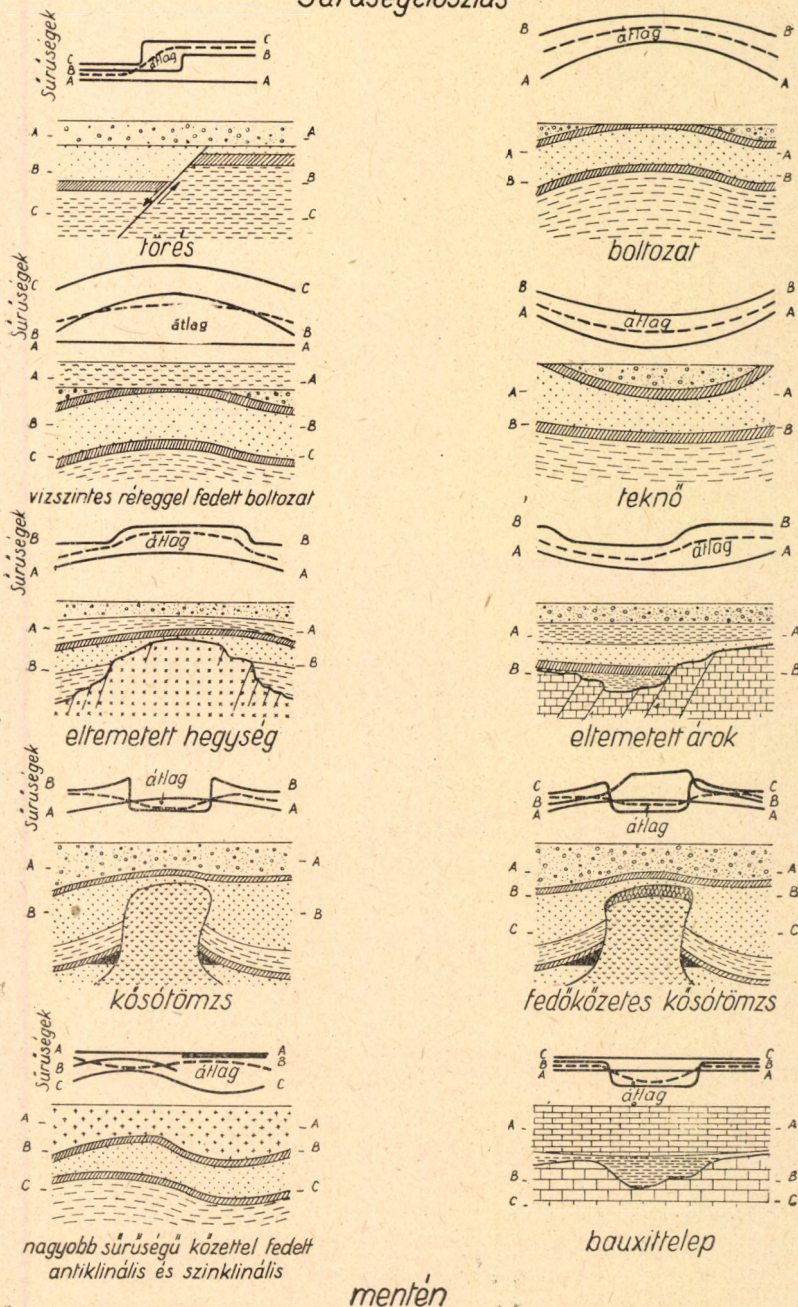
A gyakorlati gravitációs kutatás során ezt az anomáliát röviden Δg -vel jelölik.

Mivel γ_0 a Föld elméleti sűrűségeloszlásának — homogén övekből felépített Földnek — megfelelő nehézségi gyorsulást jelenti, a Bouguer-anomália a vizsgált területen éppen az elméleti sűrűségeloszlástól való eltérésre hívja fel a figyelmet. A *Bouguer-anomáliát* feltüntetett térképről a helyi sűrűségváltozásokat kellő gyakorlattal leolvashatjuk.

A nehézségi gyorsulás másik gyakran mért jellemzője a *nehézségi gyorsulás horizontális gradiense*.

A gradiens az a vektor, amely kijelöli a vízszintes síkban a nehézségi gyorsulás növekedésének irányát, abszolút-értékével pedig egyben azt is megadja, hogy mennyivel változik meg a nehézségi gyorsulás abszolút értéke, ha ebben az irányban 1 cm-rel haladunk tovább. Ezt a gravitációs erőter

Sűrűségelosztás



mentén

16. Földtani alapformák kapcsolata a sűrűségeloszlással
(Egyed nyomán)

nívófelületének érintősíkjában levő vektort északi és keleti összetevőjével szokták megadni :

$$G_x = \frac{\partial g}{\partial x} \quad \text{és} \quad G_y = \frac{\partial g}{\partial y},$$

ahol g a nehézségi gyorsulás abszolút értéke, x és y pedig koordináták az észak és kelet felé tájolt koordináta-rendszerben.

Kifejezhetők ezek az összetevők a nehézségi tér potenciáljával is :

$$G_x = \frac{\partial^2 U}{\partial x \partial z} = U_{xz} \quad \text{és} \quad G_y = \frac{\partial^2 U}{\partial y \partial z} = U_{yz}.$$

Itt U jelenti a *potenciált*, vagyis azt a munkát, amelyet végeznünk kell, ha a szóban forgó helyről az 1 g-nyi tömeget a végtelenbe akarjuk távolítani. Megjegyzendő még, hogy a z -tengely függőlegesen lefelé mutat.

Mivel a *nehézségi gyorsulás elméleti értéke* csak a *földrajzi szélességtől* függ, a *hosszúsággal* azonban nem változik, a gradiensnek a tenger szintjén csak északi összetevője van, míg keleti összetevője zérus. Tehát ez az ún. *normális hatás* nálunk északi irányú gradienst szolgáltat, amely — éppen úgy, mint a nehézségi gyorsulás elméleti értéke — a földrajzi szélesség függvénye :

$$U_{xz}^{\text{norm}} = 8,12 \cdot \cos 2\varphi \cdot 10^{-9} \text{ CGS.}$$

Ha a mért gradiens a normális gradienstől különbözik, *gravitációs rendellenességel* van dolgunk, ami arra utal, hogy a föld alatti tömegeloszlás az öves felépítésnek megfelelő eloszlástól különbözik.

Az a körülmény, hogy a kéreg és az üledékes kőzetek sűrűségbeli eloszlása miatt nem áll meg a Föld öves felépítésére vonatkozó egyszerűsítő feltevés, a nehézségi tér nívófelületének alakjára is befolyással van. A *nívófelület görbülete* a sűrűségeloszlástól függően a Föld felszínén pontról pontra változik. A nívófelület alaki viszonyait az ún. *vízszintes irányító-képességgel* szoktuk jellemezni, ami azt fejezi ki, hogy a nívófelület az észlelés helyén mennyire különbözik a gömbtől.

Minél nagyobb a különbség a nívófelület két egymásra merőleges főmetszetének — a legnagyobb és a legkisebb normálmetszetnek — a görbülete között, annál nagyobb a vízszintes irányító-képesség. Nyilvánvaló, hogy a vízszintes irányító-képességet egy meghatározott irány is jellemzi. Ezt az irányt elfogadott megegyezés szerint a legnagyobb görbületes sugarú normálmetszetet kivágó sík metszi ki a nívófelületből. Ahol tehát a nívófelület görbülete minden irányban ugyanakkora, vagyis olyan pontokon, ahol a nívófelület gömb alakú, a vízszintes irányító-képesség zérus.

A vízszintes irányító-képesség, röviden görbületes eltérés, a nehézségi erőter potenciáljával így függ össze :

$$R = \sqrt{U_A^2 + 4U_{xy}^2},$$

azimutját pedig :

$$\text{tg } 2\lambda = - \frac{2U_{xy}}{U_A}$$

összefüggés szabja meg. Ezekben a kifejezésekben :

$$U_{\Delta} = \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} - \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} \quad \text{és} \quad U_{xy} = \frac{\partial^2 U}{\partial x \partial y}.$$

A görbületi eltérés normális értéke szintén csak a szélesség függvénye :

$$R^{\text{norm}} = U_{\Delta}^{\text{norm}} = 10,26 \cos^2 \varphi \cdot 10^{-9} \text{ CGS},$$
$$U_{xy}^{\text{norm}} = 0.$$

Minden, a normális görbületi eltéréshez viszonyított különbség anomáliának minősül, ami éppen úgy, mint a gradiens anomáliája, alapot nyújt a földalatti sűrűségeloszlás felderítésére.

A gyakorlati kutatásnál a gradiens és görbület mindig anomáliát jelent.

A gradiens és görbület hatását az Eötvös-ingára, ill. a gradiens és görbület összefüggését az egyes települési alapformákkal a későbbiekben fogjuk szemléltetni.

A nehézségi tér jellemzőinek mérésére szolgáló műszerek

Az előzőkben a nehézségi tér három jellemzőjével :

- a) a nehézségi gyorsulással,
- b) a nehézségi gyorsulás horizontális gradiensével és
- c) a horizontális irányítóképességgel

ismerkedtünk meg. Amidőn ezeknek a jellemzőknek a mérésére szolgáló műszereknek az ismertetésére térünk át, feladatunk jelentősen egyszerűsödik, mert kitűzött célunkat tekintve elegendő, ha csak a gyakorlati célú kutatásnál használt műszerekre vagyunk figyelemmel. Elegendő lesz azonban, ha ezek közül is csupán egy-egy jellemző műszerféleséggel ismerkedünk meg ahhoz, hogy — végső célunknak magát a szerkezetkutatást tekintve — a szükséges tájékoztatást megadjuk.

A gyakorlati gravitációs kutatás során nem szokás a nehézségi gyorsulás teljes értékét mérni. Egyszerűbb és egyben nagyobb pontossággal megoldható ugyanis a feladat, ha két-két, egymástól nem nagy — néhány hektométer, illetőleg néhány kilométer — távolságra levő állomás között a nehézségi gyorsulás különbségét mérjük meg. Erre szolgálnak a *nehézségmérők* vagy másként *graviméterek*.

A nehézségi tér másik két jellemzőjét, a *horizontális gradienst* és a *horizontális irányítóképességet* Eötvös-ingával lehet mérni.

1. A *graviméter* olyan műszer, amely a nehézségi gyorsulás mérését erő mérésére vezeti vissza. A nehézségi gyorsulás következménye ugyanis, hogy minden tömegnek — ezzel a gyorsulással arányos — súlya van. Ugyanannak a tömegnek a súlya a nehézségi gyorsulás változása miatt a Föld különböző pontjain más és más. Ha tehát valamely tömegnek a súlyát a nehézségi gyorsulástól független erővel tudjuk összemérni, akkor feladatunkat megoldottuk, mert két tetszőleges állomás között a nehézségi gyorsulás megváltozása arányos az észlelt súlykülönbséggel.

A legtöbb graviméterben *rugalmas erővel* mérik össze ugyanannak a tömegnek a változó súlyát. Ahhoz, hogy a graviméterek szerkesztésénél fel lépő nehézségekről tájékozódhassunk, tekintsük a legegyszerűbb ilyenfajta

elrendezést: egy tömeget, amely tekercsrugón függ. Legyen ennek az egyszerű graviméternek a tömege M , amelynek súlya a rugót a g_0 gyorsulású helyen l_0 hosszúsággal nyújtja meg. A rugó megnyúlása, l_0 arányos lévén a terhelő erővel, esetünkben az M tömeg súlyával,

$$l_0 = c \cdot M \cdot g_0,$$

ahol c a rugóra jellemző, ún. rugóállandó, amely megadja, hogy mekkora a rugó nyúlásváltozása, ha a terhelő erő egységnyivel (1 dinnel) változik meg. Graviméterünk rugójának a megnyúlása egy másik helyen, ahol a nehézségi gyorsulás g ,

$$l = c \cdot M \cdot g$$

lesz. A nehézségi gyorsulás megváltozása következtében létrejövő nyúlás-változás a fenti két összefüggésből nyilvánvalóan

$$l - l_0 = c \cdot M \cdot (g - g_0)$$

lesz.

Ha graviméterünket úgy méretezzük, hogy

$$M = 1000 \text{ gramm}$$

és a

$$g_0 = 1000 \text{ cm/sec}^2$$

nehézségi gyorsulással jellemzett helyen a graviméter rugójának a megnyúlása

$$l_0 = 100 \text{ cm},$$

akkor fentiek szerint

$$c = \frac{l_0}{M \cdot g_0} = 10^{-4} \text{ cm/din}.$$

Ha azt kívánjuk meg, hogy ez a graviméter 0,1 mgal pontossággal határozza meg a nehézségi gyorsulás változását, akkor a $g - g_0 = 10^{-4} \text{ cm/sec}^2$ előírásnak megfelelő

$$l - l_0 = 10^{-5} \text{ cm} = 10^2 \text{ Ångström}$$

nyúlásváltozást kell tudnunk a rugón biztonsággal meghatározni.

Ez pedig — nem szólva arról, hogy manapság már 0,01 mgal a graviméterekkel szemben támasztott pontossági követelmény — kétségtelenül rendkívül komoly feladat, mert

- a) biztosítanunk kell, hogy kizárjuk a nehézségi gyorsuláson kívül a műszerre működő minden olyan hatást, amely a graviméter rugóján 10^{-5} cm -t elérő nyúlásváltozást hoz létre,
- b) de gondoskodnunk kell arról is, hogy a 10^{-5} cm nagyságrendű nyúlásváltozások biztonsággal mérhetőek legyenek.

Az alábbiakban ennek megfelelően fogjuk vázolni, hogy ez a két feladat, illetve nehézség miként oldható meg.

- a) A nehézségi gyorsulás változásán kívül nyúlásváltozást hozhat létre a graviméterrugón
 - aa) a műszer hőmérsékletének ingadozása. Ezért olyan anyagot kell a műszer készítésénél felhasználnunk, amelynek kicsi a

hőkiterjedési együtthatója (pl. *indilatans*, amelynél $\beta = 10^{-6}$), a graviméter rugójához olyan anyagot kell választanunk, amelynek ezenkívül a *thermoelasztikus együtthatója* is kicsi (pl. *nivarox*, amelynél $\varepsilon = \pm 2 \cdot 10^{-5}$), és emellett az egész rendszert olyan határok között kell állandó hőmérsékleten tartanunk, hogy a hőmérsékletingadozás következtében létrejövő nyúlásváltozások a 10^{-5} cm-t semmiképpen se haladják meg;

- ab) a *légnyomás változása*. Emiatt ugyanis a rugón függő tömegre ható felhajtó erő, és ezzel a tömeg látszólagos súlya is változik. Ezért a gravimétert vagy olyan vastagfalú edénybe kell zárni, amelyben a levegő nyomása állandó, vagy pedig *barométeres kompenzálásról* kell gondoskodnunk;
- ac) a *földi mágneses tér* és ennek a térnek az időbeli változása, ha a graviméter mozgó részei mágnesezhető anyagból készültek. Ez elkerülhető, ha a graviméter lengő részeit nem mágnesezhető anyagból, pl. *kvarcból* készítjük. Ha pedig a mozgó részek mégis mágnesezhetőek, meg kell határozni, hogy a graviméternek a földi mágneses térhez viszonyított különböző helyzetében mekkora ez a hatás, hogy az észlelés feldolgozásánál tekintetbe vehessük. Azt azonban mindenképpen el kell kerülnünk, hogy a mágneses térerősségnek a normális napi menetén belüli változásai a graviméter rugóján észlelhető nyúlásváltozást hozzanak létre.
- b) A 10^{-5} cm nagyságrendű nyúlásváltozások könnyű és biztonságos észlelését két, különböző úton lehet elérni:
- ba) a terhelő tömeghez olyan „mutatót” (*indikátort*) — pl. mikroszkópot vagy fényelektromos berendezést — illeszteni, amely — anélkül, hogy rugóból és a terhelő tömegből álló tulajdonképpeni graviméterbe bármiféleképpen is beavatkoznánk — lehetővé teszi, hogy a nyúlásváltozásokat megnagyítva észlelhessük;
- bb) a gravimétert úgy szerkesztjük meg, hogy a terhelő tömeg helyzetét meghatározó nehézségi erőn és rugalmas erőn kívül olyan *segéderő* (*asztatizáló erő*) is működjék, amely a gyorsulásváltozás által létrehozott nyúlásváltozásokat növelni igyekszik.

Az első esetben a gravimétert *külső*, a második esetben pedig *belső nagyítással* tesszük leolvashatóvá. Sok graviméternél a kétféle nagyítást kombinálva használják.

Elegendő lesz, ha ezután az általános ismertetés után példaként egyetlen gravimétert, a *Heiland-féle gravimétert* mutatjuk be (17. ábra). Ez a graviméter asztatizált, vagyis a nehézségi gyorsulás okozta nyúlásváltozásokat segéderővel nagyítják meg. Felhasználják azonban a külső nagyítás lehetőségét is, mert a nyúlásváltozás megfigyelése mikroszkópon keresztül történik. A graviméter lényegét a 17. ábra alapján a következőkben foglalhatjuk össze: a graviméter *M* tömege egy vízszintes helyzetű *t* tengelyre támaszkodó *k* kar végén van. Ezt a kart a ferde helyzetű *R* rugó közel vízszintes helyzetben

tartja. Ha a nehézségi gyorsulás megnövekedése következtében a k kar az R rugót megnyújtva, a t tengely körül lefelé fordul, akkor a rugóerő forgató nyomatéka az R rugó ferde helyzete miatt csökken, ami a kar fokozottabb mértékű lefelé fordulását eredményezi. A kar lefelé, illetőleg a nehézségi gyorsulás csökkenése esetén felfelé fordulása az m mikroszkópban észlelhető. A k karnak az M tömeggel ellentétes oldalán r mérőrugót a c mikrométercsavar segítségével meglazítva vagy megfeszítve, hozhatjuk vissza a kart egy meghatározott helyzetbe. A lazítás vagy a feszítés mértéke — ami a mikrométercsavar dobján mindenkor leolvasható — arányos lesz a nehézségi gyorsulás változásával.

A hőmérsékletváltozás hatását a Heiland-graviméternél úgy küszöbölik ki, hogy a műszert kétköpenyű elektromos *termosztátba* helyezik el. A második köpenyen belül a hőmérséklet-ingadozás nem haladja meg a $0,03\text{ C}^\circ$ -ot.

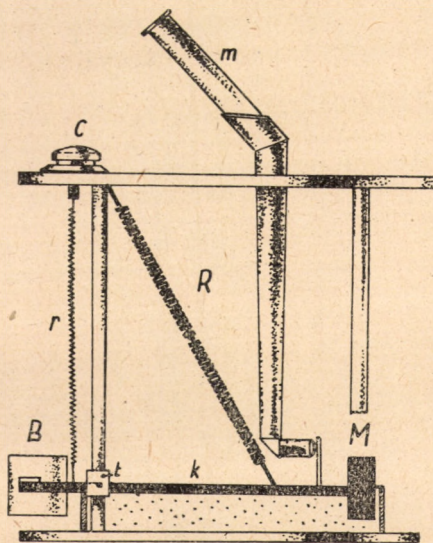
A légnyomásváltozás hatását *kompenzálással* küszöbölik ki. Ezt a feladatot látja el a graviméter karjára az M tömeggel ellentétes oldalon felerősített belül üreges és légmentesen lezárt B edény. Ezt úgy méretezik, hogy a légnyomás változása következtében előálló felhajtóerőváltozás a forgástengely mindkét oldalán ugyanakkora változást idézzen elő a forgató nyomatékban.

A Heiland-graviméterrel a nehézségi gyorsulás változásait $0,03$ mgal pontossággal lehet meghatározni. A gravimétert finom szerkezetének kímélése céljából minden észlelés után arretálni kell, de még így is — különösen szállítás alkalmával — óvni kell minden durva külső mechanikai hatástól.

2. Az *Eötvös-inga* segítségével a nehézségi tér finomabb részleteivel szorosan összefüggő *horizontális irányítóképességet* és *horizontális gradienst* mérhetjük.

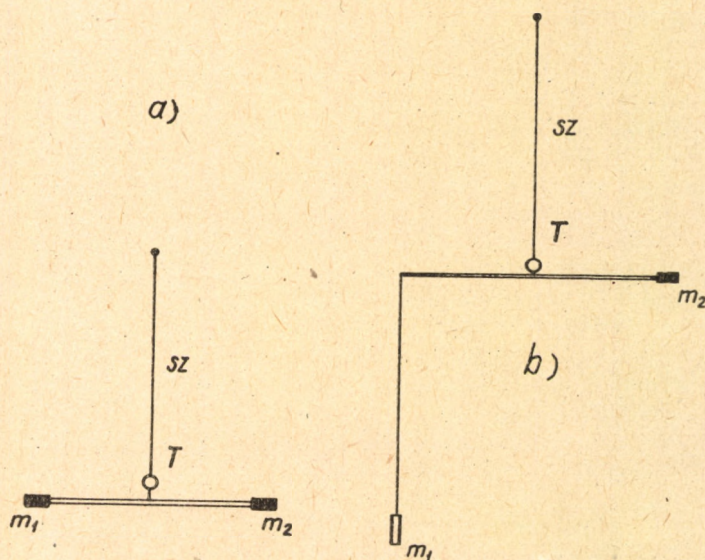
Eötvös Loránd műszerének megszerkesztése alkalmával abból indult ki, hogy ha a Föld vízfelületét első közelítésben gömb alakúnak is tekintjük, a gömbalaktól való eltérés ténye a Föld lapult volta miatt vitathatatlan, sőt nagyon valószínűnek látszik, hogy ha a vízfelület kisebb elemeit vizsgáljuk, még ettől a lapult alaktól való igen változatos eltérést is meg lehet állapítani. Meggondolásaiban ezen kívül jelentős szerephez jutott az a tény is, hogy a nehézségi tér erővonalai görbültek. Eötvös törekvése arra irányult, hogy ezt a két tényt a nehézségi térnek műszere által elfoglalt részére vonatkozóan meg tudja állapítani, és mérőszámmal is tudja jellemezni. Az előbbi feladatot *görbületi variométerével*, az utóbbit pedig *horizontális variométerével* oldotta meg.

Mindkét műszer tulajdonképpen torziós inga, mert a műszer lényegét képező lengő, csavarásra igénybevett *mérőszálon* függ. Közös a kétféle műszer



17. A Heiland-graviméter

lengőjében az, hogy mindkettő két végén megterhelt könnyű, merev kar. A *görbületi variométer* esetében a két terhelő tömeg ugyanabban a magasságban (18a ábra), a *horizontális variométer* esetében pedig — ez a tulajdonképpen *Eötvös-ingának* nevezett műszer — különböző magasságban helyezkedik el (18b ábra). Nem maradhat említés nélkül, hogy a horizontális variométer nemcsak az erővonalak görbültségének meghatározására, hanem a nívófelület görbületi viszonyainak tanulmányozására is egyaránt alkalmas. Ez az oka, hogy manapság görbületi variométerrel már nem találkozunk.



m_1, m_2 a lengő tömegek
 sz torziószál
 T tükör

18. Görbületi és horizontális variométer

Egyszerűség kedvéért az alábbiakban ennek ellenére a horizontális irányítóképesség mérésének ismertetését mégis a görbületi variométerhez fűzzük, míg a horizontális variométer működésének ismertetésénél nem leszünk figyelemmel a horizontális irányítóképesség hatására.

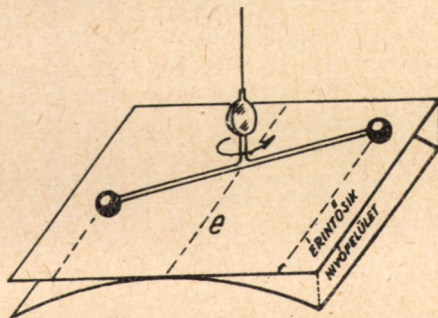
a) A *horizontális irányítóképesség* mérése. Anélkül, hogy a mennyileges viszonyok elemzésében elmélyednénk, arra fogunk csupán szorítkozni, hogy a lényeg megértéséhez szükséges áttekintést adjuk meg. Ezért ismertetésünket ahhoz az egyszerű esethez fűzzük, amelyben a nívófelületnek az a része, ahol műszerünk tartózkodik, hengeralakú. A 19. ábrán — a valóságos viszonyokat a görbültség tekintetében kissé eltúlozva — megszerkesztettük ennek a hengeralakú nívófelületnek az érintősíkját is, amely az e egyenes mentén érintkezik a felülettel olyképpen, hogy a nívófelület fölött helyezkedik el. Ezért az e egyenest kivéve, az érintősík minden pontjában — ha

még oly kevéssel is, de — kisebb a potenciál, mint a nívófelületen, mégpedig annál kisebb, minél nagyobb a távolság az érintősík szoban forgó pontja és a nívófelület között. Ez a távolság pedig annál nagyobb, minél nagyobb a nívófelület görbülete és minél jobban eltávolodunk az érintősíkban az e egyenestől.

Hétköznapi tapasztalat, hogy minden test igyekszik a kisebb potenciálú helyét elhagyva, a nagyobb potenciálú helyre jutni. Ez nyilvánul meg magában a szabadesésben is. Ez a törekvése a görbületi variométer két végén levő tömegnek is. Ezzel a törekvéssel szemben azonban kényszerként jelentkezik, hogy a lengő a felfüggesztés miatt csak az érintősíkban végezhet mozgást. Ezért fordul el az inga karja úgy, hogy lehetőleg minél jobban megközelítse a henger alakú nívófelületet, ami egyenértékű azzal, ha lehetőség szerint az e egyenesben igyekszik elhelyezkedni. Ennek a törekvésnek ellene hat azonban a felfüggesztő mérőszálban az elfordulással arányosan fel-támadó *torziós nyomaték*.

Ha ismerjük a mérőszál *torziós állandóját*, a lengő elcsavarodásából nyilvánvalóan következtethetünk arra, hogy nagy-e vagy kicsi-e a nívófelület és az érintősíkja közötti távolság, másként szólva, felvilágosítást kaphatunk arról, hogy mennyire görbült a nívófelület a görbületi variométer lengője által elfoglalt helyzet környezetében. Bizonyára nem lesz nehéz ezek után belátnunk, hogy ha a műszer lengőjét a mérőszál felső végének elforgatásával az e egyeneshez képest elforgatjuk, és megfigyelésünket megismételjük, meg fogjuk tudni határozni az e egyenes helyzetét — ez a horizontális irányítóképeség iránya —, valamint azt is, hogy milyen mértékű az a forgatónyomaték, amely a lengőt az e egyenesbe beforgatni igyekszik: a *horizontális irányítóképeséget*.

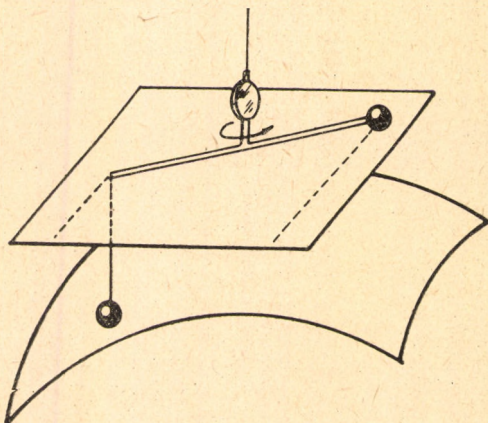
b) A *horizontális gradiens meghatározása*. A könnyebb áttekinthetőség céljából itt is speciális eset kapcsán adunk áttekintést a viszonyokról. Tekintsük azt a két nívófelületet, amely a horizontális variométer felső és alsó tömegén halad át. Tegyük fel, hogy a felső tömegén áthaladó nívófelület sík, a másik pedig gömb alakú (20. ábra). A felső tömegre ható erő — bármilyen helyzetet foglaljon is el a lengő — mindig merőleges a sík alakú nívófelületre, ezért nincs a nívófelületre ugyancsak merőleges mérőszál által képviselt tengelyre vonatkozóan forgatónyomatéka. Más a helyzet az alsó tömeg esetében. Ha a műszer lengőjét az ábrán feltüntetett helyzetéből egyik és másik irányba kitérítjük, az alsó tömeg egyszer a gömb alakú nívófelület fölé, másszor pedig alá kerül. Minthogy a nívófelület alatt vannak a nagyobb potenciálú helyek, az alsó tömeg a lengőt abba az irányba fogja forgatni, amelyben az alsó nívófelület alá tud jutni. A legmélyebb helyzetet akkor foglalja el, amidőn az ingának az alsó tömeggel megterhelt vége a gömb alakú nívófelület tetőpontja felé mutat. Az alsó tömeget abban, hogy ezt a lehető legmélyebb helyzetet foglalhassa el, a lengő elcsavarodása alkalmával



19. Görbületi variométer egyen súlyra törekvése henger alakú nívófelület esetében
(Egyed ny omán)

fellépő torziós nyomaték akadályozza ugyan; de egyben lehetőséget is nyújt arra, hogy a lengőt elcsavarni igyekvő forgatónyomatékokat meg mérhessük.

Nem szorul bizonyára bővebb magyarázatra, hogy ha a lengőt a nívófelülethez képest különböző helyzetbe hozzuk, akkor más és más forgató hatást fogunk észlelni. Két helyzetben nem lép fel forgató hatás: amidőn az alsó tömeg a gömb alakú nívófelülethez képest a legmélyebb és a legmagasabb helyzetben van, akkor tehát, amidőn az inga karja a gömbsüveg tetőpontja felé mutat. Ennek az az oka, hogy az a forgási tengelyre merőleges erőkomponens, amely az alsó tömeget a mélyebb helyzet elfoglalására készíti,



20. Horizontális variométer egyensúlyra törekvése gömbalakú nívófelület esetében (Egyed nyomán)

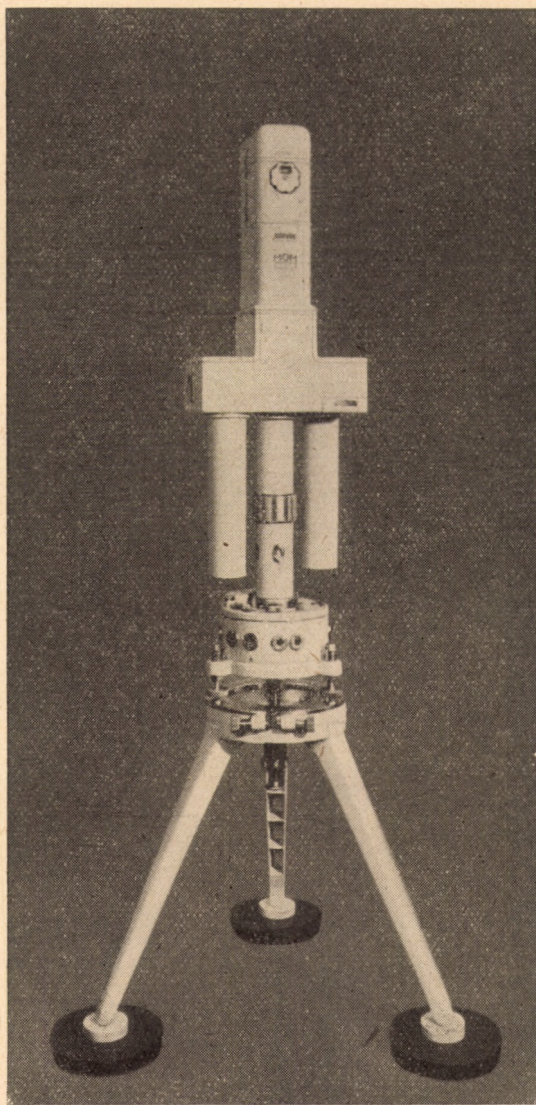
nak. Minthogy a horizontális variométer igyekszik elfordulni, hogy az alsó tömeget jőformán iránytűként olyképpen helyre, ahol a nehézségi gyorsulás a legnagyobb, segítségével kijelölhetjük a *horizontális gradiens* irányát. Mődünk van azonban arra is, hogy a gradiens abszolút értékét is megmérjük, mert a lengőre ható forgatónyomaték — amit a lengő különböző helyzetben bekövetkező elcsavarodásával mérhetünk — a gradienssel arányosan változik. Nem kell egyebet tennünk, mint a lengőt a mérőszál befogásának elfordításával különböző helyzetekbe hoznunk, és ezekben a helyzetekben a lengő elcsavarodásának a mértékét megfigyel-nünk.

A 21. ábrán mutatjuk be a legkorszerűbb *Eötvös-ingát*, amelyet *Dr. Rybár István* és *Banaí Gyula* szerkesztett. Ezzel — miként már említettük — mind a *horizontális irányítóképesség*, mind a *horizontális gradiens* meghatározható. A műszerben két ingát találunk, amelyek egymáshoz képest antiparalel helyzetet foglalnak el. Erre azért van szükség, mert egyetlen ingával legalább öt különböző állásban kellene észlelnünk ahhoz, hogy a nehézségi tér említett két jellemzőjét meghatározhassuk. A kettős inga lehetővé teszi, hogy az öt állás helyett csupán három állásban végezzünk mérést. Minthogy az ingának az egyensúlyi helyzetbe való beállításához 40 perc időre van szüksége, a kettős eszköz jelentős időmegtakarítással jár.

teti, a lengő tengelye, azaz a mérőszál irányába mutat. Amidőn a lengő erre merőleges helyzetet foglal el, bármelyik oldalon legyen is az alsó tömeg, a forgatónyomaték maximális lesz. Ez a maximális forgatónyomaték annál nagyobb, minél jobban változik az inga által elfoglalt térben a két nívófelület egymástól való távolsága.

Láttuk azonban, hogy a nívófelületek egymástól való távolsága szorosan összefügg a nehézségi gyorsulással, mégpedig úgy, hogy azokon a helyeken, ahol a nívófelületek egymáshoz közel vannak, ott nagyobb a nehézségi gyorsulás, mint olyan helyeken, ahol a felületek egymástól nagyobb távolságra van-

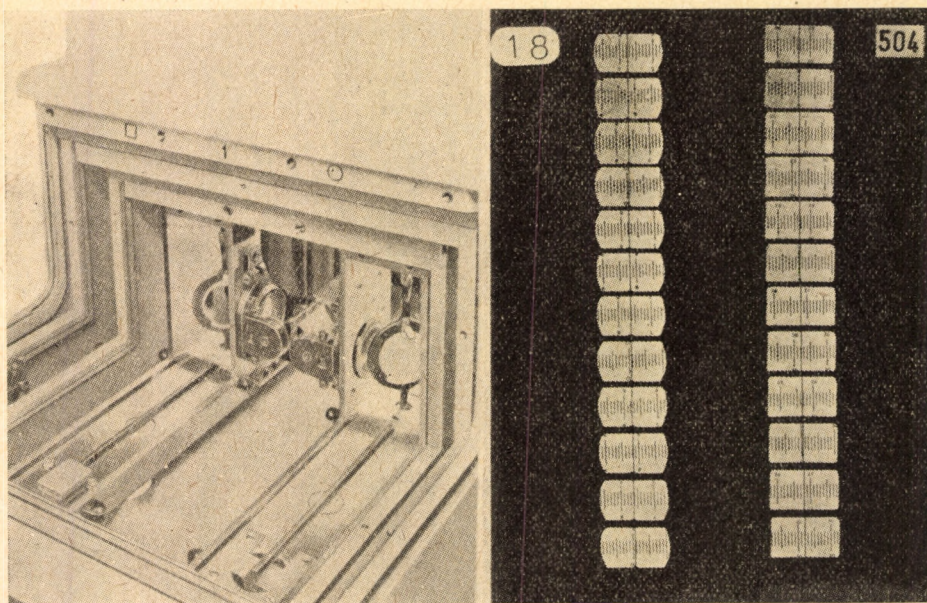
A mérés ezzel a műszerrel rendkívül egyszerű, mert az észlelési állomáson csak a felállítás és a lebontás alkalmával kíván kezelést. A mérés tartama alatt egyéb beavatkozásra nincs szükség, mert óraszerkezet vezérli elejétől



Az E-54 típusú Eötvös-inga
(NIKEX prospektus nyomán)

végig az egész folyamatot : 40 percenként — amidőn a két inga már elfoglalta az egyensúlyi helyzetét — rövid időre (10—15 másodpercre) izzólámpát gyújt ki, amelynek fénye az ingára szerelt tükörről visszaverődve, fény-

érzékeny lemezen rögzíti az ingának az ingaházhoz viszonyított helyzetét (22. ábra); ezután kioldja a forgatószerkezetet, amely az ingát a fény-érzékeny lemezzel együtt a következő állásba viszi át, ahol 40 perc múlva az egész folyamat megismétlődik. A kívánalomnak megfelelően lehet a műszerrel 3-, 4-, illetőleg 5-állásos észlelést végeztetni. 3 azimutban a két inga együttesen, 5 állásban pedig a két inga egymástól függetlenül határozza meg a



22. A két antiparalel helyzetű inga a fényvisszaverő tükörrel és az Eötvös-inga felvétel
(NIKEX-prospektus nyomán)

horizontális irányítóképességet és a horizontális gradienst. Amidőn 4 állásban végez a műszer észlelést, akkor a két inga egymástól függetlenül adja meg a horizontális gradiensnek két, a horizontális irányítóképességnek azonban csupán egyik komponensét.

Mérés graviméterrel és Eötvös-ingával terepen

Amidőn meghatározott feladatot kívánunk gravitációs kutatómódszerrel — akár *graviméteres*, akár pedig *Eötvös-inga mérés* útján — megoldani, nem szorítkozhatunk arra, hogy csupán a szorosan veendő gravitációs mérést végezzük el. A gyakorlati kutatásnál ugyanis nem az érdekel minket, hogy miként változnak a nehézségi tér előbb ismertetett jellemzői a földfelszínen, bár ebben az esetben is ki kellene egészítenünk a nehézségi mérést az észlelési állomások helyének a meghatározásával. Nem azért kutatunk, hogy további bizonyítékokat gyűjtsünk a már ismert tényekre vonatkozóan, hanem azért, hogy másként fel nem deríthető adatokkal bővítsük ismereteinket. Nem érdekel tehát minket, hogy miként változnak a nehézségi tér jellemzői a *földrajzi*

szélességgel, a tengerszinti feletti magassággal, mert ennek a törvényszerűségét már ismerjük. Nem lehet célunk az sem, hogy a térszínnek egy tetszőlegesen kiválasztott — rendszerint a mérőműszer tömegközéppontján áthaladó — nívófelülethez viszonyított kiemelkedéséből vagy besüllyedéséből származó gravitációs hatást mérjünk, mert azt a Newton-féle vonzási törvény alapján a sűrűség és a geometriai forma ismeretében számítás útján is meg tudjuk határozni.

Ezért a gravitációs kutatásnak terepen végrehajtásra kerülő fázisa két részre különül:

1. a tulajdonképpeni *gravitációs mérésre* és
2. *geodéziai munkára*.

A tulajdonképpeni gravitációs mérés a műszernek az észlelés helyére való szállításából és az észlelésből áll. Minthogy a graviméterrel való észlelés 3—8 percet kitevő időtartama az egy Eötvös-inga állomás észleléséhez minimálisan szükséges $2^6 40^p$ időtartamhoz képest elenyészően kicsi, könnyen érthető, hogy a graviméteres mérés gazdaságosságát jelentős mértékben befolyásolja a közlekedés gyorsasága, míg ez a körülmény az Eötvös-ingával végzett méréseknél alárendeltebb jelentőségű.

A geodéziai munkák az *állomások helyének meghatározásán* kívül graviméteres mérések esetében kitérnek még az *állomások tengerszint feletti magasságának meghatározására* is, sőt szükség esetén — ha az állomás közvetlen környezetére nagyon tagolt — magukban foglalják az állomás környékén a *domborzati viszonyok meghatározását* is. Ezeknek az adatoknak a birtokában — miként később látni fogjuk — a gravitációs mérés eredményéből el tudjuk távolítani azokat a hatásokat, amelyek gravitációs mérés nélkül is meghatározhatók.

Eötvös-inga mérés előkészítése alkalmával az állomásnak nemcsak a helyét kell meghatározoznunk, hanem a domborzati viszonyoktól függően 50—100 m sugarú körben színtezéssel kell megállapítanunk a térszín formáját. Nem hagyhatjuk említés nélkül, hogy már az észlelés helyének a kiválasztásánál is a legnagyobb gonddal kell eljárunk, és olyan helyet kell az Eötvös-inga felállítására keresnünk, ahol legalább a műszer közvetlen — 3—5 m sugarú — környezete vízszintes sík, sőt a legtöbb esetben magunknak kell alapos munkával pótolnunk a természet ilyen irányú mulasztását.

Nem szabad megfeledkeznünk — különösen hegyes vidéken folyó kutatás esetén — arról sem, hogy a gravitációs mérések végzése során kellő tájékozódást szerezzünk: az egyes *földtani alakulatokra* milyen állomáscsoportok esnek. Főként az alakulathatárok közelében levő állomásokról kell jól tájékozódva lennünk, ha lelkiismeretesen akarjuk a földtani értelmezés munkáját végezni. Az alakulathatárokon ugyanis a legtöbb esetben sűrűségváltozással kell számolnunk, és ha nem vagyunk figyelemmel erre az ismertnek tekintendő adatra, akkor csökken a lehetőségünk arra vonatkozóan, hogy másképpen meg nem ismerhető földtani adatok terén világos képet nyerjünk.

A gravitációs mérések feldolgozása földtani értelmezéshez

1. Amidőn *graviméterrel* vagy *Eötvös-ingával* mérünk, az észlelés alkalmával műszerünkkel nem határozhatjuk meg közvetlenül sem a *nehézségi gyorsulást*, sem a *horizontális irányítóképességet* vagy pedig a *horizontális*

gradienst. Általában hosszúságváltozásokat vagy elfordulás-változásokat észlelünk közvetlenül. A gravitációs mérések feldolgozása alkalmával először az egyes műszerfélések esetében a közvetlenül észlelt mennyiség és a gravitációs tér keresett jellemzője között fennálló vonatkozás alapján a szóban forgó jellemzőt kell meghatározni. Így kapjuk meg az ún. *észlelt értéket*.

A műszeren észlelt mennyiség és a nehézségi tér megfelelő jellemzője közötti vonatkozás lehet egyszerű vagy összetett. Egyszerűnek mondjuk a vonatkozást, ha a gravitációs tér hatásán kívül nem kell egyéb tényező hatásával számolnunk. Ellenkező esetben összetett vonatkozással van dolgunk. Egyes gravimétereknél pl. a légnyomás változása vagy a műszer mágneses érzékenysége teheti a vonatkozást összetetté. Régebben az Eötvös-ingánál a mérőszál hőmérsékletét is figyelembe kellett venni.

2. Miután meghatároztuk az észlelt értéket, sorra kell vennünk azokat a hatásokat, amelyeket már ismert törvényszerűségek alapján számítás útján is meghatározhatunk.

Ezek között első helyen szerepel az ún. *szélességi hatás*, amely a nehézségi gyorsulás elméleti értékére nemzetközileg elfogadott összefüggés alapján megadja, hogy az egyes állomásokon a Föld öves felépítése esetén mekkorák lennének a nehézségi tér jellemzői (az erre vonatkozó számszerű összefüggéseket *A gravitációs kutatómódszer* c. fejezetben már megadtuk).

Graviméteres mérések feldolgozásánál a szélességi hatást követően az ún. *magassági hatást* kell minden állomásra vonatkozóan meghatározni. Ez a hatás két komponensből tevődik össze:

a) Minél magasabban fekszik az állomás, annál nagyobb távolságra van a Föld középpontjától, de egyben annál nagyobb sugarú körpályát ír le, amidőn a Föld napi mozgásában részt vesz. Mindkét körülmény azt eredményezi, hogy az észlelt nehézségi gyorsulás kisebb, mint a tenger szintjén. A nehézségi gyorsulásnak a tengerszint feletti magassággal való változását a

$$\Delta g_F = 0,3086 \cdot h$$

összefüggés adja meg milligalban, ahol h a tengerszint feletti magasságot jelenti méterben kifejezve.

A magassági hatásnak ezt az összetevőjét *tiszta magassági hatásnak*, vagy pedig *Faye-féle hatásnak* nevezzük.

b) A tiszta magassági hatással ellentétes előjelű a magassági hatásnak a másik komponense, az ún. *Bouguer-hatás*. Láttuk ugyanis, hogy a tengerszint feletti h magasságban kisebb a nehézségi gyorsulás, mint a tengerszinten, mert a Föld tömegközéppontjától — ahová a viszonyok első közelítésben történő vizsgálata alkalmával a Föld tömegét összpontosítanunk kell — nagyobb távolságra vagyunk. Nem hagyhatjuk azonban figyelmen kívül, hogy a h magasságra csak úgy juthatunk fel, hogy az észlelés helye és a tengerszint közé bizonyos kőzetekből felépített emelvényre hágnak. Ennek a kőzet-tömegnek a vonzása nyilvánvalóan növeli a nehézségi gyorsulás észlelt értékét. Jó közelítést kapunk, ha ennek a kőzettömegnek a hatását egy horizontális irányban a végtelenig terjedő h vastagságú és megfelelő átlagos sűrűségű kőzetlapnak a hatásával helyettesítjük. Ebben az esetben a Bouguer-hatást a

$$\Delta g_B = 0,0419 \cdot \sigma \cdot h$$

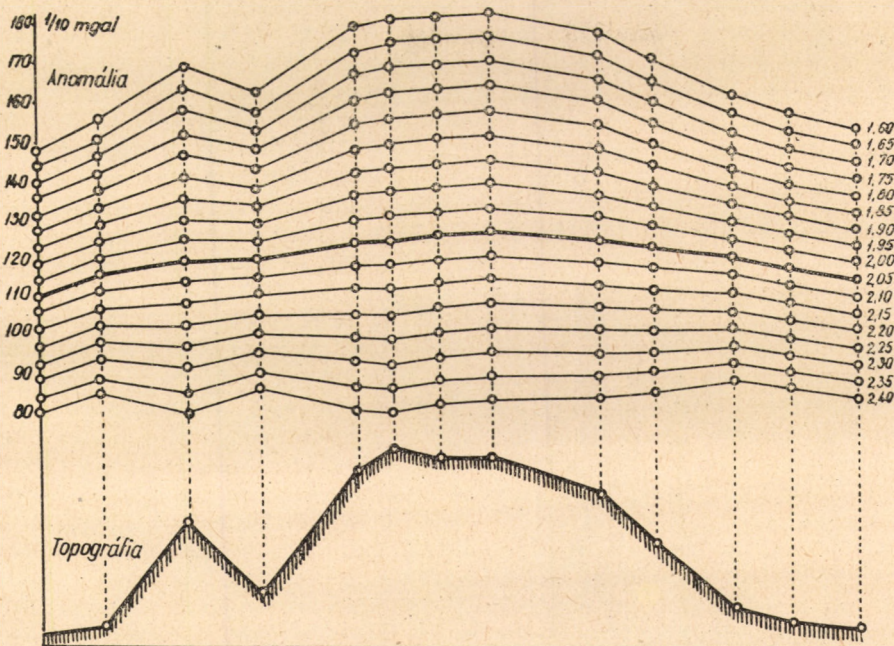
összefüggés adja meg milligalban, ha h -t méterben mérjük. Itt σ a kőzetlap átlagos sűrűségét jelenti.

Ha a magassági hatás két összetevőjét összevonjuk, akkor a graviméteres mérések feldolgozásánál a

$$\Delta g_m = \Delta g_F + \Delta g_B = - (0,3086 - 0,0419 \cdot \sigma) \cdot h$$

összefüggésre kell támaszkodnunk.

Foglalkoznunk kell még a *Bouguer-hatást* megadó összefüggésben szereplő σ sűrűséggel. Nyilvánvaló, hogy ezt a sűrűséget nem lehet tetszőlegesen felvenni. A mérési terület felépítésében résztvevő kőzeteket ismerve, sok eset-



23. A Δg -anomáliák szelvénye különböző sűrűségek feltételezése esetén (Nettleton-eljárás)
(Egyed nyomán)

ben kellő mérlegeléssel megadható, hogy milyen sűrűséggel kell a *Bouguer-hatást* számítani. Legjobb azonban, ha a sűrűség megválasztásánál mérésre támaszkodunk. Fentebb hangsúlyoztuk, hogy σ -n átlagos sűrűséget kell értenünk. Ezért ebben az esetben semmiképpen sem jelentheti a sűrűség mérése egyes kőzetminták sűrűségének meghatározását. *Nettleton* dolgozott ki egy eljárást, amely lehetővé teszi, hogy a *Bouguer-formulában* szereplő átlagsűrűséget graviméteres eljárás alapján határozhassuk meg.

Mérési területünkön néhány olyan szelvényt kell kiválasztanunk, ahol a graviméter-állomások egymáshoz közel fekszenek és egyben az állomások közötti magasságkülönbség lehetőleg nagy. Ha ezekben a szelvényekben a magasságingadozást grafikusán ábrázoljuk, és ha az észlelt értéket különböző átlagos sűrűséggel redukáljuk (23. ábra), azt tapasztaljuk, hogy a kisebb sűrűséggel redukált anomáliák görbéje együtt emelkedik és süllyed a térszint ábrázoló görbével, a nagyobb sűrűséggel végzett redukció-adta anomáliák

pedig a térszín magasságváltozásával ellentétes fázisban ingadoznak. Azt a sűrűséget kell a helyes *átlagsűrűségnek* tekintenünk, amellyel a legsimább anomália-görbét kapjuk.

Nettleton-eljárásának az az előnye, hogy viszonylag nagy mennyiségű adat alapján határozza meg az átlagsűrűséget. Hátrányos azonban, hogy nagy pontossággal kell a graviméteres mérést elvégeznünk különösen akkor, ha kicsi a térszín magasságingadozása. Ezt a hátrányt bizonyos mértékig ellensúlyozza az, hogy ilyen esetekben éppen a kis hatások között mozgó magasságingadozás miatt nagyobb toleranciát engedhetünk meg az átlagsűrűség meghatározásánál.

3. A térszínre nemcsak a magassági hatás miatt kell tekintettel lennünk, hanem azért is, mert a gravitációs állomás környezetében levő minden *tömegtöbblet* és *tömeghiány*, ami a térszín kiemelkedésének, illetőleg lesüllyedésének következménye, műszereinkre — a graviméterre és az Eötvös-ingára egyaránt — a műszertől számított távolság függvényeképpen jelentkező, kisebb-nagyobb — mindenesetre azonban számítható — hatást fejt ki. Ezt a hatást, az ún. *környezethatást* a térszíni formák meghatározásánál követett eljárás alapján két lépésben szokták kiszámítani. Az első lépésben az állomás 100 m sugarú környezetének a hatását, az ún. *térszíni hatást* szokták meghatározni, amihez a térszín formáját szintezéssel állapítják meg. A 100 m-en túli térszín tömegtöbbleteit és tömeghiányait a *topografikus térképek* színtvonalai alapján veszik tekintetbe. Ezért a környezethatásnak ezt a részét *térképi hatásnak* nevezik. A környezetnek mindkét részhatását szkémák szerint számítják ki. Ezeknek a szkémáknak az ismertetése munkánk célját tekintve, nem lehet feladatunk. Mégsem hagyhatjuk említés nélkül, hogy a környezet hatása a *graviméterre* lényegesen kisebb, mint az *Eötvös-ingára*. Ez az oka annak, hogy graviméteres mérések feldolgozásánál térszíni hatást csak kivételes esetekben szoktak számítani, akkor ti., amidőn az állomás közvetlen környezetében rendkívül nagyok a magasságingadozások. Ez az oka azonban annak is, hogy Eötvös-inga esetében igen nagy gonddal kell mind a térszíni, mind a térképi hatás kiszámításánál eljárni, sőt e hatások többszörös bizonytalansága miatt lehetőleg már a mérési területet és az egyes állomások helyét is úgy kell megválasztanunk, hogy a hatás lehetőleg kicsi legyen. Ezért szoktuk azt mondani, hogy az Eötvös-inga a síkságon végzett gravitációs kutatás műszere, míg a tagoltabb felszínű vidéken a graviméter veszi át a szerepét.

Ha az észlelt értékből levonjuk a felsorolt hatásokat, az ún. *rendelleneséget* kapjuk meg. A nehézségi tér különböző jellemzőiben mutatkozó rendellenesség a Föld öves felépítésétől eltérő sűrűségeloszlás következményeképpen jön létre, szoros összefüggésben van tehát a kéreg, különösen a kéreg legfelső részét képező üledékösszlet felépítésével. Ahhoz, hogy ezt az összefüggést egyes esetekben felderíthessük, hogy méréseinket földtani szempontból értelmezhessek, az *anomáliákat* ábrázolnunk kell.

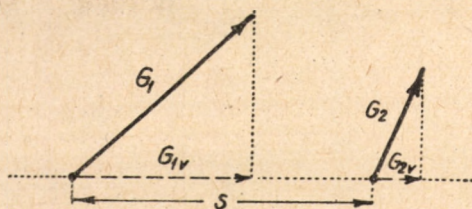
A nehézségi gyorsulásnak graviméteres mérés alapján meghatározott *anomáliáit* megfelelő méretarányú térképen az állomások helye mellé szokás milligalban feljegyezni. Az anomáliákat rendezik és áttekinthetővé teszik az egyenlő anomáliájú helyeket összekötő vonalak, az ún. *izogammák*. Ezek segítségével könnyű kijelölni azokat a helyeket, amelyeken szűkebb vagy tágabb környezetükhöz képes a nehézségi gyorsulás anomáliája szélsőértéket vesz fel. Ilyen értelemben szokás *gravitációs maximumról* és *minimumról* beszélni.

Ha a szélsőérték nagy területre kiterjedő monoton emelkedés vagy süllyedés következtében jön létre, akkor maximum-, illetőleg minimumterületekkel van dolgunk. Ha pedig a szélsőérték monoton emelkedést vagy süllyedést szakít meg, akkor a helyi szélsőérték elnevezést használjuk.

A gradiens- és görbületi térképek tüntetik fel az Eötvös-inga mérések alapján számított anomáliákat. A gradiens térkép segítségével is szerkeszthetünk izogammatérképeket. Ha ugyanis emlékezetünkbe idézzük, hogy a horizontális gradiens a nehézségi gyorsulás abszolútértékének 1 cm-re eső változását adja meg, ha a nívófelületen a maximális változás irányában haladunk, és két egymástól s távolságra levő állomáson a G_1 és G_2 gradienst határoztuk meg, akkor a nehézségi gyorsulás változása e két állomás között:

$$\Delta g = \frac{G_{1v} + G_{2v}}{2} \cdot s,$$

ahol G_{1v} és G_{2v} e két gradiensnek a vetülete a két állomást összekötő egyenesre (24. ábra). Ha a gradiensvetületeket Eötvös-egységben¹, az állomások távolságát miriaméterben mérjük, akkor a gyorsulásváltozást milligalban kapjuk.



24. A Δg változásának kiszámítása gradiensösszetevőkből

Ez a számítás feltételezi, hogy a horizontális gradiens két-két állomás között lineárisan változik. A valóságos helyzet ettől az egyszerűsítő feltételtől — különösen a nehézségi tér erősen zavart részein — jelentősen eltérhet. Ezért szoktak sok esetben különbséget találni a graviméterrel meghatározott és az Eötvös-inga mérésekből számított nehézségi gyorsulásbeli anomáliák között. Ezt a nehézséget úgy küzdik le, hogy ún. alappontokon a graviméteres mérések eredményeire támaszkodnak, és azt az eltérést, ami ezekhez az eredményekhez képest az Eötvös-inga adataiból levezetett anomáliák között mutatkozik, a közbülső állomások között egyenletesen elosztják.

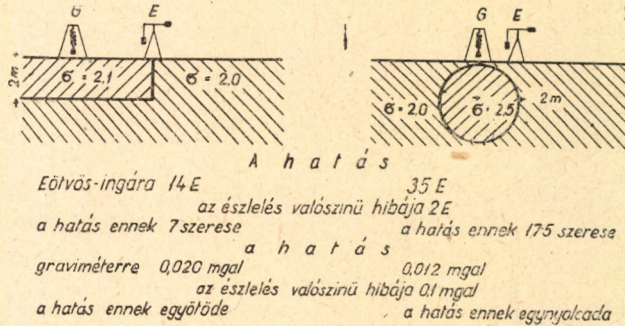
Gravitációs mérések tervezése és földtani értelmezése

A geofizikai kutatás csak akkor érdemli a kutatás elnevezését, ha minden lépését tudatosan hajtjuk végre. Ez azt jelenti, hogy már az első fázist, a tervezést is tudatosan kell végezni. Ebből a szempontból mérlegelni kell a megoldásra váró feladatot, a kutatásra váró terület földtani felépítését, és ebből külön mérlegelni kell a felszínen levő képződmények elhelyezkedését. A várható méretek és a mérés kívánt pontossága szabályozza az állomáshálózat sűrűségét, a felszínközeli földtani viszonyok pedig azt döntenek el, hogy a gravitációs kutatásban Eötvös-ingát vagy gravimétert alkalmazzunk-e.

Már az eddigiekből kitűnt, hogy az Eötvös-inga a felszínen levő látható tömegek (domborzati egyenetlenségek) hatására sokkal érzékenyebb, mint a graviméter. Ezt kiegészíthetjük azzal, hogy ugyanez a nagyobb érzékenység fennáll a felszínen levő nem látható inhomogeneitásokkal, tömegbeágyazásokkal kapcsolatban is (25. ábra). Ha a kutatott mélységbeli tömegek

¹ 10^{-9} CGS

nagyon mélyen (pl. 2500 m alatt) vannak, akkor könnyen lehetséges, hogy a gravitációs térkép sokkal inkább a felszínközeli sűrűségváltozások képét fogja tükrözni, mint a mélységben levő domborzatot. Ez az állítás az *Eötvös-ingára* vonatkozóan inkább érvényes, mint a *graviméterre*. Az *Eötvös-inga* fölényét a *graviméterrel* szemben, mért adatainak — a *gradiensnek* és a *görbületnek* — vektor jellege domborítja ki, de ez annyira nem tudja kiegyenlíteni a *graviméter* sok egyéb előnyét, hogy a graviméter a gravitációs kutatásokban ma már nagymértékben visszaszorította az *Eötvös-ingát*.



25. A graviméter és az Eötvös-inga összehasonlítása a felszínközeli inhomogeneitások szempontjából

(L. M. Mott—Smith nyomán)

A *gravitációs hatás* összehasonlítása (26. ábra). Ez azt is jelenti, hogy számtalan olyan sűrűségeloszlás képzelhető el, amely ugyanolyan gravitációs hatást ad. A *Bouguer-anomália* egyszerű értelmezése csak egyszerű település esetén, pl. két réteg esetén lehetséges.

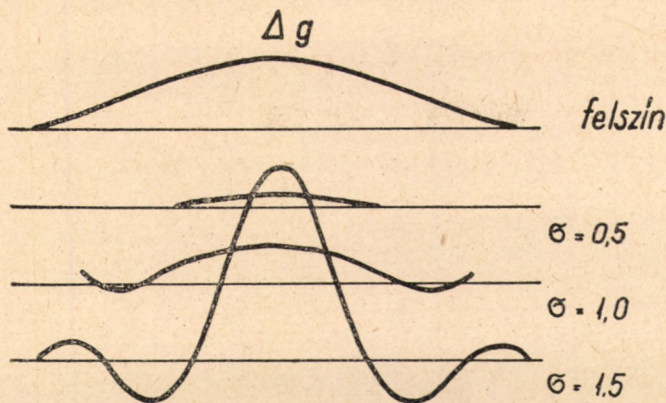
Az elmondottakat Magyarország *Bouguer-anomália* térképe jól szemlélteti. E térkép értelmezésénél hazai szakembereink egy részénél a közelmúltban az alábbi két nézet gyökeresedett meg, amelyeknek helytelensége főleg a hibás általánosításokra vezethető vissza. Ez a két nézet: 1. A *Bouguer-anomáliák* az *alaphegység domborzatát* tükrözik; 2. A pozitív *Bouguer-anomáliák* (gravitációs maximumok), és különösen a *maradékanomáliák* az *alaphegység fölött* a *pannoniai rétegekben* kialakult *boltozódásokat* tükrözik.

A maga helyén mind a két nézet igaz lehet, de általánosítani egyiket sem szabad. Ezt néhány példával megvilágítjuk.

A *Sopron környéki* kristályos pala felszínen levő tömegeinek területén jóval kisebb (0—0,5 mgal) gravitációs anomália mutatkozik, mint pl. az *Alföld D-i részén Madaras és Tompa környékén* (+35—40 mgal), ahol néhány száz, esetleg ezer méter vastag fiatal fedőréteg alatt mezozoós *alaphegység* van.

Ezek az *anomáliák* nagyobbak a *Mátra hegység*, sőt a *Bükk hegység* nagy részének *anomáliáinál* is. *Biharnagybajom környékén* a *kristályos alaphegység* 1400—1600 m mélységben van, a *Kőszeg—Rohonc-i kristályos hegység* a felszínen van. *Lovászínál* helyenként 4000 m-nél is vastagabb *neogén*

üledék valószínűleg mezozoós alaphegységet fed, a Balaton D-i partján paleozoós alaphegység felett mindössze 1–200 m vastag fiatal üledékes kőzet van. A felsorolt területeken, amelyek igen különböző rétegtani, szerkezeti és dimensionális viszonyokat mutatnak, a gravitációs anomáliák értéke megegyezik, illetve a különbségek 5 mgalnál nem nagyobbak.



26. A Δg -görbe, mint több réteg gravitációs hatásának eredője (Tsuboi és Fuchida nyomán)

E látszólagos abnormitások mindegyikének természetesen megvan a maga magyarázata a helyi sűrűségviszonyokban. A néhány kiragadott példával azt akartuk szemléltetni, hogy az anomáliakép és az alaphegység összefüggése korántsem egyszerű, és regionális értelemben mi sem áll távolabb a valóságtól, mint az a hiedelem, hogy a gravitációs kutatás az alaphegységet mintegy „lefényképezi”.

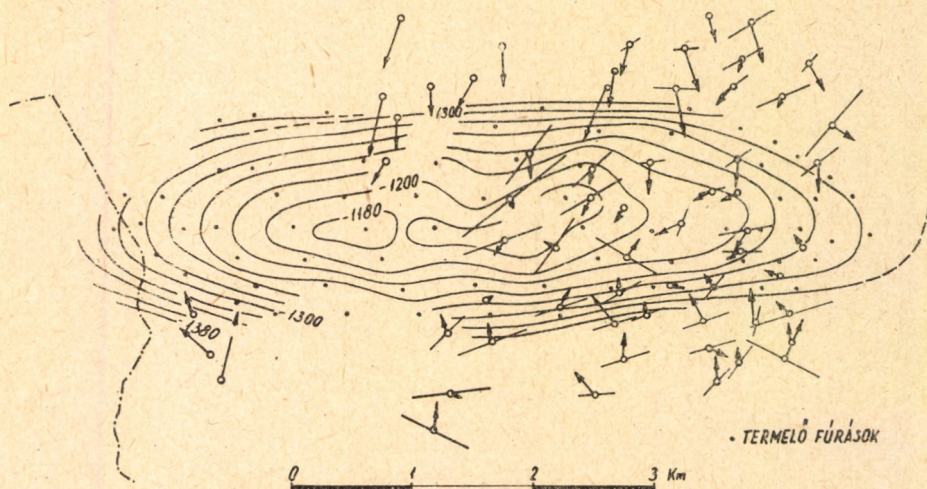
A *maradékanomália* a *Bouguer-anomáliatérkép*en az izogamma vonalak kiöblösödésében jelentkezik. Ebből grafikusan vagy számítással (magasabb deriváltakkal) szokták a *maradékanomáliát* feltehetően létrehozó zárt boltozat gravitációs képét megszerkeszteni. Így történt ez a közismert *nagylenyeli* kutatásoknál is. A fúrások azonban nem találtak zárt boltozatot, hanem egy mélybeli teraszt, amely a gravitációs képben szintén mint kiöblösödés szokott jelentkezni. Még szerencse, hogy ezek a fúrások egyúttal feltárták Magyarország legnagyobb kőolajmezőjét.

A gyakorlati (kutató) gravitációs mérések célja az, hogy a mérések eredményeként kapott *gradiens*-, *görbület*- vagy *izogammatérkép*ből a kutatott terület földtani viszonyaira, szerkezeti felépítésére és a felépítésben résztvevő kőzetek anyagi minőségére vonatkozóan mindazokat az adatokat megadja, amelyek a módszer korlátain belül lehetségesek.

Az *izogammatérkép* szintvonalas domborzati térkép benyomását kelti. Ezen azt értjük, hogy az eltakart szerkezet, illetve domborzat magasabb részei nagyobb anomália-értékekkel jellemezhetők, mint a mélyebb részek. Az izogamma vonalakat azonban mégsem lehet mélységi szintvonalaknak tekinteni, mert mint az előbbiekből láttuk, számtalan hatás hozhatja létre

ugyanazt a gravitációs képet, másrészt ha mégoly egyszerű is a felépítés (két homogén réteg), az eltakart szerkezet valóságos viszonyai a gravitációs képben lesimítva jelennek meg. Ez részben azért van, mert az eltemetett árkokban a nagyobb rétegvastagság következtében nagyobb rétegtömörülés jön létre, mint az eltemetett hércek felett.

Első közelítésben a Δg -anomáliákról csak azt mondhatjuk, hogy ahol gravitációs maximum van, tehát ahol a Δg -értékek nagyobbak a környezetük-



27. A lovászi kőolajmező gradiens- és görbülettérképe, a mélyfúrások alapján megállapított szintvonalakkal (alsópannóniai réteg)
(MAORT nyomán)

ben levő ilyen értékeknél, ott a sűrűbb tömegek közelebb vannak a felszínhez, mint a környező helyeken. Ahol viszont kisebbek, ott *gravitációs minimum* van. Ilyen helyeken a sűrűbb tömegek távolabb vannak a felszíntől, mint a hely környezetében.

Eötvös Loránd ismerte fel először azt, hogy a gravitációs anomáliák a földkéreg felső részének szerkezetével kapcsolatban vannak. *Böckh Hugó* magyar geológus gondolt először arra, hogy *Eötvös-ingával* eltemetett szerkezeteket tudatosan lehet kutatni². Ettől kezdve indult el diadalútján az *Eötvös-inga*, a gravitációs kutatómódszer és általában a geofizikai kutatás szerte a világon.

A magyarországi kőolajmezőket is főleg *Eötvös-ingával* kutatták fel. Hogy a *gradiens- és görbülettérkép* a mélybeli szerkezeti viszonyokat milyen jól jellemzi, azt a 27. ábra szemlélteti.

Az ábrán a *lovászi kőolajmező gradiens- és görbületi térképét* láthatjuk, az alsó pannóniai képződmények tetején — a mélyfúrások alapján — szer-

² *Böck Hugó*: Az Erdélyi Medence földgázt tartalmazó antiklinálisairól. Jelentés az Erdélyi Medence földgázélfordulásai körül eddig végzett kutatómunkálatok eredményeiről. I. rész.

kesztett szintvonalakkal. Meg kell jegyezni, hogy ennek a szerkezetnek alaphegységmagja itt igen nagy mélységben van.

A *gradienstérkép* rendkívül szemléletes teszi a *gravitációs maximumokat* és *minimumokat*. A gradiensek a maximum felé mutatnak, a minimumtól elirányulnak.

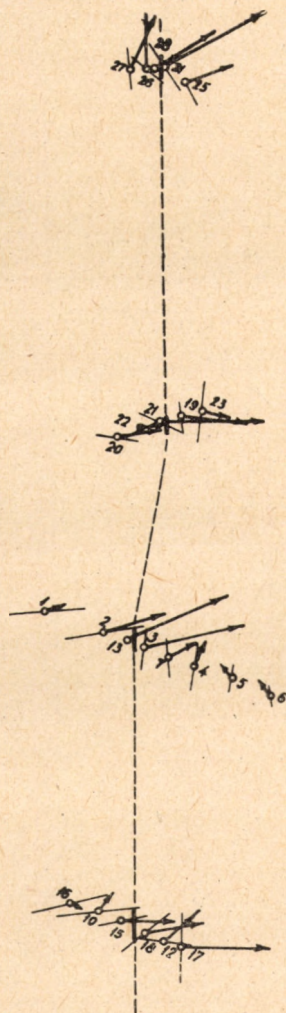
Eltakart törésvonalakat legjobban gradiens-és görbületszelvényekkel lehet kijelölni. A törés helye ott keresendő, ahol a gradiens maximális. A görbület a fennmaradt oldalon párhuzamos a vető csapásával, a lezökkent oldalon erre merőleges (28. ábra). A törés két oldalának bizonyos szélességű sávjában a gradiensek túlnyomó többségükben párhuzamosak, abszolút értékük pedig a törésvonal mentén — mint mondottuk — maximális értéket vesz fel.

Törésvonalakra utalnak az egyenes lefutású *izogamma vonalak* is, amelyek éles (45°, 90°, 135° körüli) szögben változtatnak irányt.

Enyhébben gyúrt üledékes kőzettömegek simább gravitációs képet adnak. Meglehetősen egyenmű üledéksor esetén az antiklinális maximum, a szinklinális minimum formájában jelentkeznek.

Nagy kiterjedésű eltemetett hegységek felett, az eltemetett hegységvonulat pereménél torlónyomás következtében meggyűrődött, kisebb méretű fiatalabb boltozat a gravitációs térképen néha nem zárt maximumként, hanem ún. „orr”-ként jelentkezik, vagyis az izogamma vonalak egy bizonyos irányban kiöblösödnek. Ilyenkor ennek helyi hatása az eltemetett hegység regionális hatásától nehezen különíthető el, jöllehet a feladat az előbbinek a körülhatárolása. Ha ezt a helyi hatást, amelyet *maradékhatásnak* (residual anomáliának) nevezünk, az összhatásból levonjuk, csak akkor tudjuk a helyi szerkezeti viszonyokat körvonalazni.

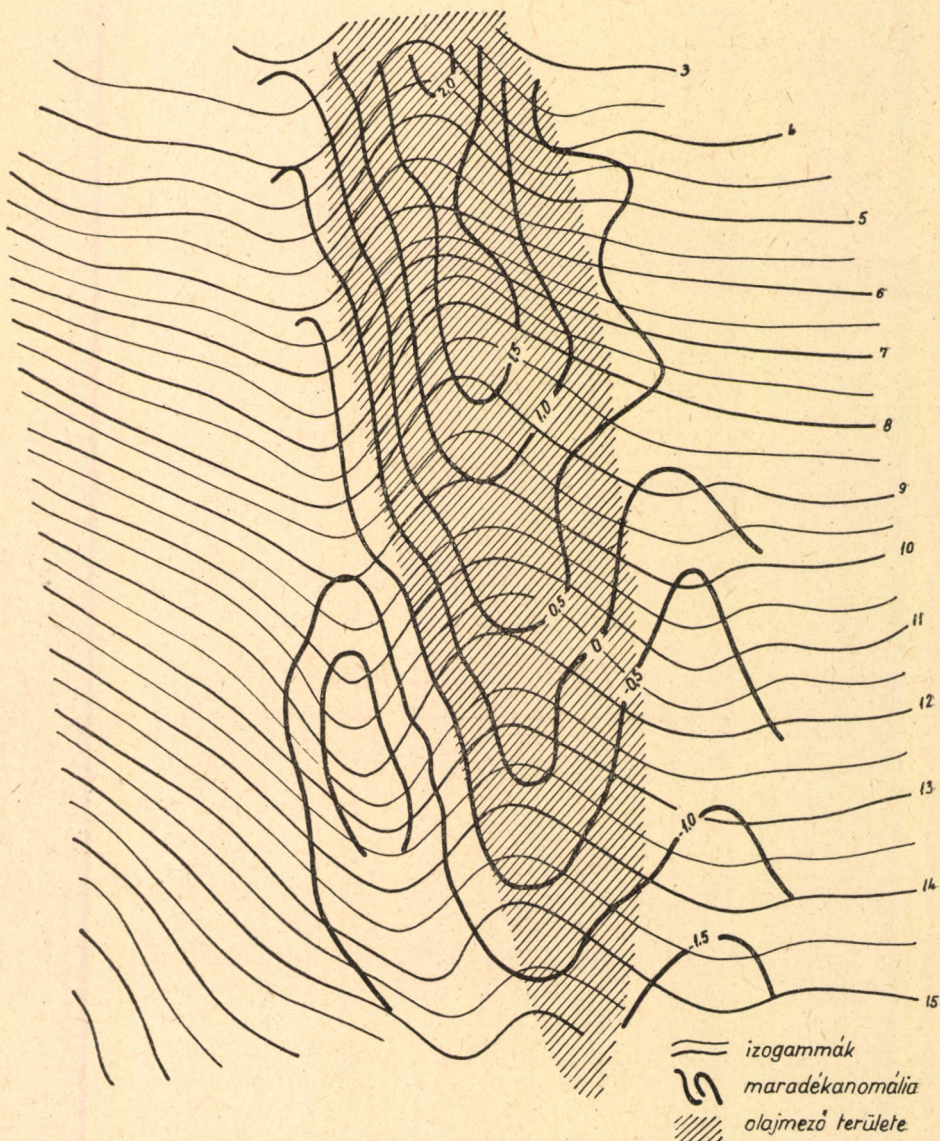
Egyszerűbb esetekben a területi hatás elemzése grafikus úton elvégezhető. Ennek elve az, hogy a helyi szerkezettől távolabb levő, zavartalanabb részek izogammáit a kiöblösődéssel mutatkozó anomálián keresztül szabályos, egyszerű és egyenletes lefutású görbékkel helyettesítjük (29. ábra). Ha nagyon összetett szerkezeti hatással állunk szemben, vagy a maradékhatás viszonylag kicsiny, a grafikus eljárás nem vezet célra. Ilyenkor a helyi hatást a területi hatástól csak számítással lehet szétválasztani. A számítási módszer alapja az, hogy a nehézségi erőnek egy adott sugarú környezet kerületi átlagától való eltérése a gyorsulás második differenciálhányadosával van szoros összefüggésben. Ezért ezt az eljárást $\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}$ módszernek, vagy a *második derivált mód-*



28. Gradiens- és görbület-értékek egy barnakőszenes terület törése mentén (Egyed nyomán)

szereinek is nevezik. A maradékhataés elkülönítése csak akkor lehet sikeres, ha a nagy regionális hatású alaphegység elég mélyen van a fiatalabb szerkezet alatt és az utóbbi homogén kőzetek építik fel.

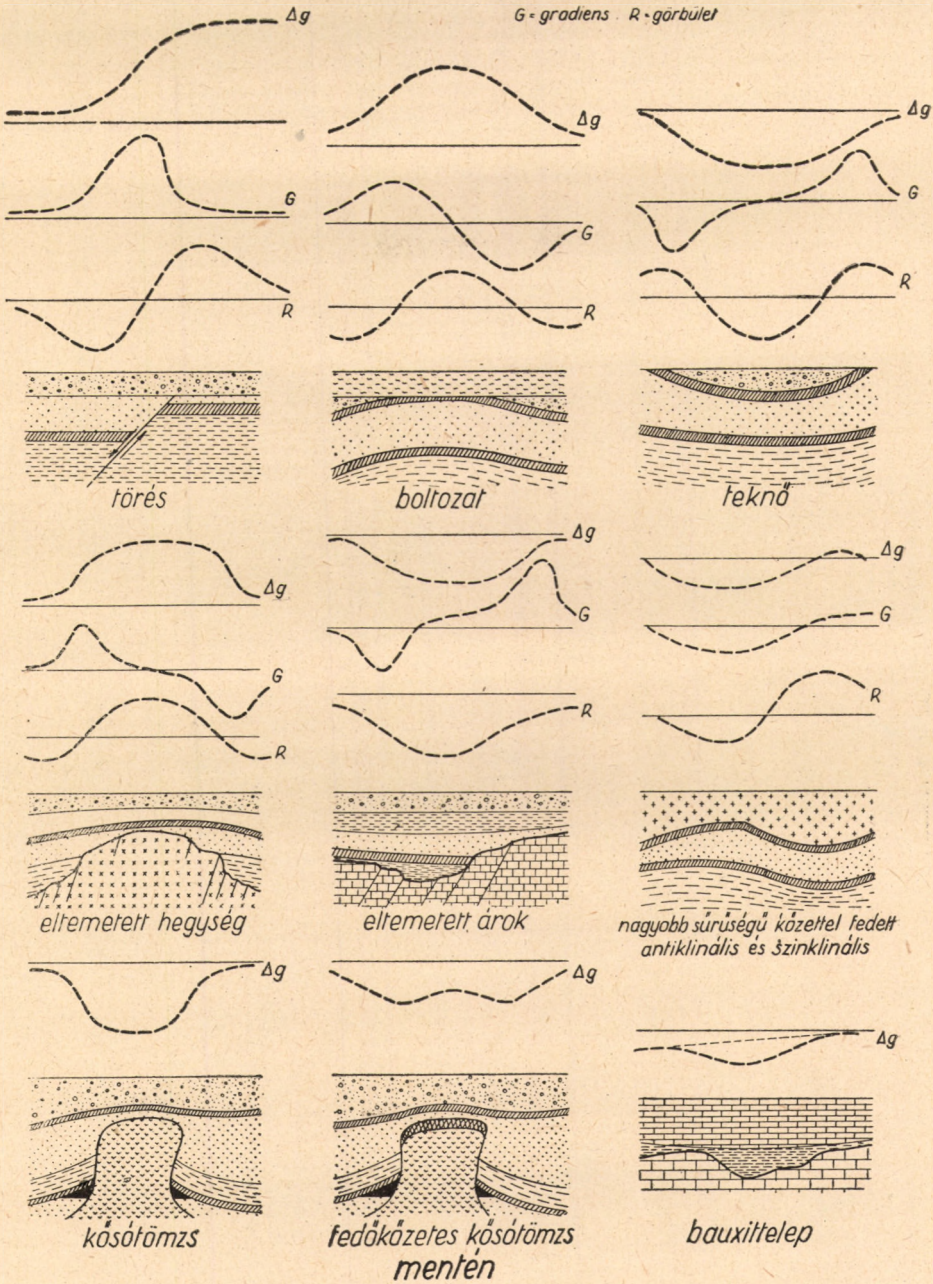
A nem nagy mélységben levő eltemetett hegységek gravitációs képe meglehetősen zavaros. A gradiensekből és az izogamma vonalakból azonban a törésvonalak jól kiolvashatók.



29. Maradék-anómália a Wellington-kőolajmezőn
(Egyed nyomán)

Gravitációs anomáliák

G - gradiens R - görbület



30. Települési alapformák idealizált gravitációs hatása (Δg , gradiens, görbület)
(Egyed nyomán)

Ha az eltemetett hegység nagyobb mélységben van, akkor az izogamma térkép kevésbé zavaros, és emlékeztet a szerkezeti antiklinális izogamma térképére.

A fedőkőzet nélküli *kősdómok* területén legtöbbször kör alakú minimumot észlelünk. A kősdómzsöt határoló törések — ha a tömzs nem túl nagy mélységben van — a *gradienstérképen* jól felismerhetők.

A fedőkőzetes kősdómok képe igen jellegzetes : gravitációs minimum közepén kis maximum van.

Az egyes települési alapformák idealizált gravitációs hatását a 30. ábrán szemléltetjük.

MÁGNESÉG

A földmágneses tér és a kőzetek mágneses sajátosságai

Az előző fejezetekben tárgyalt gravitációs jelenségek az általánosan ismert *mágneses jelenségekhez* képest sokkal egyszerűbbek. Ennek az az oka, hogy a gravitációs jelenségek körében csupán vonzó erővel kell számolnunk, míg a mágnesség esetében vonzó és taszító erők egyaránt felléphetnek. A mágneses hatók ennek megfelelően *bipolaritást* mutatnak. Ez a körülmény jelentős mértékben nehezíti a jelenségek vizsgálatát, mert a két pólus egymástól nem választható el, és ezért a két pólusnak csak az együttes hatása vizsgálható. Ezen a nehézségen bizonyos mértékben úgy segítettek, hogy hosszú mágnesrudakat (tűket) vizsgáltak, amelyeknél a távolabbi pólus hatása első közelítésben elhanyagolható. Ilyen módon végzett vizsgálatok eredményét foglalja össze a *Coulomb-féle törvény*, mely szerint az egymástól való távolságukhoz képest pontszerű μ_1 és μ_2 mágneses töltések

$$p = c \cdot \frac{\mu_1 \cdot \mu_2}{r^2}$$

erővel hatnak egymásra, ha egymástól r távolságra vannak. Ha a mágneses töltések egyneműek, akkor a p erő taszító — pozitív —, azaz a töltések közötti távolságot növelni igyekeznek, különemű töltések esetén az erő vonzó — negatív. A c tényező értéke attól függ, hogy miképpen választjuk meg a mágneses töltés egységét. Ha a c tényezőt egységnyiinek vesszük, akkor egységnyi az a mágneses töltés, amely a magával egyenlő mágneses töltést egységnyi távolságból egységnyi erővel taszítja.

Mivel önálló mágneses töltések nem lehetségesek, hiszen a különböző előjelű mágneses töltések nem választhatók el egymástól, ezért a legcélszerűbb a számításokat is dipólusokkal végezni. Ez teszi szükségessé, hogy a *mágneses nyomaték* fogalmát bevezessük. Valamely mágnes, másként mágneses dipólus nyomatéka alatt az

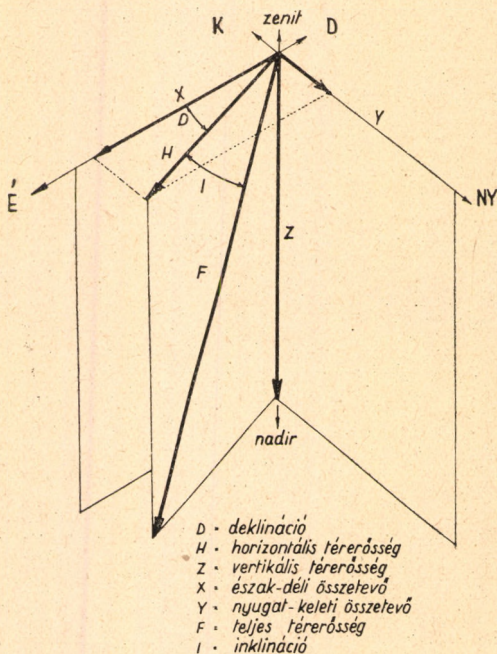
$$M = \mu \cdot l$$

szorzatot értjük, ahol μ a mágnes pólusának töltését, l pedig a két különemű töltés egymástól való távolságát jelenti.

Bármely mágnes a közelében levő másik mágnesre hatást gyakorol. Ezt juttatjuk kifejezésre azzal, hogy minden mágnes maga körül *mágneses teret* létesít. A hatás forgató hatás, ami az erőterbe hozott mágnes meghatározott irányba igyekezik beállítani. Az erőter különböző pontjaiban különböző mértékű hatást észlelhetünk. A mágneses tér egyes pontjait a *térerősséggel* jellemezhetjük. Ez alatt azt a vektort értjük, amelynek abszolút-

értékét a tér szóban forgó pontjában elhelyezett egységnyi nyomatékú mágnesre ható maximális forgatónyomaték adja, irányát pedig a tér hatására szabadon beálló mágnes tengelye — a déli pólust az északival összekötő egyenes — jelöli ki.

Mindennapos tapasztalat mutatja, hogy a súlypontjában felfüggesztett



31. A mágneses térerősségösszetevők

mágnes bárhol a Földön meghatározott irányba áll be. Ezért mondjuk, hogy a Föld maga is mágnes, amelynek két pólusa a földrajzi sarkok közelében helyezkedik el. A mágnesek pólusait is aszerint különböztetjük meg egymástól, hogy szabadon felfüggesztve miképpen helyezkednek el a földi mágneses térben. Északi pólusnak nevezzük a mágnesnek azt a végét, amely a Földnek az északi sark közelében levő pólusa felé mutat (az északi pólus helyén levő mágneses töltést tekintik a számításokban pozitív előjelűnek), a másik vége a déli pólus.

A földi mágneses teret akkor ismerjük, ha tudjuk, hogy a tér minden pontjában mekkora a térerősség vektora. Ha koordináta-rendszerünket a nehézségi gyorsuláshoz kötjük, akkor a földi mágneses tér erősségét a következő három adattal jellemezhetjük (31. ábra) :

- a) azzal a szöggel, amelyet a súlypontjában felfüggesztett és szabadon beálló mágnesű (mágneses) tengelyén átmenő függőleges sík — a mágneses meridián — a vizsgálat helyének meridiánsíkjával bezár. Ez a mágneses elhajlás vagy másként deklináció (D) ;
- b) a mágneses térerősségnek a mágneses meridiánba eső vízszintes összetevőjével (H) és
- c) a mágneses térerősség függőleges összetevőjével (Z).

A földi mágneses térerősség abszolút értékét a vízszintes és a függőleges összetevőből így számítjuk ki :

$$F = \sqrt{H^2 + Z^2}.$$

Néha a földi mágneses tér erősségét jellemző előbbi három adat közül a függőleges összetevő helyett a mágneses lejtést (I) szokták megadni. Ezen a térerősségvektor és a vízszintes sík által bezárt szöget értik. Ebben az esetben a térerősség abszolút értékét az

$$F = \frac{H}{\cos I},$$

a függőleges összetevőt pedig a

$$Z = H \cdot \operatorname{tg} I$$

összefüggésből határozhatjuk meg.

A földi mágneses tér okát első közelítésben egy olyan mágneses dipólus terének tekinthetjük, amely a Föld középpontja közelében helyezkedik el. Alkothatunk a földi mágneses tér erősségét jellemző összetevőkre is éppen úgy, mint a nehézségi gyorsulásra olyan összefüggést, amely ezeket az összetevőket a hely függvényeként adja meg. Minthogy azonban a földmágneses tér változása kevésbé egyszerű törvényszerűséget követ, mint a nehézségi tér, az összetevőket csak kisebb területegységen belül szokták a földrajzi koordináták függvényeként megadni. Hazánk területére 1950 elején a következő függvények adják meg az összetevőket:

$$\begin{aligned} D_{1950,0} = & -100,9 - 0,05249 \Delta\varphi + 0,37001 \Delta\lambda \\ & + 0,0005354 \Delta\varphi^2 + 0,0001155 \Delta\varphi\Delta\lambda \\ & - 0,00003447 \Delta\lambda^2, \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} H_{1950,0} = & 21839,36 - 8,9430\Delta\varphi + 0,1845 \Delta\lambda \\ & + 0,000896 \Delta\varphi^2 + 0,000226 \Delta\varphi\Delta\lambda + 0,000385\Delta\lambda^2, \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} Z_{1950,0} = & 40432,05 + 9,90227 \Delta\varphi + 0,92675 \Delta\lambda \\ & - 0,0027884\Delta\varphi^2 + 0,0011063 \Delta\varphi\Delta\lambda + 0,0003647 \Delta\lambda^2. \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} I_{1950,0} = & 61^\circ 36',84 + 0,95253 \Delta\varphi + 0,02233 \Delta\lambda \\ & - 0,00031624\Delta\varphi^2 + 0,00005739 \Delta\varphi\Delta\lambda \\ & - 0,00002477 \Delta\lambda^2, \end{aligned}$$

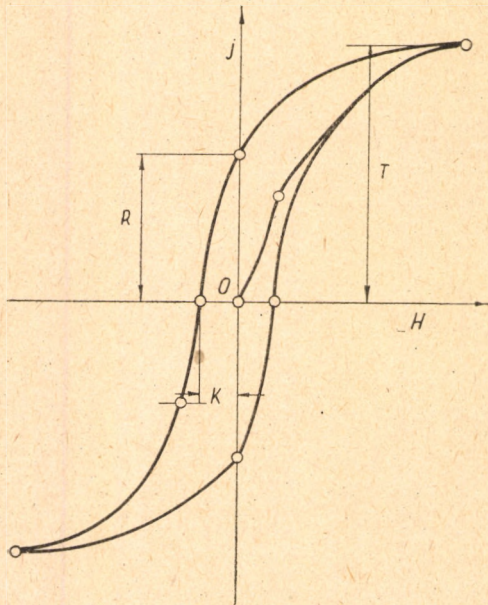
ahol $\Delta\varphi$ és $\Delta\lambda$ a $\varphi_0 = 45^\circ 30'$ szélességgel és a $\lambda_0 = 16^\circ 00'$ hosszúsággal jellemzett ponttól számított földrajzi koordinátákat jelentik.

Ezek az összefüggések csak vázlatosan írják le a földi mágneses tér magyarországi részét. A mérések azt mutatják, hogy hazánk különböző helyein a tér ettől jelentős mértékben is eltérhet. Ennek oka a kőzetek mágneses tulajdonságaiban keresendő.

Ha mágneses térbe anyagot viszünk, akkor azt tapasztaljuk, hogy a mágneses tér ezzel megváltozik, eltorzul. A torzulást az okozza, hogy az anyag a mágneses térben maga is mágnessé válik, és a tere az eredeti mágneses térhez hozzáadódik. A különféle anyagok a mágneses teret különböző mértékben torzítják, tehát az anyagi minőségtől is függő jelenséggel állunk szemben.

Az anyag tehát a mágneses tértől mágnesezett állapotba kerül, a mágneses tér az anyagot mágnesezi. Amidőn az anyagot a mágneses térből eltávolítjuk, mágnesezettségi állapota nem szűnik meg, hanem csak a mágneses nyomatéka lesz kisebb, mint volt a mágnesező térben. Azt mondjuk, hogy az anyag a mágnesező térben *gerjesztett mágnessé* válik, amidőn pedig ebből a térből eltávolítjuk, a gerjesztés nyomát csökkent nyomatékú *remanens mágnessé*ként őrzi meg.

A szövevényesnek látszó helyzetet egyszerűen tekinthetjük át, ha a mágnesező tér erőssége és a mágnesezett anyag nyomatéka közötti összefüggést vizsgáljuk. A mágnesezettség általában igen bonyolult módon függ a mágneses térbe helyezett anyag alakjától. Ha azonban a mágnesezés egyenletes, akkor a részek mágneses nyomatéka arányos a térfogatukkal, úgyhogy a mágnesezettség fokát a térfogategység mágneses nyomatékával ($j = \frac{M}{v}$, ha v a térfogat) jellemezhetjük. Elegendő tehát, ha azt vizsgáljuk, hogy az



32. Mágneses hiszterézisgörbe

ként *mágneses szuszceptibilitás* pedig a vizsgált anyagra jellemző állandó; számértéke megadja, hogy mekkora lesz a térfogategységnyi anyag mágneses nyomatéka, ha a mágnesező tér erőssége egységnyi.

A mágnesező tér erősségének további növelése esetén a mágnesezés erőssége a lineáris szakasznál először lényegesen meredekebben növekszik, nagyobb térerősségnél a mágnesezés erősségét ábrázoló görbe meredeksége egyre csökken, sőt párhuzamossá válik az abszcisszatengellyel. Ekkor már hiába növeljük a mágnesező tér erősségét, a mágnesezés erőssége tovább már nem növelhető: az anyagot *telítettségig* (T) mágneseztük.

Ha a mágnesező tér erősségét a telítettségig történő mágnesezés után ismét fokozatosan csökkentjük, akkor azt tapasztaljuk, hogy a mágnesezés erőssége is csökken. A folyamat azonban nem megfordítható. A *lemágnesezés*-sel járó változást a diagramban egészen más görbeszakasz írja le, mint a *felmágnesezést*. Amidőn a mágnesező tér eltűnik, a vizsgált anyag még mindig meghatározott R nyomatékkal, *remanens mágnességgel* rendelkezik. Ahhoz, hogy az anyag nyomatéka teljesen megszűnjék, a felmágnesező térrel ellentétes irányú és meghatározott — a vizsgált anyagra jellemző — K erősségű

egységnyi térfogat mágneses nyomatéka, a mágnesezés erőssége miként változik a mágnesező tér erősségével.

A vizsgálat eredményét a 32. ábrán bemutatott típusos mágnesezési görbe alapján a következőkben foglalhatjuk össze. A vizsgálat kezdetén, vagyis zérus térerősség mellett — ha az anyag még nem volt mágneses térben — a mágnesezés erőssége is zérus. Ha mágnesező tér erősségét fokozatosan növeljük, a mágnesezés erőssége a koordináta-rendszer kezdőpontjából (O) kiindulva, kis szakaszon belül lineárisan növekszik. Erre a szakaszra egy

$$j = \alpha \cdot H$$

alakú összefüggés érvényes, ahol H a mágnesező tér erőssége, a α arányossági tényező, az ún. *fajlagos mágnesezhetőség*, vagy más-

mágneses teret kell alkalmaznunk. Ezt a térerősséget a szóban levő anyag *koercitív erejének* nevezzük. Ennek az ellentétes irányú mágneses térnek a növelésével a mágnesezés erőssége is az előzővel ellentétes irányúvá lesz, és abszolútértéke a *telítettségi állapot* eléréséig állandóan növekszik. A folyamat megfordítása után zérus térerősségnél az előbbtől csupán előjelben különböző *remanens mágnességet* figyelhetünk meg. Ahhoz, hogy ezt a mágnességet eltüntessük, a *koercitív erőnek* megfelelő pozitív irányú mágnesező teret kell előállítanunk. Innen a mágnesező tér erősségét tovább növelve, újból elérjük a telítettségi állapotot, és ezzel bezárul az egész folyamatot képviselő görbe, a *hiszterezis-görbe* (32. ábra).

A görbének azt a szakaszát, amely a folyamat kezdeti (a koordináta-rendszer kezdőpontjától a telítettségi állapot első eléréséig tartó) szakaszát írja le, *szűzgörbének* nevezik. Meg kell említenünk még, hogy a *hiszterezis-görbe* által határolt terület mérőszáma arányos azzal a munkával, amit a térfogategységnyi anyaggal a *körfolyamat* során közölnünk kell. Ez a munka az anyag molekuláinak átrendeződése folyamán irreverzibilis módon hővé változik.

Mágnesezhetőség szempontjából a különböző anyagok közötti különbséget minden részletére vonatkozóan a *hiszterezis-görbéből* olvashatjuk le. Kis erősségű mágneses terekben — ilyen a földi mágneses tér is — elegendő, ha az anyagok fajlagos mágnesezhetőségére vagyunk tekintettel. Ebből a szempontból az anyagokat két csoportba osztjuk :

- a) ha az anyag fajlagos mágnesezhetősége pozitív, *paramágnesnek*,
- b) ha pedig negatív, akkor *diamágnesnek*

nevezzük. *Paramágnesek* a magmás kőzetek, az ércék ; *diamágneses* a kőso, néhány karbonátos, szulfátos és foszfátos kőzet. Az ún. *ferromágneses anyagokról* külön szokás beszélni. Ezeknek az anyagoknak a fajlagos mágnesezhetősége CGS-rendszerben az egység körül mozog. Ilyenek a meteoritek vas- és nikkeltanyaga, valamint a magnetit.

A *ferromágneses anyagokra* jellemző, hogy mágnesezhetőségük emelkedő hőmérséklettel általában csökken. Meghatározott hőmérsékleten, az ún. *Curie-ponton* felül elvesztik *ferromágneses tulajdonságukat*, és gyengén *paramágnesesekké* válnak. A vas *Curie-pontja* 769 C° , a kobalté 1075 C° , a nikkelt pedig 360 C° .

Az anyagnak az előzőekben körvonalazott mágneses tulajdonságai adják magyarázatát annak, hogy miért nem lehet a földi mágneses teret egyszerű módon leírni annak ellenére, hogy első közelítésben a Föld középpontja közelében levő mágneses dipólus terének tekinthető. A földkéreg anyagai ugyanis benne vannak a Föld mágneses terében és itt mágneseződnek. Emiatt a földi mágneses tér elméleti megfontolások szerinti viszonylagos egyenletes eloszlása megváltozik, eltorzul. Azt az eltérést, amivel az észlelt földmágneses térerősség a szóban levő területre megadott normális (házánkban az előzőekben közölt normálérték-egyenletből számítható) térerősségtől különbözik, *földmágneses rendellenességnek* vagy *mágneses anomáliának* nevezzük.

A *földmágneses rendellenesség* oka a fentiek szerint a kőzetek mágnesezhettségében keresendő, és két komponensre bontható. Egyik részét a *gerjesztett (indukált) mágnesség* teszi. Ez a rész a térerősségnek és az anyag *mágneses szuszceptibilitásának* függvénye. A mágnesség másik része a *remanens*

mágnességéből származik. *Remanens mágnesezettség* szempontjából főleg a *magmás kőzetek* jönnek számításba. Ezek megmerevedésük előtt érik el a *Curie-pontot*. Amidőn ugyanis az olvadék a *Curie-pont* alá hűl, újból jelentkeznek a benne levő *ferromágneses anyagok* ferromágneses tulajdonságai, vagyis az olvadékban levő elemi mágnesek a földmágneses tér hatására könnyebben rendeződnek, mégpedig a tér irányába, és ebben a helyzetben maradnak az olvadék megszilárdulása után is. Ezek a kőzetek tehát megmerevedésük után a földmágneses tértől független, ún. *remanens mágnesezettséggel* rendelkeznek (félreértések elkerülése miatt hangsúlyoznunk kell, hogy ebben az esetben a *remanens mágnesezettség* fogalma nyilván más tartalommal bír, mint a *histerézis-görbe* értelmezésénél). Minthogy a gerjesztő földi mágneses tér erőssége viszonylag elég kicsi, a kőzetek *gerjesztett mágnessége* általában meglehetősen kicsi, míg a kőzetek *remanens mágnessége* sokszor a *gerjesztett mágnesség* többszörösét is kiteszi.

Ha tehát valamely területen a *földmágneses rendellenességeket* térképen ábrázoljuk, akkor a terület kőzeteinek *gerjesztett és remanens mágnesezettsége* által meghatározott kép rajzolódik ki. Ez a kép a kőzetek mágnesezettség szerinti eloszlásáról ad felvilágosítást. Ez a földmágneses kutatómódszer fizikai alapja. Ezt a fizikai alapot egészíti ki az a földtani, kőzettani tény, hogy az egyes kőzetek a gerjesztő földi mágneses térben különbözőképpen mágneseződnek.

Nem tárgyalva részletesen azt a kérdést, hogy a kőzetek *gerjesztett és remanens mágnesezettsége* hogyan viszonylik egymáshoz, a következőkben kőzetcsoportonként fogjuk megvizsgálni a kőzetek mágnesezhetőségének törvényszerűségeit.

Magmás kőzetek

A mágmás kőzetek mágnesezettségét két tényező befolyásolja :

1. a kőzet ásványos összetétele,
2. a kőzeten végbement epigenetikus és átalakulási folyamatok.

Gyakran halljuk azt a megállapítást, hogy a kőzetek mágnesezettsége *vastartalmuktól* függ. Ez azonban csak első közelítésben állja meg a helyét, mert pontosabb vizsgálat azt mutatja, hogy ebből a szempontból a *vas vegyértéke* döntő. A háromvegyértékű vas ugyanis jobban mágnesezhető, mint a kétvegyértékű. Éppen ezért nem a kőzetek vastartalmát, hanem a *magnetit-tartalmuk* ($Fe'' Fe''' O_4$) és a mágnesezhetőségük között fennálló összefüggést célszerű vizsgálni. A magnetit után legerősebben mágnesezhető a *pirrhotin*, valamint az *ilmenit* és a *titanomagnetit* (IV. táblázat).

A kőzetek ásványos összetétele és mágnesezhetősége közti összefüggést általánosságban vizsgálva azt látjuk, hogy a sötét színű bázisos kőzetek jobban mágnesezhetőek, mint a világosabb színű savanyú kőzetek. Ez könnyen érthető, mert a bázisos kőzetekben dúsulnak fel a *magnetit* és *ilmenit*, valamint az ugyancsak elég jól mágnesezhető *vas-, mangán alkálimetaszilikátok*, az ún. színes elegyrészek (amfibol, augit, piroxének stb.). A kvarc viszont csak kis mennyiségben fordul bennük elő. A savanyú kőzetekben ellenben sok a *kvarc*, a *savanyú* (káli) *földpát* — pl. ortoklász — és kevés bennük, vagy pedig teljesen hiányzik belőlük a magnetit.

A mágnesezettség nemcsak az ásványos összetételtől, azaz a mágneses ásvány mineműségétől függ, hanem annak mennyiségétől és szemcsenagy-

ságától is. Minél több a *magnetit* vagy valamely más erősen mágneses anyag egy kőzetben, annál mágnesesebb maga a kőzet is. Ezenkívül kőzettörmeléken végzett kísérletek kimutatták, hogy a finomszemű törmelék (kőzetpor) mágnesezhetősége kisebb, mint a durvább szeműé. A tapasztalat azt az ezzel összhangban álló tényt mutatja, hogy a mélységbeli (kristályos, szemcsés) kőzetek mágnesezettsége általában nagyobb, mint vulkáni, kiömlési (mikrokristályos) fáciesűeké, jóllehet magmaanyaguk, azaz ásványos összetételük azonos.

A kőzet története tárgyalásunk szempontjából azoknak a földtani folyamatoknak a sorát jelenti, amelyeken a kőzet megszilárdulása óta átment, és amelyek a kőzet mágnesezettségét befolyásolták. E folyamatok az *epigenesis* (pl. újrarendődés) és a *metamorfózis* különböző fázisai során játszódnak le. Ilyen folyamatok még : újabb magmás intrúziók, hegységszerkezeti mozgásokkal kapcsolatos mechanikai igénybevétel és szöveti átalakulás.

A villám 10^4 A nagyságrendű árama — különösen a sötét színű bázisos kőzeteken — figyelemre méltó mágnesező hatást fejthet ki. Kis kiterjedésű, de nagyértékű mágneses maximumot gyakran erre az okra vezethetünk vissza. Villámcsapásból ered néha kiemelkedő hegyesűcsok látszólagos szabálytalan polaritása is.

A *ferromágneses anyagok remanens mágnesezettsége* a hőmérséklet emelkedésével csökken. A többi mágneses paraméter (koercitív erő, mágnesezhetőség) azonban a hőmérséklet változásával szemben kőzetenként egyénileg viselkedik.

A mágnesezettség a hőmérséklet emelkedésével kezdetben lassan, majd gyorsabban csökken a kritikus, ún. *Curie-pontig*, amely *pirrotinnál* $348\text{ }^{\circ}\text{C}$, *magnetitnél* $525\text{ }^{\circ}\text{C}$ és *hematitnél* $645\text{ }^{\circ}\text{C}$. Ez azt jelenti, hogy 20 km mélységen túl kőzet nem lehet mágnesezett. Viszont lehetséges, hogy a rendkívüli nyomás és hőmérséklet a felszínen ismeretlen fizikai körülményeket teremtenek. A mágnesezettség felszíni eloszlásának vizsgálata mindenesetre azt mutatja, hogy a mágnesezettség nagyobb része a Föld magjából származik. A *Curie-ponttal* kapcsolatban megfigyelt jelenségek általános érvényét kétségesé teszi az a körülmény is, hogy a Napnak is erős mágneses tere van, holott felszíni hőmérséklete $5900\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Ha valamely mágneses kőzetet *Curie-pontjáig* hevítjük és utána lehűtjük, mágnesezettségét kisebb hőmérsékleten nyeri vissza. Ezt a jelenséget, amely főleg a *pirrotinnál* lép fel, a *mágnesezettség hőmérsékleti histerézisének* nevezik.

A természetben működő erők mechanikai hatása megváltoztathatja a kőzetek mágnesezettségét és remanens mágnességét ; viszont megfordítva : a mágnesezettség is okozhat deformációt. A mágnesezettség okozta deformációk, és a deformációk (pl. húzás, hajlítás, csavarás) okozta mágneses hatások között kölcsönös és megfordítható az összefüggés.

Egyidejű csavarás és feszítés (nyújtás) negatív mágnesezettséget eredményez. Fúrórudazat és fúrómagok gyakori erős mágnesezettsége is ebben leli magyarázatát.

A kőzetek vegyi vagy mechanikai mállása befolyásolja a mágnesezettséget. Mivel a háromvegyértékű vas mágnesezhetőbb, mint a kétvegyértékű, ha a *magnetit limonittá* vagy *hematittá* alakul át (mállik), mágnessége csökken.

Fordítva : ha üledékes eredetű kétvegyértékű vas kontakt vagy dinamometamorf hatások következtében háromvegyértékűvé alakul, mágnesezett-

sége növekszik. Ezért intruzív testek közelében mágnesezhető ásványok gyakran feldúsulnak.

Ha hegység szerkezeti mozgások a mágnesezett testek térbeli elhelyezkedését megváltoztatják, akkor a remanens mágnesség következtében gyakran látszólagos *anomális polarizáció* áll elő.

E fejezetben tárgyalt jelenségek egy része egészen általános jelenség, ezért mindhárom közetfélésegre érvényes. Az indokolja ezeknek a magmás kőzeteknél történő tárgyalását, hogy itt lépnek fel a legjellegzetesebben.

Üledékes kőzetek

Az üledékes kőzetek mágnesezhetőségére vonatkozólag értelem szerűen alkalmazhatóak azok a megállapítások, amelyeket az előző fejezetben a magmás kőzetekkel kapcsolatban tettünk. Üledékes kőzetekben azonban a mágnesezhető anyagok más törvények szerint oszlanak el, mint a magmás kőzetekben.

A szerves és vegyi eredetű üledékes kőzetekben igen kevés mágnesezhető elegendő rész szokott lenni, ami azt jelenti, hogy az ilyen kőzetek általában kevésbé mágnesezhetőek.

A törmelékes üledékes kőzetekben ellenben, különösen egyes homokkővekben gyakran feldúsul a mágnesezhető anyag. Ilyen pl. az ilmenittartalmú monacithomok.

Törmelékes üledékes kőzetek részben magmás kőzetekből származnak. Az üledékes kőzetek e fajtájánál legvalószínűbb, hogy mágnesezhető ásványokat tartalmaznak. Ez az oka annak, hogy nagy homokkőterületeket nagy mézskőterületektől még felderítő jellegű, légi mágnesezhető mérésekkel is jól el lehet különíteni.

Az üledékes kőzetek általában azért szegényebbek mágnesezhető anyagokban, mert a mechanikai felaprózódás, vegyi átalakulás (Fe^{+++} átalakulása Fe^{++} -vé) is csökkenti a mágnesezhetőséget, illetve mágnesezhetőséget.

Átalakult kőzetek

A kőzetek átalakulásánál olyan folyamatok játszódnak le, amelyek a mágnesezhetőséget általában növelhetik. A felszálló magmával való érintkezés következtében létrejövő kőzetátalakulásnál, a *kontakt metamorfózis*nál a magmából részben vas-mangán alkálimetaszilikátok rakódnak le az átalakult kőzetben, részben pedig a kőzetben eredetileg is bentlevő kétvegyértékű vas a nagy nyomás és a nagy hőmérséklet hatására háromvegyértékűvé alakul át. Mindkét folyamat a kőzet mágnesezhetőségének növekedését eredményezi.

Nyilvánvaló azonban, hogy nemcsak a fizikai hatások döntik el azt, hogy az átalakult kőzet mennyire lesz mágnesezhető, hanem maga a kiindulási kőzetanyag is. Szerves és vegyi eredetű üledékes kőzetből átalakulás folyamán sohasem lesz annyira mágnesezhető kőzet, mint törmelékes eredetű üledékes kőzetből vagy éppen magmás kőzetből.

A magmás kőzetekből átalakult kőzetek eléggé mágnesezhetőek, és üledékes környezetüktől földmágnesezhető mérésekkel általában eléggé jól elválaszthatók.

A metamorf vasérctelepek igen erősen mágnesezettek. Felkutatásuk a földmágnesezhető kutatómódszernek klasszikus feladata.

A kőzetek mágnesezhetőségét a IV. táblázat mutatja.

A kőzetek, ércásványok és ércek mágneses szuszceptibilitása

Az adatok nagyrészt észak-amerikai és európai kőzetekre vonatkozó, főleg C. A. Heilandtól származó adatok. A hazai és egyéb — Heilandnál nem szereplő — adatokat külön feltüntettük

K ő z e t	Mágneses szuszceptibilitás (10 ⁻⁶ CGS)	K ő z e t	Mágneses szuszceptibilitás (10 ⁻⁶ CGS)
1. Magmás kőzetek		3. Átalakult kőzetek	
a) <i>Mélyégi kőzetek</i>		Gneisz	10—2000
Gránit	8	Kristályos pala	115
	28	Fillit	130
	27	Szerpentin	14100
Szienit	2720—3580	Vaskvarcit (Krivoj-Rog)	550
Diorit	46,5		
	47,1	É r c á s v á n y o k	
Gabbro	68,5—69,5	Pirit	4,53
		Markazit	5,43
b) <i>Kiömlési kőzetek</i>		Kalkopirit	32,15
a) <i>Paleovulkanitok</i>		Kassziterit	88,3
Porfirit	40— 45	Piroluzit	127,69
Diabáz	64— 106	Arzenopirit	236,82
β) <i>Neovulkanitok</i>		Wolframit	240,89
Dolerit	88— 130	Krómit	244,51
Bazalt	480—7000	Pirrotin	125000
		Sziderit	100
2. Üledékes kőzetek		Ankerit	23,55— 100
Homokkő	15,1—16,8	Hematit	40 — 100
Agyag	20—39	Limonit	2,19— 61
Pala	44—54	Oolitos barnavasérc ..	210 — 300
Mészkö	3,8	Magnetit (Ural).....	625 —1620
Dolomit	1,8	Magnetit (Kirunavaara)	540 —1265
Dolomit (Balaton-felvidék)	14		
Anhidrit és gipsz	1—10		

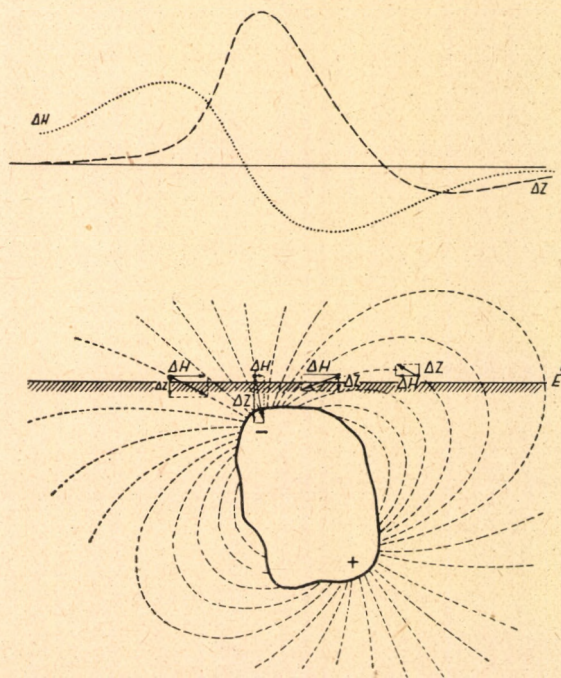
A kőzetek mágnesezettsége és a mágneses rendellenesség

A mágnesezhető kőzettömegeket a Föld mágneses tere gerjeszti. Ez a *gerjesztett mágnesesség* a kőzettömeg mágnesezhetőségével arányos. A kőzetnek azonban *remanens mágnesezettsége* is lehet, mert keletkezése alkalmával is kaphatott mágneses nyomatókot.

A kőzetek gerjesztett és remanens mágnesezettségének viszonyában három esetet különböztethetünk meg :

1. a *remanens mágnesezettség* a *gerjesztett mágnesezettség* mellett elhanyagolható ;
2. a *remanens mágnesezettség* mellett a *gerjesztett mágnesezettség* elhanyagolható ;
3. a *gerjesztett* és *remanens mágnesség* nagyságrendje egyező.

Ha a kőzet *gerjesztett mágnesezettsége* mellett a *remanens mágnesezettsége* elhanyagolható, akkor a körülötte levő mágneses tér úgy fogható fel, mintha ennek a kőzettömegnek — mint önálló mágnesnek — térerőssége az elméleti térerősséghez hozzáadódott volna. Ez a kőzettömeg elméletileg olyan mágnessel helyettesíthető, amelynek É-i (+) pólusából indulnak ki az erővonalak, és D-i (-) pólusába térnek vissza. Ahol a felszínre kilépő erővonalak haladási iránya a tér erővonalaiéval egyezik, ott az elméleti térerősséget



33. Mágnesezett kőzettömeg és anomália az É-i féltéken
(Egyed nyomán)

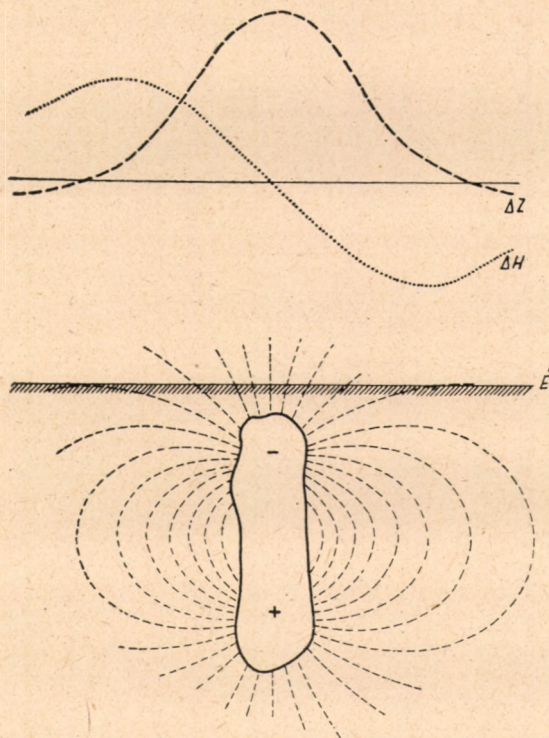
növelik, ahol ellenkezőleg haladnak, ott viszont csökkentik. Ha a valóságos térerősségből az elméleti értéket levonjuk, a maradék az anomália terének értékét adja. Ennek meg kell egyeznie a mágneses kőzettömeg saját erőterének értékével. Vizsgáljuk meg az anomália terét összetevőkre bontva (33. ábra).

Az ábra a következőket mutatja: a függőleges összetevő rendellenességének egy maximuma és két minimuma lesz. Abszolút értékben legnagyobb a maximum, s ez a felszínhez közelebb eső pólustól, vagyis a gerjesztett tömeg gerincétől délre kerül. A maximumtól északra és délre is van egy-egy minimum, ahol az anomáliák negatívak. Az északra eső minimum közelebb van a gerjesztett tömeghez és abszolút értéke nagyobb. A másik minimum sokkal távolabbra kerül a maximumtól és abszolút értéke kisebb.

A vízszintes összetevő rendellenességének egy maximuma és egy minimuma van a magasabb szélességeken. A maximum az északi féltéken a függő-

leges összetevő rendellenességének legnagyobb értékétől délre esik, legkisebb értéke pedig negatív lesz, és a függőleges összetevő rendellenességének maximuma és északi minimuma között helyezkedik el.

Ha a gerjesztett mágnesezettség a remanens mágnesezettség mellett elhanyagolható, és a valóságos térerősségértékből levonjuk az elméleti értéket, a teljes anomália képe az előzőhöz hasonló lesz, csak irányát és méreteit



34. Függőleges tengelyű, állandó nyomatékú tömeg, felszínközlelben D-i mágnesezettséggel ($\Delta Z, \Delta H$)
(Egyed nyomán)

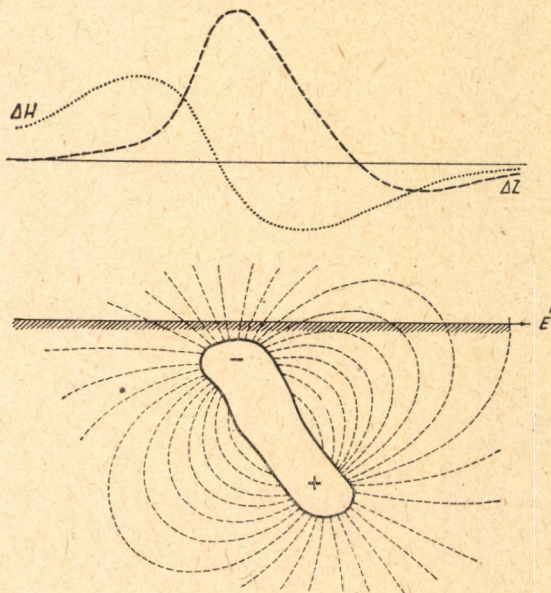
a tömeg önálló mágneses nyomatéka határozza meg. Minthogy ennek helyzete a földi mágneses térhez képest tetszőleges, az anomáliakép változatos lehet. Vizsgáljunk meg négy jellegzetes esetet.

1. Ha a tömeg mágneses tengelye függőleges, és déli pólusa van a felszín közelében, akkor közvetlenül a tömeg felett a függőleges összetevő rendellenességének minimuma által övezett maximumát észleljük.

A vízszintes összetevő anomáliáiban a tömegtől délre maximumot, északra minimumot észlelünk, amelyek a tömeghez képest szimmetrikusan helyezkednek el (34. ábra).

2. Ha a tömeg nem függőleges, hanem ferde, akkor a függőleges összetevő rendellenességének maximuma a tömeghez viszonyítva eltolódik a tengely lejtésével ellentétes irányban. A nagyobb minimum a lejtés irányába, a kisebb minimum pedig az ellenkező oldalra kerül.

A vízszintes összetevő rendellenességének kialakulását erősen befolyásolja a tömeg mágneses tengelyének a mágneses északhoz való irányítottsága. Ha a tömeg dél felé lejt, akkor a maximum délre esik, és a gyengébb minimum északra. Ellenkező dőlés esetén a szélső értékek mérete felcserélődik. Nyugatkeleti dőlés esetén a maximum és a minimum mérete egyezik, de a függőleges rendellenesség maximumának helyzetéhez képest nyugat felé eltolódnak (35. ábra).



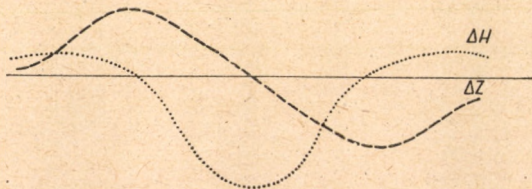
35. Ferde tengelyű, állandó nyomatékú tömeg felszínközelségben D-i mágnesezettséggel (ΔZ , ΔH)
(Egyed nyomán)

3. Ha a tömeg vízszintes vagy közel vízszintes, déli pólusa felett a függőleges összetevőnek maximuma van, az északi felett pedig minimuma.

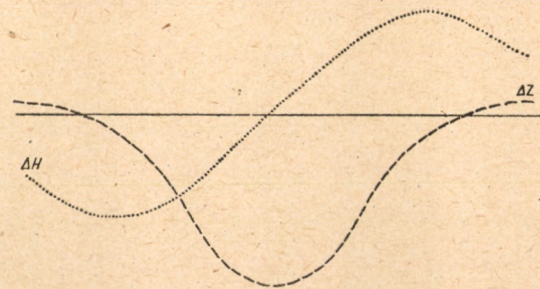
A vízszintes összetevő rendellenességeinek kialakulása ellenben ismét a mágneses tengelynek a mágneses északhoz való irányítottságától függ. Ha a mágneses tengely észak-déli irányú, és a tömeg déli pólusa északra esik, akkor a vízszintes összetevőnek a tömeg felett maximuma lesz, ettől északra és délre pedig két gyengébb negatív minimum jelentkezik. Ha a tömeg északi pólusa esik északra, a szélső értékek felcserélődnek. Ha a mágneses tengely nyugat-keleti irányban helyezkedik el, a vízszintes összetevő anomáliaképében a két pólus felett egy-egy maximum-minimum pár alakul ki (36. ábra).

4. Önálló mágneses nyomatékú függőleges tömeg, ha északi pólusa van a felszín közelében (az északi féltekén), a tömeg fölött a függőleges összetevőben minimumot hoz létre, távolabb pedig gyengébb maximum észlelhető. A vízszintes összetevő a tömegtől északra maximumot, attól délre minimumot jelez (37. ábra).

Hátra van még annak megvilágítása, hogy milyen anomáliakép alakul ki a gerjesztett és a remanens mágneses nyomaték nagyságrendjének egyezése esetében. Ilyenkor a két nyomaték eredőjéből adódó mágnes olyan anomáliaképet hoz létre, amely az előző esetek valamelyikével azonosítható.



36. Vízszintes tengelyű, állandó nyomatékú tömeg körül kialakuló mágneses anomáliák (ΔZ , ΔH)
(Egyed nyomán)



37. Függőleges tengelyű, állandó mágneses nyomatékú tömeg körül kialakuló mágneses anomáliák, ha a felszín közelében az É-i pólus van (ΔZ , ΔH)
(Egyed nyomán)

A földtani viszonyok kapcsolata a mágneses rendellenességgel

A földmágneses módszer a felszín alatti viszonyok tisztázására, tehát kutatásra csak a következő esetek valamelyikében alkalmazható.

a) Magmás területeken, ahol a magma differenciálódottsága következtében egyes helyi képződményekben, fészkekben, lencsékben, telérekben a jól mágnesezhető elegyrészek, tehát a magnetit, ilmenit, pirrotin feldúsulnak.

b) Nagy üledékes medencékben, ahol az alaphegység mágnesezhetősége kicsi (pl. mészkő), az alaphegységet borító fiatalabb törmelékes üledékes kőzetek pedig, minthogy magmás kőzetek lepusztulásából származnak, mágnesezhetőbbek. Ilyen helyeken földmágneses kutatást lehet alkalmazni a fedőréteg vastagságváltozásainak kvalitatív nyomonjárására.

c) Olyan területeken, ahol nagyobb mágnesezhetőségű, magmás eredetű alaphegységre kisebb mágnesezhetőségű üledékes kőzetek települnek. Ilyen területeken szintén a fedőréteg vastagságának kvalitatív meghatározása lehet a kutatás célja, de ebben az esetben a minimumokat kell úgy értelmezni, mint az előző esetben a maximumokat.

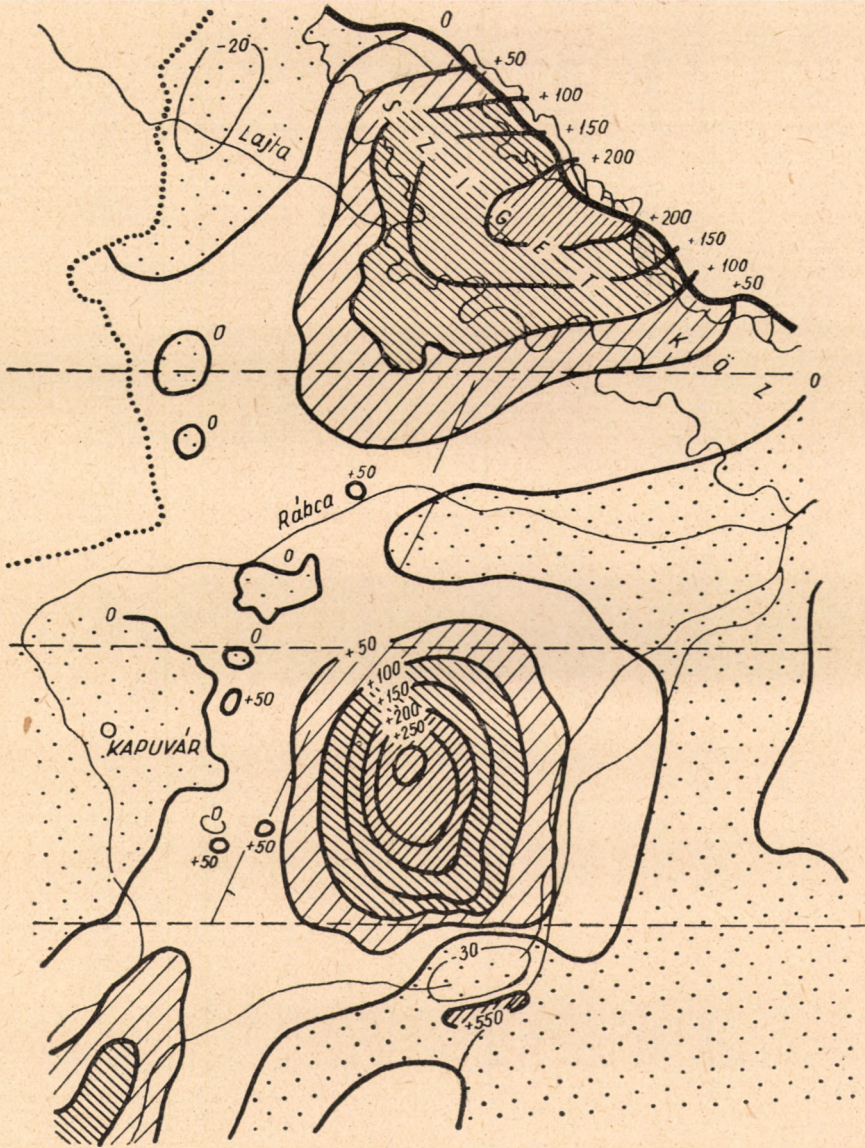
d) Kisebb mágnesezhetőségű üledékes kőzetek közé közel függőlegesen, vagy közel vízszintesen települt, illetve benyomult magmás kőzettömegek területén.

A felszínen levő vagy a felszínhez közel elhelyezkedő magmás kőzetek mágneses hatása gerjesztett hatás, amely szabályosabb és nyugodtabb anomáliaképet mutat, mint a kisméretű magmás testek önálló nyomatékából származó hatás. Ezek a kisméretű magmás testek helyi ércfeldúsulások, telérek, tömzsök lehetnek. Ezek teszik változatossá a nagy magmás terület anomáliáinak egyébként nyugodtabb képét. Különösen akkor emelkednek ki élesen a területi határból, ha a felszínhez közel vannak. Ha azonban a nagyméretű magmás kőzet a felszíntől távolabb van, akkor sokkal inkább a vastagsággal arányos gerjesztett mágnesség jut szerephez, és az anomáliák képét is ez alakítja ki. Törések jelenlétére is következtethetünk abból, ha nyugodt anomáliaképet úgy zavarnak meg helyi jellegű anomáliák, hogy a zavarodottság azért bizonyos (közelítőleg mértani) szabályszerűséget is mutat. Ilyen területeken ugyanis jogosan feltételezhető, hogy az idősebb magmás kőzet hasadékaiban át fiatalabb, esetleg bázisosabb, nagyobb mágnesezhetőségű, jellegzetes irányú remanens mágnességű láva tört fel, és rátelepült az idősebb magmás kőzetre, vagy annak hasadékait kitöltötte. Ha az egyes utólag feltörő mágneses tömegek önálló mágneses nyomatékú góccokat alkotnak, akkor az ilyen helyeken az anomáliák nyugodt menetét erősen változó zavartabb részletek váltják fel.

Ha egy kis mágnesezhetőségű (pl. mészkő-)alaphegységet magmás kőzetek lepusztulásából származó törmelékes, üledékes kőzet borít, akkor a mágneses anomáliák feltehetően ott lesznek nagyobbak, ahol a nagyobb mágnesezhetőségű fedőképződmény vastagabb, vagyis ahol az alaphegység mélyebben van. Az anomália kialakításában elhanyagolható szerep jut a fedő üledékes képződményeket felépítő szemcsék eredeti mágneses sajátosságainak, minthogy ezek bármilyen egyéni hatása az összképben átlagolva kiegyenlítődik. Ez azt jelenti, hogy a szemcsék eredeti remanens mágnessége elvileg számításon kívül hagyható és a mágneses tér anomáliáit a gerjesztett tér alakítja ki. A vertikális intenzitás anomáliájában ott kapunk maximumot, ahol az ilyen réteg a legvastagabb, minimumot pedig ott, ahol ez a réteg a

legvékonyabb. Tehát, mint említettük, az alaphegység mélyebb részeinek (különösen, ha ugyanitt gravitációs minimum is van) a vertikális intenzitás anomáliáinak maximuma felel meg, és fordítva.

Olyan területeken, ahol az alaphegység magmás eredetű, és fölötte kisebb mágnesezhetőségű üledékes kőzet van, elvileg és első közelítésben a *b)* pontban ismertetett helyzetnek az ellenkezője ismerhető fel. Az anomáliakép elrendeződésének részleteit az alábbiak szerint világítjuk meg. Azokon



38. Üledékes kőzetek közé benyomult lakkolit mágnese képe
(Egyed nyomán)

a helyeken, ahol a nagyobb mágnesezhetőségű magmás tömeg a felszínhez közelebb emelkedik, vagyis olyan szerkezetek felett, amelyeknek magjában nagy mágnesezhetőségű kőzetbérc van, a függőleges térerősség anomáliáiban maximum alakul ki. Ez a maximum — amint az előző fejezetben megvilágítottuk — az északi félgömbön kissé dél felé tolódik el az inklinációnak megfelelően. A maximumot északról erősebb, délről gyengébb minimum kíséri. A függőleges térerősség anomáliájának maximumát a vízszintes térerősség maximuma és minimuma fogja közre. Ha a területről gravitációs térkép is áll rendelkezésre, abból azt láthatjuk, hogy a gravitációs maximum északra van a függőleges térerősség anomáliájának maximumától.

A felsorolt hatásokat elsősorban a gerjesztett mágnesség hozza létre, és nem a remanens mágnesség, mert az eltemetett magmás hegység belsejében levő remanens góccok — amennyiben szabálytalan elrendezésűek — egymás hatását statisztikusan feltehetően kiegyenlítik. Ha azonban ezek a belső remanens góccok mind egy irányban vannak polározva — és ez nagyon könnyen lehetséges —, akkor hatásaik összegeződnek és jelentős értékűvé válhatnak.

Az üledékes kőzetek közé benyomult magmás kőzetek (intrúziók) — kialakulásuk mechanizmusa (kürtön át történt feltörés) folytán — általában a körhöz közel álló alaprajzot mutatnak és vastagságuk nem nagy. Minél közelebb vannak a felszínhez, annál élesebben jelentkeznek és annál kisebb területen észlelhetők. Nagyobb mélységben hatásuk erősen csökken, és az anomáliakép kiegyenlítettebbé válik (lásd 38. ábra).

Ha rátekintünk egy földmágneses anomáliatérképre, azt látjuk, hogy az általában változatosabb, mint egy gravitációs térkép. Ezt az összehasonlítást a valóságban természetesen nem lehet elvégezni, mert mindkét térkép más-más mért mennyiséget, más-más egységben és eltérően skálázva mutat. Mindössze a keltett benyomásra célunk, amikor a mágneses térkép nagyobb változatoságáról beszélünk. Ennek a jelenségnek a magyarázata abban van, hogy a kőzetek mágnesezhetősége sokkal erősebben ingadozik, mint a sűrűsége. Erre vonatkozólag utalunk a „Köszénkutatás geofizikai módszerekkel” c. fejezetben levő 135. és 136. ábrára.

A földmágneses kutatómódszer

Láttuk, hogy a földmágneses tér jellemzésére egy-egy pontban három adatot kell ismernünk, a *deklinációt*, továbbá a térerősségnek a *vízszintes és a függőleges összetevőjét*. Láttuk azonban azt is, hogy a gyakorlati geofizikai kutatások szempontjából csak az ún. *földmágneses rendellenességek* (anomáliák) jelentősek, vagyis azt keressük, hogy a valóságos térerősség térbeli változása mennyivel különbözik a normálisnak tekintett térbeli változástól. Ezért a gyakorlati geofizikai feladatok megoldásánál elegendő, ha a térerősség jellemzőinek térbeli változását mérjük, nem fordítva figyelmet a jellemzők — a változásoknál csak sokkal körülményesebben és hosszadalmasabban mérhető — abszolút értékére.

Ez a körülmény felment minket az alól, hogy azoknak a műszereknek az ismertetésével foglalkozzunk, amelyekkel a földmágneses tér jellemzőinek abszolút értékét lehet meghatározni. Elegendő, ha csak a földmágneses tér összetevőinek térbeli változását mérő műszereket, az ún. *mágneses változás-mérőket*, *variométereket* ismertetjük.

Deklinációs variométer

A gyakorlati földmágneses kutatásoknál csak ritkán szoktunk a deklináció térbeli változására támaszkodni. Magyar vonatkozása miatt azonban ennek ellenére megemlítjük azt a módszert, amelyet *Eötvös Loránd* dolgozott ki és alkalmazott a *deklináció térbeli változásának* mérésére.

A meg gondolás alapjait képező viszonyokat a 39. ábrán tekinthetjük át, ahol c_A és c_B az A , illetőleg a B állomáson a csillagászati meridiánt, m_A és m_B pedig a mágneses meridiánt jelöli. D_A -val és D_B -vel jelöltük a két állomáson a deklinációt, míg μ_A jelöli az A állomáson a B felé mutató irány és az A állomás mágneses meridiánja által bezárt szöget, ennek alapján μ_B , α és β jelentése az ábrából kiolvasható.

Ha a meridiánkonvergenciától eltekintünk, akkor c_A és c_B egymással párhuzamosak, következésképpen

$$\alpha + \beta = 180^\circ.$$

Az ábra szerint pedig

$$\mu_A = \alpha - D_A,$$

$$\mu_B = \beta + D_B,$$

amiből összeadás útján kapjuk, hogy

$$\mu_A + \mu_B = (\alpha + \beta) + (D_B - D_A),$$

vagyis

$$\mu_A + \mu_B = 180^\circ + (D_B - D_A).$$

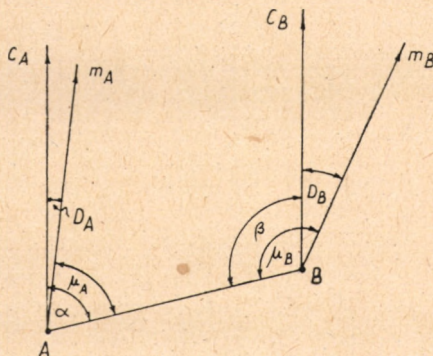
Eszerint két észlelőnek két teljesen egyforma *mágneses teodolittal* kell — hogy a deklináció időbeli változását figyelmen kívül hagyhassuk — egy időben meghatározni, hogy a másik állomás felé mutató irány mekkora szöget zár be a saját mágneses meridiánjával. Az A és a B állomás közötti deklinációváltozást, a $(D_B - D_A)$ -t a $(\mu_A + \mu_B)$ szögösszegnek a 180° -tól való eltérése adja meg.

A Schmidt-féle horizontális és vertikális variométer

A *Schmidt-féle horizontális variométer* lényegét egy mágneses lengő képezi, amely a tömegközéppontjához közelfekvő és a mágneses tengelyére merőleges helyzetű tengely körül foroghat. Ha a forgási tengely kelet-nyugat irányban helyezkedik, akkor a földmágneses térerősség a lengőre annak mágneses nyomatékával arányos forgatónyomatékot fejt ki. Hat még a lengőre a forgási tengelyen kívül eső tömegközéppont miatt a nehézségi erőből származó forgatónyomaték is. A lengő egyensúlyi helyzetében ez a két forgató hatás egyenlő és ellenkező értelmű.

A viszonyokat a mágneses meridián síkjában feltüntető 40. ábra jelöléseit felhasználva — ha pozitívnak az óramutató járásával megegyező forgást tekintjük — a földmágneses tér forgatónyomatéka :

$$F_m = M \cdot H \cdot \cos \vartheta - M \cdot Z \cdot \sin \vartheta$$

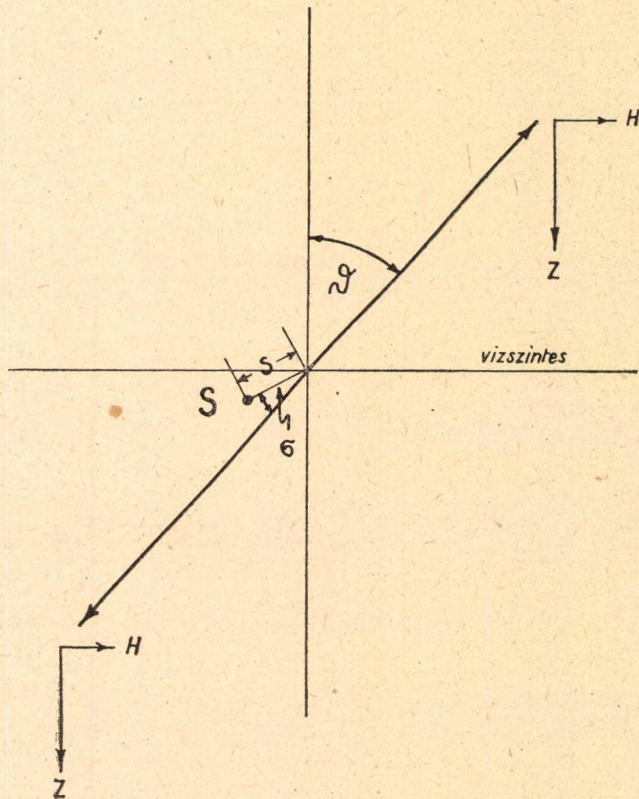


39. A deklinációváltozás mérésének elve
(Eötvös L.)

a nehézségi tér forgatónyomatéka pedig

$$F_g = -m \cdot g \cdot \sin(\vartheta + \sigma),$$

ahol M a lengő mágneses nyomatékát, m a tömegét jelenti. Megjegyzendő, hogy S a lengő tömegközéppontját jelöli.



40. A Schmidt-féle horizontális variométer elve

Egyensúly esetén :

$$F_m + F_g = 0,$$

vagyis

$$M \cdot H \cdot \cos \vartheta = m \cdot g \cdot s \cdot \sin(\vartheta + \sigma) + M \cdot Z \cdot \sin \vartheta.$$

Ebből az összefüggésből látható, hogy a ϑ -szög a földmágneses tér erősségétől függően a tér különböző pontjaiban más és más lesz. A térerősség horizontális összetevőjének különbsége két állomáson észlelt ϑ_1 és ϑ_2 szögből az előbbi összefüggést véve alapul, így számítható ki :

$$H_1 - H_2 = \frac{m \cdot g \cdot s \cdot \cos \sigma + M \cdot Z_2}{M \cdot \cos \vartheta_1 \cos \vartheta_2} \cdot \sin(\vartheta_2 - \vartheta_1) + (Z_2 - Z_1) \operatorname{tg} \vartheta_1.$$

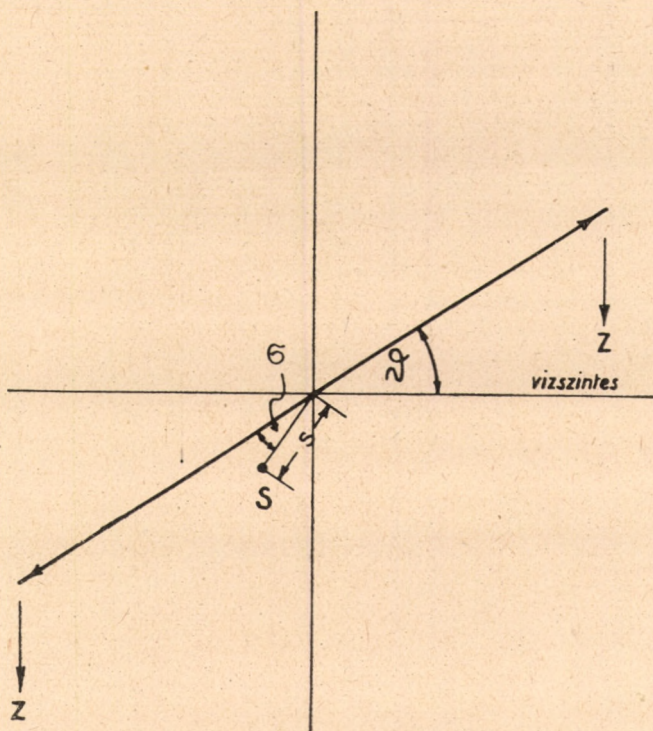
Ha a lengőt úgy szerkesztjük meg, hogy mágneses tengelye közel függőleges helyzetet foglaljon el, akkor a szögek kicsinyek, úgyhogy a

$$\begin{aligned}\sin(\vartheta_2 - \vartheta_1) &\approx \vartheta_2 - \vartheta_1, \\ \cos \vartheta_1 &\approx 1, \\ \cos \vartheta_2 &\approx 1\end{aligned}$$

közelítést alkalmazva, és a jobb oldalon levő második tagot másodrendű kicsinyként elhanyagolva, a

$$H_2 - H_1 = \frac{m \cdot g \cdot s \cdot \cos \sigma + M \cdot Z}{M} (\vartheta_2 - \vartheta_1) = \varepsilon_H (\vartheta_2 - \vartheta_1)$$

összefüggésre jutunk, ahol az ε_H -nak jelölt törtet a horizontális variométer műszerállandójának nevezik.



41. A Schmidt-féle vertikális variométer elve

A Schmidt-féle horizontális variométer tehát lehetővé teszi, hogy a földmágneses térerősség horizontális komponensének két-két állomás közötti változását szögméréssel határozzuk meg.

A Schmidt-féle vertikális variométer lényeges része, a lengője annyiban különbözik a horizontális variométer lengőjétől, hogy a forgási tengely észak-déli irányban helyezkedik el. A 41. ábra síkja merőleges a mágneses meri-

dián síkjára és függőleges helyzetű. Az ábra jelöléseit használva fel, a földmágneses tér forgatónyomatéka

$$F_m = M \cdot Z \cdot \cos \vartheta,$$

a nehézségi tér forgatónyomatéka pedig

$$F_g = -m \cdot g \cdot s \cdot \cos (\vartheta - \sigma).$$

Egyensúly esetén

$$F_m + F_g = 0$$

vagyis

$$M \cdot Z \cdot \cos \vartheta = m \cdot g \cdot s \cdot \cos (\vartheta - \sigma).$$

Ebből az összefüggésből, hasonló eljárással, mint ahogyan a horizontális variométernél kaptuk, a

$$Z_2 - Z_1 = \frac{m \cdot g \cdot s \cdot \sin \sigma}{M} (\vartheta_2 - \vartheta_1) = \varepsilon_Z (\vartheta_2 - \vartheta_1)$$

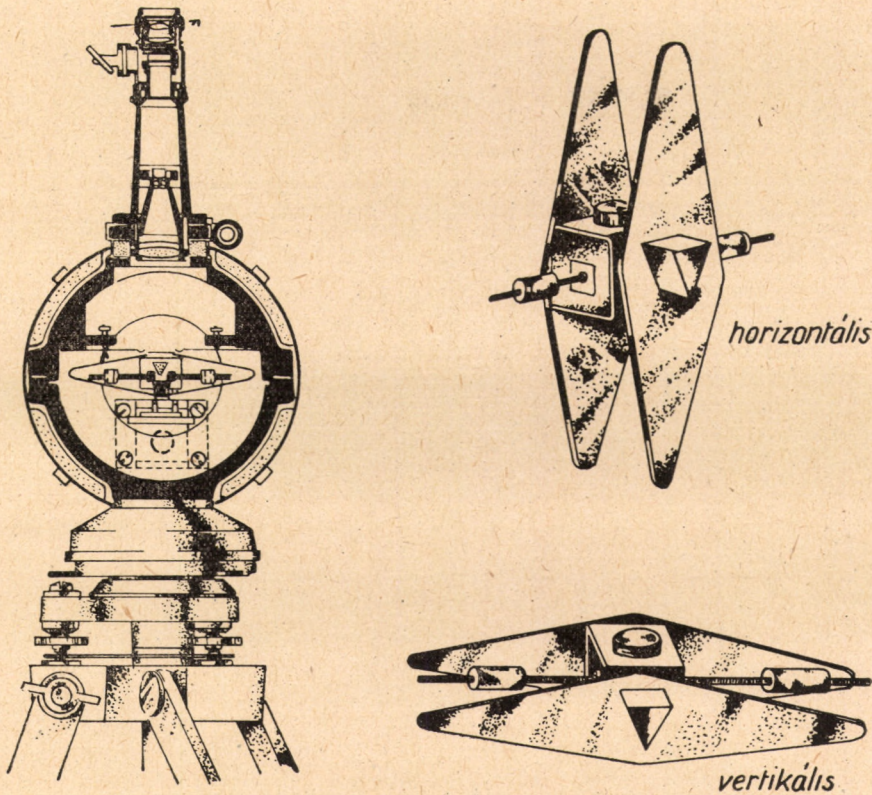
egyszerű összefüggésre jutunk, amiből azt olvashatjuk ki, hogy a térerősség függőleges összetevőjének mérése is szögmérésre vezethető vissza. Ebben az összefüggésben ε_Z a *vertikális variométer műszerállandója*.

A lényegében közös alapelven nyugvó *Schmidt-féle horizontális és vertikális variométer* lengője két egybevágó, különleges mágnesacélból készült lemezből van (42. ábra). A két lemezt az a szerkezeti rész fogja össze egy merev rendszerre, amely a forgási tengelyt képező *achátprizmát* is magában foglalja. Az *achát-prizma* éle a műszer dezarretálása után vízszintes helyzetű kvarc- vagy achátlemeze fekszik. Az *achát-prizmát* befogó részen tükröt és három csavart találunk. A tükörnek az a szerepe, hogy a lengő elfordulását a tükrőről visszavert fénysugár segítségével megmérhessük. A csavarok közül az egyik — a tengely alatt, vele közel egy függőleges síkban levő — arra való, hogy a lengő tömegközéppontját a tengelyhez viszonyítva emelni és süllyeszteni lehessen. Ezzel nyilvánvalóan a műszer érzékenységét változtathatjuk. A második csavar arra való, hogy vele a tömegközéppontnak a forgási tengelytől vízszintes irányban mért távolságát lehessen változtatni. Segítségével hozhatjuk a lengő mágneses tengelyét a kívánt — a horizontális variométernél függőleges, a vertikális variométernél vízszintes — helyzetbe. Ezt a csavart egyébként szélességi csavarnak is nevezik. A földrajzi szélességgel ugyanis nemcsak a földmágneses térerősség, hanem a nehézségi erő is változik, és ezért a lengő nagy szélességváltozás esetén az előírttól jelentős mértékben eltérő helyzetet is elfoglalhat. Ilyenkor a szélességi csavar segítségével állítjuk be a lengőt. Végül a harmadik csavar arra való, hogy kompenzálja a lengő mágneses nyomatékának a hőmérséklet változására bekövetkező változását. A mágneses nyomaték ugyanis hőmérsékletének emelkedésével csökken. Ha ezt nem vesszük figyelembe, akkor hatása úgy jelentkezik, mintha a térerősség megfelelő összetevője csökkenne. A hőmérsékleti nyomaték-változást kompenzáló csavar alkalmas beállítása esetén a nehézségi erő forgatónyomatéka is ugyanannyival változik a hőmérséklet hatására, mint a lengő mágneses nyomatéka.

A *Schmidt-féle variométerekkel* kapcsolatban jogos kétség merülhet fel azért, mert az a nyomaték, a nehézségi erő nyomatéka, amihez a változó földmágneses térerősség által létrehozott változó nyomatékok mérjük, maga

sem állandó. Ha azonban figyelembe vesszük egyrészt a variométerek kis kiterjedésű mérési tartományát, másrészt pedig azt, hogy a műszert gyakori időközökben hitelesítik, akkor az aggályok minden bizonnyal eloszthatók.

Tekintve, hogy a földmágneses mérést gyakran alkalmazzák nagyméretű, regionális, felderítő jellegű kutatásokra, felmerül a műszer gyors szállításának és folytonos regisztrálásának problémája.

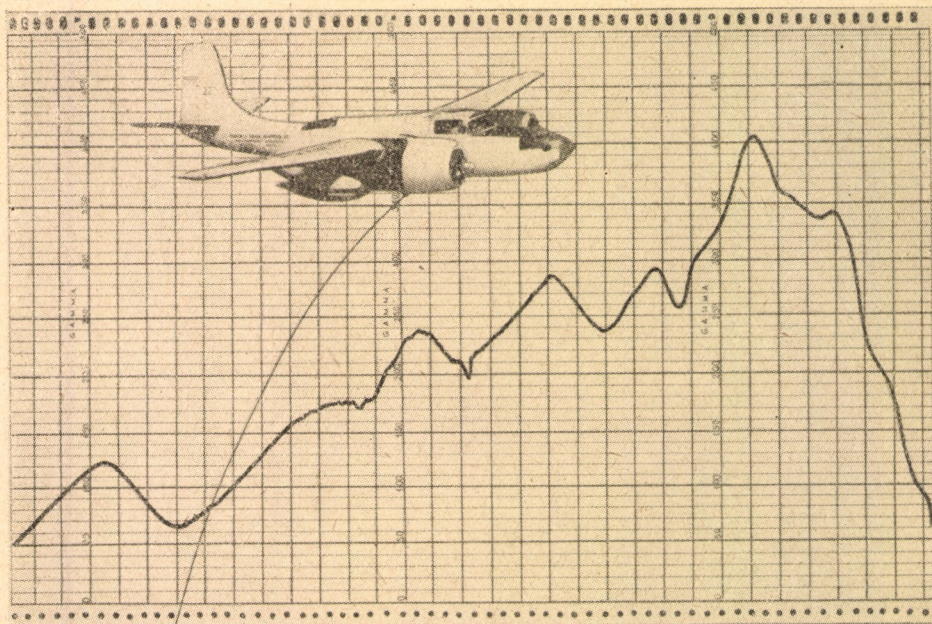


42. A Schmidt-féle horizontális és vertikális variométer és lengői

A gyors szállítást repülőgép teszi lehetővé, amelyhez a torpedó alakú házban elhelyezett magnetométer 30–50 m hosszú kábellel csatlakozik (43. ábra).

A folytonos regisztráláshoz olyan műszert kell alkalmazni, amelyben a földi mágneses tér változása állandóan a változással arányos áramerősség-változást hoz létre. Az áramerősségváltozást megfelelően erősíteni és folytonosan rögzíteni kell. Ez különféle elektronikus és optikai berendezések segítségével történik.

Egyik legnehezebb probléma a műszer állandó tájolása, amit magának a mágneses térnek a segítségével végeznek el. A mérés helyének, vagyis a repülőgép pillanatnyi helyzetének megállapítását és rögzítését a radartechnika (Shoran) teszi lehetővé.



43. Légi mágneses mérés és magnetogramm
(Geophysics nyomán)

Földmágneses mérés terepen

Már az előbbi fejezetekből is kitűnt, hogy a földmágneses kutatómódszer nagyvonalú regionális felderítő mérésekre is alkalmazható, de használható helyi jellegű (ásványi nyersanyagtelep) kutatásra is. A műszerrel történő észlelés mindkét esetben azonos. Jelentős különbség van ellenben a mérés tervezésében, az állomások távolságában.

Regionális felderítésre hálózatos mérést alkalmazunk. Az észlelési pontokat lehetőleg egyenletesen kell elosztani, de a közlekedési viszonyokat is figyelembe lehet venni. Ilyen nagyméretű felderítő mágneses méréseknél az állomások egymástól való távolsága több km is lehet.

Felderítő jellegű légi mágneses méréseknél a repülőgép a felmérendő területet párhuzamos vonalak mentén repül be.

Ha a kutatás célja valamilyen mágneses anyag (pl. magnetittelep) felderítése vagy lehatárolása), akkor a mérés gazdaságossága szempontjából nagyon lényeges az, hogy már előre meghatározzuk a mérési pontok vagy vonalak legésszerűbb olyan elrendezését, hogy a lehető legkevesebb mérési ponttal a lehető legtöbb adatot nyerjük. Ez nagyon szorosan összefügg a mérési feladat helyes megfogalmazásával.

Ha a kutatás eredményeképpen olyan alakulatot várunk, amelynek a vízszintesben egyik lineáris mérete dominál a másikhöz képest, akkor felesleges hálózatot mérni, célszerűbb a mágneses test várható csapására merőlegesen elhelyezett szelvényekben végezni a mérést.

Néhány szempontot meg kell említenünk a mérések technikai kivitelét illetőleg. A mérések helyének kiválasztásánál nemcsak arra kell figyelemmel lennünk, hogy a közelben vastárgyak ne legyenek, hanem célszerű még a műutakat is elkerülni, mert ezek alapozásához rendszerint nagyobb szuszceptibilitású vulkáni kőzetet (házánkban pl. bazaltot, piroxén-andezitet) használnak, és emiatt az ilyen helyeken kapott anomália nem mindig jellemző a területre.

A mérés megkezdése előtt alappontot kell kijelölni. Az alapponton ismerjük a mágneses anomáliákat. Az alappont lehet *obszervatórium*, vagy pedig egy olyan pont, amelynek anomáliáját régebbi mérések alkalmával már meghatározták. Minden kutatási területen ki kell jelölni egy helyi *főalappontot*, és a mérést naponta ezen a ponton kell zárni.

A földmágneses mérések feldolgozása és földtani értelmezése

A földmágneses térerősség egysége :

$$\text{cm}^{-1/2} \text{g}^{1/2} \text{sec}^{-1} = 1 \Gamma.$$

A fizikában ezt az egységet oersted-nek nevezik, a geofizikában a hagyomány megtartotta a gauss elnevezést.

A gyakorlati földmágneses kutatásoknál a gaussnak a 10^{-5} -szeresét, a γ -t használják egységül, mint legmegfelelőbbet a földi mágneses térerősség változásának jellemzésére.

A földmágneses mérési adatok feldolgozása a következő műveleteket foglalja magában.

1. A műszerről leolvasott értékek középértékét megszorozzuk a műszer-állandóval, ε -nal.
2. A γ -ra átszámított mérési adatokat a következő mennyiségekkel javítjuk :

a földmágneses tér normális térbeli változása,
a földmágneses tér időbeli változása,
a műszerjárás (ebbe bele szokták foglalni azt az állandót, amelylyel a bázisértéket javítva, éppen a bázis anomáliáját kapjuk),

A normális térbeli változás hatásának meghatározásához

$$\frac{\partial Z}{\partial \varphi_{\text{norm}}} \quad \text{és} \quad \frac{\partial Z}{\partial \lambda_{\text{norm}}}$$

értékei segítségével olyan hálózatot készítenek, amelynek két vonala között a változás éppen egy γ . Ez a hálózat nem lesz párhuzamos a szélességi körökkel, mivel $\frac{\partial Z}{\partial \lambda} \neq 0$.

A földmágneses tér időbeli változását háromféle módon határozhatjuk meg :

a) A kutatási terület egy pontján (lehetőleg középpontján) elhelyezett műszerrel regisztráljuk az időbeli változást. Ennek a regisztrálásnak a pontossága, a műszer kevésbé védett elhelyezése folytán kisebb, mint az obszervatóriumi regisztrálásé.

b) A kutatási területtől 200—300 km-nél nem messzebb levő obszervatórium *magnetogramjaiból* olvassák ki a mágneses tér időbeli változásait. Ez pontosabb mérési adatokat szolgáltat, de a nagy távolság miatt eltérés jelentkezhet (normális térbeli változás). A *magnetogrammok* — a dolog természeténél fogva — csak bizonyos késéssel juthatnak el a földmágneses kutató csoporthoz, ezért az obszervatórium és a kutató csoport között — pl. a mágneses viharok következtében szükségessé váló állomásismétlések miatt — állandó összeköttetést kell tartani.

c) Olyan kutatási területen, ahol nagy térerősségváltozások vannak, célszerű az alapállomásra rövidebb időközökben visszatérni, s a mutatkozó változást mint műszerjárást tekintetbe venni. Ennél az eljárásnál a mágneses háborgásokból adódó hatások figyelembevétele igen nehéz. Ezért ezt a módszert csak olyan területeken használják, ahol az előző két megoldás valamelyike nem áll rendelkezésre.

A műszerjárást, alapponttól alappontig történő mérés esetén, az időbeli változás javítása után fennmaradó eltérés adja. Ezt az egyes állomások között egyenletesen elosztják.

Ha a műszer nincs közömbösítve a hőmérséklet változására, akkor a hőmérséklet változásának megfelelő hatást is számításba kell venni.

A javítások elvégzése után az észlelési pontokat térképen rögzítjük. Kiszámítjuk az egyes pontokhoz tartozó anomáliákat, és ezek értékeit az észlelési pontok mellé írjuk a kutatási terület térképén (*munkalap*). Ezután megrajzoljuk az egyenlő anomáliájú helyeket összekötő vonalakat, az ún. *izoanomál vonalakat*, vagyis megrajzoljuk a *földmágneses tér izoanomáltérképét*. Ha szüksége mutatkozik annak, hogy az anomália változását valamely kitüntetett irányban fektetett függőleges síkban is ábrázoljuk (pl. magnetitlér dőlése mentén), akkor ún. *földmágneses anomaliaszelvényeket* készítünk (149. ábra).

A földmágneses mérések földtani értelmezése az izoanomáltérképek elkészülte után kezdődik.

A felesleges ismétlések elkerülése végett az értelmezési szempontok megvilágítása céljából utalunk „*A földtani viszonyok kapcsolata a mágneses rendellenességgel*” című fejezetre.

A földmágneses mérések értelmezése — egyezően bármely más geofizikai mérésével — lényegében a mérések tervezése alkalmával kezdődik. Alig van földünkön olyan terület, ahol a terület felépítésére vonatkozólag már előzőleg ne lennének jól megalapozott feltevéseink.

A földmágneses kutatómódszert önállóan főleg magnetit-, vagy magnetit impregnált telepek, vagy pirrotin telepek kutatásában lehet alkalmazni.

Szerkezetkutatásra ellenben (felderítő jelleggel és egyéb geofizikai módszerekkel kombinálva) minden olyan területen alkalmazható, amely megfelel az idézett fejezetben ismertetett szempontoknak.

A magnetit telepek kutatása a földmágneses kutatás számára egyértelmű feladat. Minden olyan kutatásnál, amely a földmágneses módszer számára nem egyértelmű, ezt a módszert más geofizikai módszerekkel kombinálva szokták alkalmazni, s ezért eredményeinek értelmezésénél a kiegészítő egyéb geofizikai mérések eredményei döntő szerepet kaphatnak (pl. földmágneses maximum és gravitációs minimum = mészkö alaphegységárok, nagyobb szuszceptibilitású fedőkőzettel).

RUGALMASSÁG

A közetek rugalmasságát befolyásoló tényezők

Ha egy végtelen kiterjedésű, rugalmas, szilárd közeg valamely pontjában hirtelen feszültség lép fel, az előidézett egyensúlyi zavar következtében kétféle *rugalmas hullám* jön létre: *hosszanti (longitudinális)*, vagy *nyomás-hullám* és *haránt (transzverzális)*, vagy *nyírási hullám*. Az előbbi olyan hullám, amelyekben a részecskék a terjedés irányában mozdulnak el, az utóbbiban pedig a részecskék mozgása merőleges a terjedés irányára. Amennyiben a szóban levő egyensúlyi zavart robbanás idézi elő — és a szeizmikus kutatásnál rendszerint ez a helyzet —, a rugalmas közegben előidézett nyírás a térfogatváltozáshoz viszonyítva kicsi. Ilyen esetben tehát a hullámenergia nagyobb része hosszanti hullámok alakjában terjed tova.

Ha a rugalmas közeg véges kiterjedésű, mint pl. a Föld, egy harmadik fajta hullám is fellép. Ez a hullám a felszínen halad. Az ilyen hullámot *felületi hullámnak* nevezzük.

A szeizmikus kutatásban a hirtelen feszültséget dinamitnak vagy egyéb nagy robbanási sebességű robbanóanyagok felrobbantása révén nyerjük. A földfelszín közelében elhelyezett töltet robbanása a robbantólyuk falában, vagy a föld felszínén, a hirtelen kitáguló gázok hatalmas nyomása következtében feszültséget hoz létre. Ezt a feszültséget a környező közetek átveszik és rugalmas hullámok — főleg longitudinális és felületi hullámok — alakjában továbbítják. A longitudinális hullámoknak két típusát szoktuk megkülönböztetni:

1. *közvetlen hullámokat*, amelyek a robbantás helyétől az egyes felvevő berendezésekig közelítőleg egyenes vonal mentén terjednek,
2. olyan *hullámokat*, amelyek a felszín alatti határfelületeken *reflektálódnak* és *refraktálódnak*, mielőtt a felvevő berendezést elérnék.

A 2. típusú longitudinális hullámok által megtett utat a felszín alatti közetekben elért terjedési sebességük és az egyes közeteket elválasztó határfelületek alakja határozza meg.

A rugalmas hullámok terjedési sebessége bármely közegben a közeg *rugalmassági állandóitól* és *sűrűségétől* függ. Szilárd, homogén, izotrop közeg esetén a rugalmas tulajdonságokat két *rugalmassági modulus*sal jellemezhetjük. A leggyakrabban használt moduluspárok a következők: a *k kompresszibilitási* (összenyomhatósági) és az *n merevségi* (nyírási) *modulus* vagy a λ és a μ , az ún. *Lamé-féle állandók*, vagy a *Young-modulus* (E) és a *Poisson-állandó* (σ). Ezek a modulusok nem függetlenek egymástól; közöttük a következő összefüggések állnak fenn:

$$k = \lambda + \frac{2}{3} \mu = \frac{E}{3(1-2\sigma)}, \quad \lambda = k - \frac{2}{3} \mu = \frac{\sigma E}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}$$

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} = \frac{9k \cdot n}{3k + n}$$

$$n = \mu = \frac{E}{2(1 + \sigma)} \quad \sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} = \frac{3k - 2n}{6k + 2n}.$$

A longitudinális és transzverzális hullámok sebessége szilárd, homogén, izotróp közegben a következő összefüggésben van a rugalmassági állandókkal és a sűrűséggel:

$$V = \sqrt{\frac{E(1 - \sigma)}{d(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{d}} = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3} \cdot h}{d}}$$

$$v = \sqrt{\frac{E}{d} \cdot \frac{1}{2(1 + \sigma)}} = \sqrt{\frac{\mu}{d}} = \sqrt{\frac{n}{d}}$$

ahol d a sűrűség, V a longitudinális hullám sebessége és v a transzverzális hullám sebessége.

Ez a két egyenlet azt is mutatja, hogy a longitudinális hullám sebessége nagyobb, mint a transzverzális hullámé. Jóllehet a szeizmikus robbantásoknál mindkét hullám létrejön, a feltevő berendezést a longitudinális hullám előbb éri el. Ezért a szeizmikus kutatások alkalmával a longitudinális hullámot használjuk fel, és a következőkben hullámon mindig longitudinális hullámot fogunk érteni.

Az E rugalmassági állandó széles határok között változik, míg a σ a Föld kőzeteinél általában 0,25 alatt marad. A rugalmas hullámok sebessége tehát majdnem teljesen a Young-modulus és az anyag sűrűségének viszonyától, illetve e viszony négyzetgyökétől függ.

A kőzetek rugalmas viselkedésének részletes jellemzése megkívánja azt, hogy a hullám terjedési sebességét befolyásoló tényezők mellett figyelmet szenteljünk a rugalmas rezgés intenzitásának is.

Ebben a vonatkozásban az alábbi fizikai paraméterek jelentősek:

1. a hullámellenállás (akusztikus ellenállás),
2. a szóródás (szelektív szóródás) és
3. az elnyelődés (abszorpció).

1. A hullámellenállás. A kísérletek és számítások azt mutatják, hogy az az energiamennyiség, amely a tovaterjedés irányára merőleges felület 1 cm^2 -én mp-enként áthalad (a rengéshullám intenzitása), arányos amplitúdójának és frekvenciájának négyzetével:

$$I = 2\pi^2 f^2 A^2 R,$$

ahol f a frekvencia, A az amplitúdó, R pedig a hullámellenállás. Ez utóbbi a sűrűség és a terjedési sebesség szorzata:

$$R = d \cdot V.$$

Az R_1 hullámellenállású közet az R_2 hullámellenállású közzétőlelválasztó felületen áthaladó hullám amplitudóját, A_2 -t ez az összefüggés adja meg:

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

ahol A_1 a határfelületre érkező hullám amplitudója. Ha tehát két réteg hullámellenállásának különbsége nagy, az áthaladó energia csekély lesz.

2. A szelektív szóródás. Minthogy a rugalmas hullám a tér minden irányában terjed, és homogén, izotróp közegben a tér minden irányában egyenlő sebességgel terjed, gerjesztése után bizonyos időpillanatban a hullámenergia egy gömbfelületen oszlik el. Az energia tehát arányosan csökken azoknak a koncentrikus gömbfelületeknek a területével, amelyeknek sugara a rengéshullám forrásától való távolság. Ebből következik, hogy a gömbhullámok amplitudója a forrástól számított távolsággal négyzetesen csökken. Ezt a jelenséget *geometriai szóródásnak* nevezzük.

A *szelektív szóródás* pedig onnan ered, hogy a rengéshullám a homogénnek és síklapokkal határoltnak tekintett közet egyenetlenségein visszaverődik és megtörik.

Ez a jelenség a hullám nagyfrekvenciás összetevőit erősebben érinti, mint a kisebb frekvenciás összetevőket. Az a tényező, amelytől ez a jelenség függ: a tovaterjedő hullámok útjába eső inhomogeneitásnak a hullámhosszhoz viszonyított mérete. A szórt hullám amplitudója az inhomogeneitás felszínének a hullám terjedési irányára merőleges vetületével egyenesen, és a szóródó hullám hosszának négyzetével fordítva arányos.

Olyan közeg tehát, amely számos apró szemcséből áll — mint pl. a törmelékcs-üledékes kőzetek —, kedvez a kisfrekvenciájú hullámok tovaterjedésének, és gyengíti a nagyfrekvenciájú hullámokat.

3. A z e l n y e l ő d é s. A szeizmikus hullám erőssége — mint 2. alatt láttuk — csökken a távolsággal. Ebben azonban az energia elnyelése is jelentős szerepet játszik.

Az amplitudócsökkenést, azaz lényegileg az energiacsökkenést, az energia forrásától számított x távolság függvényében a következő összefüggés adja meg:

$$A_x = A_0 \cdot e^{-\beta x},$$

ahol β az ún. *extinkciós együttható*, illetve annak a távolságnak a reciproka, amelyen az A_0 amplitudó $\frac{A_0}{e}$ -re csökken. Másként:

$$\beta = \frac{2,3}{r} \log \frac{A_0}{A_x}.$$

Tekintetbe véve mind a szóródást, mind az elnyelést, a gömbhullám amplitudója a rengés forrásától x távolságban

$$A_x = \frac{A_0 e^{-\beta x}}{2 \cdot \sqrt{\pi \cdot x}}.$$

Az extinkciós együttható arányosnak látszik a hullám frekvenciájának négyzetével.

*

A longitudinális rengéshullám terjedési sebessége a kőzetekben

Az adatok főleg észak-amerikai és európai kőzetekre vonatkozó, nagyrészt C. A. Heilandtól származó adatok. A megfelelő hazai kőzetek sebessége a megadott sebességtartományon belül van. Eltérés esetén a hazai adatot külön feltüntettük.³

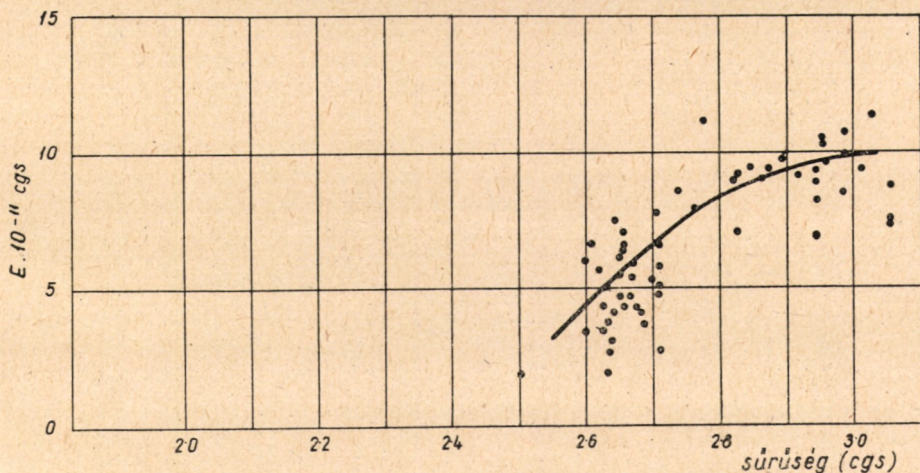
K ő z e t	Terjedési sebesség m/sec
Gránit	4000—5700
Granodiorit	4600
Bazalt	3600
Andezittufa (Recsk)	3500
Andezit (Komló).....	4000—4400
Felszíni kissebességű zóna	170— 600
Száraz felszíni homok	330
Édesvíz	1435
Tengervíz	1480
Lősz.....	380— 400
Hordalék	550— 650
Pleisztocén homok (száraz)	900—1000
Pleisztocén homok (nedves)	1450—1950
Glaciális hordalék	500—1700
Homokos agyag	850—1280
Felső pannóniai összlet (Dunántúl)	1800—2200
Alsó pannóniai homokos márga (Dunántúl)	2200—2600
Agyagos homok	1400
Miocén homokos, agyagos összlet	1600—2000
Oligocén agyag	1900—2200
Márga	2000—3500
Miocén mészkő (Bakony).....	2600—3500
Eocén márga	2400
Mészmárga	3000—4700
Eocén mészkő (Bakony—Vértes)	3500—4200
Harmadkori homokkő	2000—2400
Kréta mészkő	2200—3400
Kréta mészkő (É. Bakony).....	4200
Triász homokkő	2400—2300
Konglomerátum	2600—3200
Triász mészkő	4500—5000
Triász dolomit	4700—5800
Karbon mészkő.....	4000—4600
Karbon pala (Kurittyán).....	5000
Devon mészkő (Hunton)	4300
Szilur mészkő (Viola)	5100
Kambriumi mészkő (Arbuckle)	5300
Anhidrit	3400—4400
Gipsz	3500
Kőszó	4450—7700
Gneisz és kristályos pala	3100—4500
Kristályos pala (Kisalföld)	5600
Klorit pala.....	4000
Kvarcit	5000
Gneisz	5200—7500

³ Lásd még a XVII. táblázatot a „Köszénkutatás geofizikai módszerekkel” c. fejezetben.

Jóllehet a gyakorlati szeizmikus kutatás szempontjából elsősorban az üledékes kőzetek terjedési sebessége és az ezt befolyásoló tényezők lényegesek, mégis a következőkben minden kőzetcsoportra nézve megvizsgáljuk, hogy milyen törvényszerűség szerint alakul rugalmasságuk, illetőleg a bennük terjedő longitudinális rengéshullám terjedési sebessége (táblázatosan: lásd V. táblázat).

Magmás kőzetek

A magmás kőzetek *Young-modulusa* és a longitudinális rengéshullámok terjedési sebessége a kvarctartalom csökkenésével növekszik. Ez mind mélységbeli, mind kiömlési kőzetekre vonatkozik.



44. A sűrűség és a Young-modulus tapasztalati összefüggése

A mélységbeli kőzeteknek és általában a kristályos, szemcsés kőzeteknek azonban nagyobb a *Young-modulusuk*, mint a hasonló vegyi és ásványos összetételű (azonos magmájú) kiömlési kőzeteknek. Ennek a jelenségnek az a magyarázata, hogy a mélyben uralkodó nagy nyomás a kőzetek hézagait elzárja, vagyis sűrűségét növeli. Tapasztalatunk szerint a sűrűség növekedése a kőzetek sűrűségének tartományán belül (1,3–3,1 g/cm³) a *Young-modulus* nagyobb mértékű növekedésével, és így a terjedési sebesség növekedésével jár együtt. Ezért a kőzetek terjedési sebességét első közelítésben sűrűségükről szoktuk megítélni (44. ábra).

A kristályosodás foka és szintje (pl. abisszikus, szubvulkáni) sokkal kisebb jelentőségű a rugalmasság befolyásolásában, mint a kvarctartalom.

Röviden összefoglalva: a magmás kőzetek terjedési sebessége annál nagyobb, minél bázisosabbak (ezt első közelítésben sötét színükből ítéelhetjük meg) és minél kristályosabbak, azaz minél kisebb a hézagterfogatuk.

Üledékes kőzetek

Üledékes kőzeteknél a rugalmasság a kőzettani alkat és a hézagterfogat függvénye.

A törmelékes-üledékes kőzetek általában kevésbé rugalmasak, mint a vegyi eredetű üledékes kőzetek (pl. mészkő, dolomit). Ezek a kőzetek rendszerint igen tömöttek, és elég gyakran kristályosak. A szerves eredetű üledékes kőzetek egy része (pl. nummulinás mészkő, requeniás mészkő) szintén meg lehetőszen tömött, tehát rugalmas.

A törmelékes üledékes kőzetek közül azoknak a rugalmassága nagyobb, amelyeknek kisebb a hézagterfogata. Ebből következik, hogy az agyagok rugalmassága általában nagyobb, mint a homokoké, homokkővéké. A laza homokkő rugalmassága meglehetősen csekély. A szilárd, kovasavas oldatoktól összecementezett homokkő (kvarcit) rugalmassága azonban elérheti a mészkőt is.

Az ásványos összetétel, vagyis, hogy pl. a homokoké szemcséi kvarcból vagy földpátból vannak-e, a mészkő tiszta vagy szennyezett-e, nem túlságosan érinti a rugalmasságot; illetve az ásványos összetétel szerepe eltörpül a kőzet szövetének szerepe mellett.

A mállottság csökkenti a rugalmasságot, ennek megfelelően a mállott kőzet terjedési sebessége kisebb, mint az üde kőzeté.

Lényeges a rugalmasság szempontjából a kőzet hézagterfogata, ami bizonyos körülmények között arányosan változik a kőzet korával. Minél ősbib a kőzet, annál több alkalma volt olyan hatásokon keresztül menni, amelyeknek következtében szemcséi összecementeződtek, átkristályosodott, azaz tömöttebbé vált. Az idősebb ún. konszolidált kőzetek általában rugalmasabbak, mint a fiatalabbak. Ez a megállapítás azonban csak az egyébként azonos fáciesű kőzetekre vonatkozik, mert a homokkő — bármilyen idős legyen is — rendszerint kevésbé rugalmas, mint egy fiatalabb mészkő vagy dolomit.

Vastag üledékes kőzetek területén — a nagy medencékben — a kőzetek likacsossága (porozitása) a lefelé növekvő hidrosztatikus nyomással, vagyis a növekedő mélységgel csökken. Ezért a rugalmasság, következésképpen a terjedési sebesség is növekszik (45. ábra).

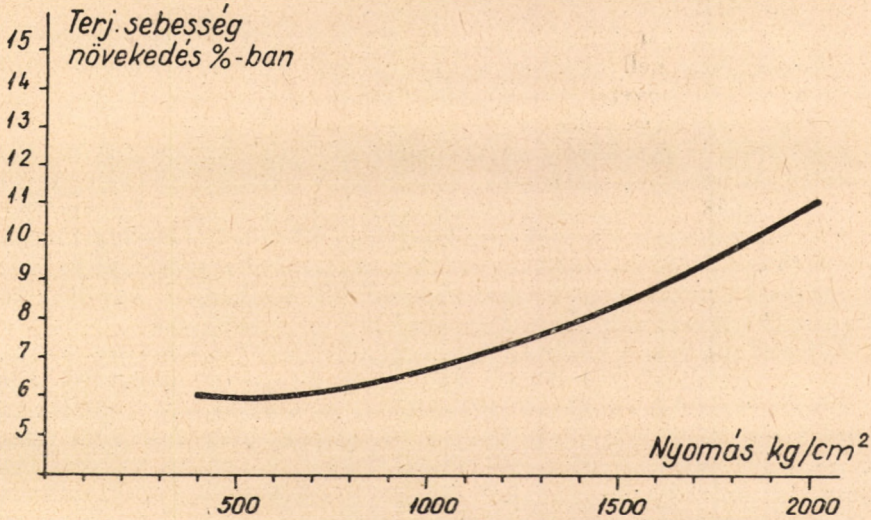
A likacsosság szerepe a közvetlenül felszín alatti rétegben kap gyakorlati fontosságot. Hazai szaknyelvünkben ezt a réteget „kissebességű réteg”-nek, vagy „kissebességű zóná”-nak nevezzük. Mint neve is mutatja, ezt a képződményt kis terjedési sebesség ($V_0 = 300-800$ m/s) jellemzi. Az alatta levő képződmény terjedési sebessége rendszerint jóval nagyobb ($V_1 = 1500-3000$ m/s), holott kőzettanilag (ásványos összetétel szempontjából) korántsem különül ennyire el, sőt gyakran azonos anyag.

A jelenség magyarázata a mállottságon kívül a nyomás hiányából adódó nagy hézagterfogat, és a hézagokat kitöltő víz teljes hiánya lehet. A hézagokat levegő tölti ki.

Laza üledékes kőzetekben a rugalmasság, ebből következőleg a terjedési sebesség is a víztartalommal növekszik.

Konszolidált kőzeteknél ellenben megfigyelhető, hogy minél nagyobb a víztartalmuk, annál kisebb a terjedési sebességük. Ez könnyen érthető, ha meggondoljuk, hogy valamely konszolidált kőzetnek csak akkor lehet nagy víztartalma, ha egyik-másik része (esetleg mállás következtében) fellazult és vízzel kitölthető hézagai keletkeztek.

Egyes jól rétegzett üledékes kőzetekben a rétegzettség síkjában mért terjedési sebesség jelentékenyen meghaladhatja az erre merőleges irányban mért sebességet. A rétegződés tehát jelentős rugalmassági *anizotrópiát* hozhat létre.



45. A nyomás és a terjedési sebesség összefüggése
(Oliphant nyomán)

Átalakult kőzetek

Az átalakult kőzetek rugalmassága általában nagy. Ezek a kőzetek rendszerint igen idősek, és keletkezésük óta sok olyan hatáson mentek keresztül, amelyek részint hőmérséklet, részint nyomás révén előmozdították tömörödésüket és átkristályosodásukat.

A Föld legnagyobb terjedési sebességű kőzetei (a kőso kivételével) ebben a kőzetcsoporthoz tartoznak.

Az átalakult kőzetek hasonlóságot mutatnak a magmás kőzetekkel abban, hogy rugalmasságuk a kvarctartalom csökkenésével növekszik; az üledékes kőzetekkel viszont abban mutatnak hasonlóságot, hogy a palás átalakult kőzetek terjedési sebessége a paláság síkjában általában nagyobb, mint erre merőleges irányban.

Az átalakult kőzeteknek a két másik kőzetcsoporthoz való hasonlósága könnyen magyarázható, mert átalakult kőzetek mind magmás, mind üledékes kőzetekből képződhetnek.

Hegységszerkezeti és földtani települési alapformák kapcsolata a közetrugalmassággal

A földtani *üledékhézag* szintje általában különböző rugalmasságú kőzeteket választ el egymástól. Ha tehát valamely ásványi nyersanyag lepusztulási térszínrel kapcsolatos, településének nyomozására szeizmikus kutatómódszer rendszerint alkalmazható.

A vastag tengeri üledéksorok kőzettani határai általában különböző rugalmasságú kőzeteket választanak el egymástól még akkor is, ha az egész összlet *üledékfolytonossággal* képződött. Az üledékfolytonossággal képződött kőzettani határ azonban nem mindig éles, és ezért nem mindig — sőt igen ritkán — esik egybe a geofizikailag kimutatható határral; rendszerint azonban párhuzamos vele.

Kis lejtőszögű, mélybeli boltozatok szeizmikus módszerrel általában jól nyomozhatók. Meg kell azonban jegyezni, hogy a gyűrt szerkezetek teteje gyakran húzó igénybevétel következtében fellazult. Ilyenkor a boltozat teteje kevésbé rugalmas, mint szárnyai.

A jól kifejezett gyűrődéses formák, a meredek szárnyú álló redők, a fekvő és átbuktatott redők, a pikkelyek és általában az erősen zavart hegység-szerkezeti formák a szeizmikus (főleg reflexiós) módszerre kedvezőtlenek.

A törésrendszerek és a szerkezeti lazultság különféle fajtái a rugalmasságot környezetükben általában csökkentik. A törések öve, a fellazulás és a szerkezeti elemek mértanilag is szabálytalan elhelyezkedése következtében. szeizmikus (főleg reflexiós) kutatásra általában nem alkalmas.

A fiatal üledékes kőzettel fedett alaphegység nagyméretű vetődései azonban a szeizmikus refrakciós módszerrel általában jól nyomozhatók.

A *szeizmikus kutatómódszer* alkalmazását az a körülmény teszi lehetővé, és hozta létre, hogy az ásványi nyersanyagtelepek egy része olyan földtani szerkezetekkel van szabályszerű kapcsolatban, amelyek környezetüktől rugalmasságban, következésképpen terjedési sebességben is különböznek.

A szeizmikus kutatómódszer

A szeizmikus kutatás témakörét röviden így fogalmazhatjuk meg: az ásványi nyersanyagkutatás szempontjából mai műszaki fejlettségünk mellett tekintetbe jövő legfelső földkéregrészben a földtörténet folyamán különböző terjedési sebességű kőzetek képződtek. Ezek között határfelületek vannak, amelyek különböző viselkedésű kőzeteket választanak el egymástól. E kőzetösszletek tanulmányozására jól használhatók a földrengéshullámok (az ún. szeizmikus hullámok); leginkább a mesterségesen keltett rengések. A továbbiakban hullám alatt mindig longitudinális rengéshullámot fogunk érteni.

A felszín közelében keltett szeizmikus hullámok a különböző tulajdonságú kőzetekben különböző sebességgel haladnak. Ennek következtében a kőzetek határfelületein visszaverődnek, megtörnek, és ismét a felszínre érkeznek, ahol megfelelő berendezéssel észlelhetők.

A szeizmikus módszer lényegi különbsége az eddig megismert geofizikai módszerekkel szemben az, hogy míg amazoknál a Föld valamely természetes erőterének változásait vizsgáljuk, addig itt mesterségesen keltett fizikai hatás változásaiból próbálunk a földkéreg szerkezetére következtetni. Gravitációs és földmágneses méréseket akkor is végeznek, ha a mérésnek nincs konkrét nyersanyagkutatási célja; szeizmikus méréseket ellenben általában csak nyersanyagkutatás szempontjából reményteli területen, és mindig előzetesen megállapított földtani szempontok alapján hajtják végre.

A szeizmikus módszer alapjai a következők: ha ismerjük a kőzetekre jellemző terjedési sebességeket, a felszínen mért távolságokat és beérkezési

időket, számítással és szerkesztéssel megoldhatjuk a szeizmikus mérés alapfeladatát: határfelületek (réteghatárok) helyzetének meghatározását.

A terjedési sebesség, az idő és a megtett út között az alábbi matematikai összefüggés adható meg:

$$s = v \cdot t,$$

ahol s a hullámutat, v a terjedési sebességet, t a terjedési időt jelenti. Két mennyiség ismeretében a harmadikat kell meghatározni.

A szeizmikus kutatás feladata általában az, hogy egy vagy több t időtartamot megmérünk, és számítással meghatározzuk a v és s mennyiségeket. A szeizmikus mérés tehát lényegében időmérés.

A terjedési sebesség megállapítása nem csupán azért lényeges, mert ez közbeeső lépés a hullámút meghatározásához, hanem azért is, mert ez gyakran az anyagi minőségre, a közet minéműségére jellemző.

A hullámút meghatározásával a réteghatárokat derítjük fel. A gyakorlatban ez a lépés sok esetben ki is marad, mert olyan formulákat használunk, amelyekből a hullámutak megadása nélkül közvetlenül a határfelületek helyzete állapítható meg.

Ezzel a lépéssel a feladat fizikai része megoldódott, ezután következik a geofizikai, földtani kiértékelés, az értelmezés.

A szeizmikus kutatómódszer alapjai

Az időtartam mérése fizikai szempontból teljesen megoldott feladat. A szeizmikus méréseknél általában megkívánt egy-két msec pontosságú időtartammérés a terepen is könnyen megoldható. Ennél nagyobb pontosságra nem érdemes törekedni, mert — mint látni fogjuk — egyéb okok miatt a sebesség- és mélységszámításban jóval nagyobb hibát kell elkövetnünk, mint amit egy-két msec okozna.

Az időtartammérés feladata annak az időtartamnak a meghatározása, amely eltelik a robbantás pillanatától a szeizmikus hullámok beérkezéséig.

Ismeretes, hogy rugalmas, homogén, izotrop közegben — a kéreg kőzeteti első közelítésben ilyenek tekinthetők —, ha az egyensúlyt akár robbantással, akár ütéssel egy pillanatra megbontjuk, többféle hullám keletkezik:

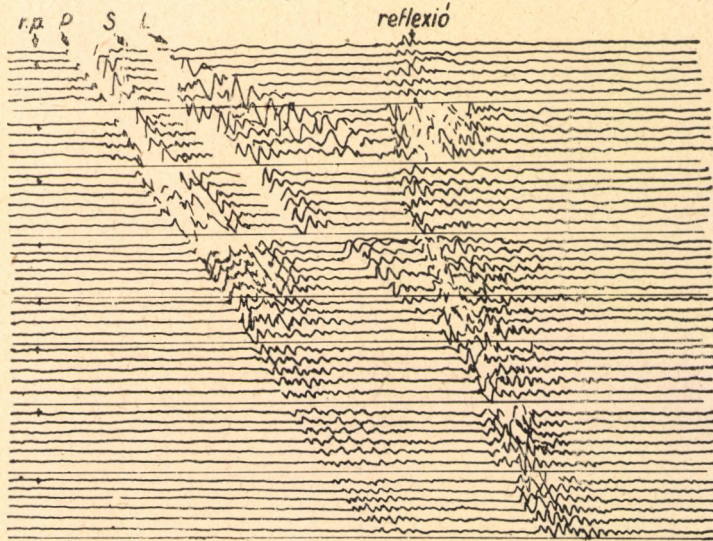
1. longitudinális hullám vagy nyomáshullám (P),
2. transzverzális hullám vagy nyírási hullám (S) és
3. felszíni (*Rayleigh, Love*) hullámok (L).

Az első két hullámfajta behatol a közeg belsejébe, a felszíni hullám ellenben lényegében a szabad felszínen terjed.

Legnagyobb energiája a hangjellegű P -hullámnak (*undae primae*) van, ennek legnagyobb a sebessége is. Az S -hullámot (*undae secundae*) a szeizmikus gyakorlatban csak elvétve használják, főleg azért, mert a P -hullám mögött késve érkezik (sebessége a P -hulláménak mintegy 0,7-szerese) és energiája csekély. Az L -hullám (*undae longae*) körülbelül ugyanolyan sebességgel terjed, mint az S -hullám, energiája nagy, de a távolsággal nagymértékben csillapodik. A 46. ábrán, amelynek szeizmogramjai különleges körülmények között (grönlandi belföldi jégen) készültek, jól látható valamennyi hullámfajta beérkezése.

A továbbiakban szeizmikus hullámon csak P -hullámot értünk, mert a szeizmikus kutatásban ez idő szerint ennek van kiemelkedő jelentősége.

Ha a szeizmikus hullámot a robbantási helytől távolodva vizsgáljuk, nem maradhatunk meg egyszerűsítő feltevéseink mellett, mert azt tapasztaljuk, hogy a kezdeti impulzus deformálódik. Minél hosszabb utat tesz meg a hullám a kőzetben, annál inkább kisfrekvenciájú összetevői válnak benne uralkodóvá, és annál inkább alakul át néhány hullámhegyből és hullámvölgyből álló „hullámdarabbá”. A mérési tapasztalatok szerint a robbantási hely néhány méteres környezetén túl a szeizmikus hullámnak már csak 500 Hz-nél nem nagyobb rezgésszámú összetevői vannak.



46. Szeizmikus hullámfajták belföldi jégben végzett méréseknel (Grönland)
(Joset és Holtzscherer nyomán)

A behatoló szeizmikus hullámot sohasem tudnánk észlelni a felszínen, ha a földkéregben nem volna sebességváltozás. A földkéreg nem tekinthetjük homogénnek és izotrópnek, de jó közelítéssel homogén és izotróp rétegek összességének tekinthetjük. Így tehát csak azt kell megfigyelnünk, hogy mi történik a szeizmikus hullámmal a kőzethatárokon. Ennél a megfigyelésnél, mint a feldolgozásról szóló részben látni fogjuk, csaknem mindenütt használhatjuk a *geometriai optika* ismert összefüggéseit.

A kőzethatárra érkező szeizmikus hullám e szerint részben megtörik (átlép másik közegbe), részben visszaverődik abba a közegbe, amelyből érkezett. A *Snellius—Descartes-törvény* szerint, ha valamely hullám áthatol egy olyan felületen, amely egy V_1 és egy V_2 sebességű kőzetet választ el egymástól ($V_2 > V_1$), útját a második közegben oly módon folytatja, hogy a beesési és törési szögek szinuszaik viszonya egyenlő az első, illetve a második rétegben elért sebességének viszonyával:

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V_1}{V_2}$$

ahol i a beeső hullámnak, r a megtört hullámnak a beesési merőlegessel bezárt szöge, V_1 az első közeg sebessége, V_2 pedig a második közeg sebessége.

Azt, hogy a beeső hullám energiájának hányadrésze halad át, illetve verődik vissza, az szabja meg, hogy a határos közegek hullámellenállásai mennyire különböznek egymástól.

Ezért, ha az egymással határos mélységbeli közegek között nagy a hullámellenállás különbség, akkor a felszínről elinduló rengéshullámok visszaverődés után ismét a felszínre érkeznek.

A rengéshullám másféleképpen is visszakerülhet a szabad felszínre. Általános megállapítás, hogy a terjedési sebesség a mélységgel még ugyanazon kőzetösszleten belül is növekszik. Észert a felszín felől érkező hullám egy-egy réteghatáron átlépve, a *Snellius—Descartes-törvénynek* megfelelően, a beesési merőlegestől egyre jobban eltörik. Amidőn a tört sugár eléri a 90° -os törési szöveget, akkor a hullám már nem lép be az új közegbe, hanem annak felszínén terjed tovább, az új közegre jellemző, vagyis nagyobb terjedési sebességgel. Eközben a *Huygens-elvnek* megfelelően ennek a határfelületnek minden pontja új rezgési középponttá válik, ahonnan a rezgési állapot minden irányban tovaterjed. Így válik érthetővé, hogy az energia egy része újból visszajut a felszínre. Két közeg határfelületén a nagyobb sebességű közegre jellemző sebességgel tovaterjedő hullámot *refraktált hullámnak* nevezzük. Az elnevezés nem szerencsés, mert — optikai analógia szerint — totálisan refraktált, megtört hullámmal van dolgunk. Kísérletek bizonyítják, hogy a rengéshullám a refraktált hullám útján is terjedhet.

Érdeemes megjegyezni, hogy a szeizmikus kutatás történetében az első mérések a most ismertett refraktált hullámok megfigyelésével történtek, és csak később került sor a *visszavert (reflektált) hullámok* észlelésére. Ennek a körülménynek az volt az oka, hogy a szeizmikus felvevőberendezések akkoriban még nem voltak olyan fejlettek, hogy az első beérkezések után fellépő zavaró hullámok közül a később érkező reflexiós beérkezéseket biztosan kiválaszthatták volna. Manapság is, olyan feladatoknál — nyersanyagkutatási, alapozási és más mérnöki problémák megoldásánál —, ahol a kutatott kőzetfelszín észlelhető reflexiót kizáró kis mélységben van, szeizmikus refrakciós mérést használnak. Ugyancsak fölényben van a refrakció a reflexióval szemben olyan területeken is, ahol a kőzetösszlet települése reflexióra nem kedvező, pl. a lencsés üledékösszletek területén (lásd később).

Az optikából ismeretes, hogy vékony rétegeknél — amelyeknek vastagsága a fényhullám hosszát megközelíti — interferencia jelenségek mutatkoznak. Ez a jelenség itt is fennáll. Ezért minél kisebb a szeizmikus hullám hossza, azaz minél nagyobb a frekvenciája, annál több határfelület mutatható ki segítségével.

Az előzőekben már láttuk, hogy a rengéshullám nagyfrekvenciás összetevői terjedés közben a közegben elnyelődnek. A Föld tehát felülvágó szűrőként viselkedik. Bizonyos körülmények között a kisfrekvenciájú hullámok sem verődnek vissza. A Földet tehát sávszűrőhöz hasonlíthatjuk.

A felszínre visszaérkező hullámokat a robbantási helytől bizonyos távolságban elhelyezett felvevő berendezés, az ún. *szeizmométer (geofon)* segítségével észleljük. Általában az alábbi hullámokat várhatjuk:

1. *Normális talajnyugalanság*, amelynek a frekvenciatartománya igen széles, erőssége pedig rendkívül változó. Oka változatos. Leginkább a szél

okoza, azáltal, hogy a növényzetet mozgatja, és ezt a mozgást a talaj közvetíti a szeizmométerhez. Legkisebb amplitudója 10^{-8} cm nagyságrendű.

2. *Refraktált hullámok.* Ezeknek frekvenciája 100 Hz-nél általában kisebb.

3. *Reflektált hullámok.* Ezeknek frekvenciája egy bizonyos sávra (tapasztalat szerint 20–100 Hz) korlátozódik, erősségük változó; az egyes hullámok erőssége között 1000–10 000-szeres különbség lehet.

4. *Zavaró hullámok.* Ezek a felszínközeli egyenetlenségeken, lencséken, kiékelődéseken stb. visszavert, tört, szóródott *P* hullámok. Frekvenciatartományuk igen széles, fedi a reflektált és a refraktált hullámokét. Erősségük változó.

5. *Felületi hullámok.* A felszíni viszonyoktól függően, ezek a Rayleigh- és Love-féle hullámok igen erősek lehetnek, és néha a robbantóponttól 1–2 km távolságra is zavarják az észlelést. Frekvenciájuk 15 Hz alatt van.

6. *Hanghullámok.* Ilyenre különösen *légrobbantás*nál számíthatunk. Ezek az erős hanghullámok a robbantástól 1–2 km távolságban is zavarhatják a reflexiós-refrakciós „hasznos” hullámokat.

A felsorolt hullámok — a normális talajnyugtalanyságot kivéve — csak akkor keletkeznek, ha rengést keltünk.

Az előzőkben céloztunk arra, hogy a szeizmikus mérésnek nem az időtartammérés a főproblémája, sőt ez elég könnyű feladat. A főprobléma a „hasznos” reflexiós és refrakciós hullámok kiválasztása a felsorolt számos zavaró hullám közül. A feladat megoldására a műszerekről szóló fejezetben térünk majd ki. Előbb azonban azt vizsgáljuk meg, hogy a kutatás földtani szempontjait véve figyelembe, milyen kívánalmak lehetnek a használandó hullámokkal szemben.

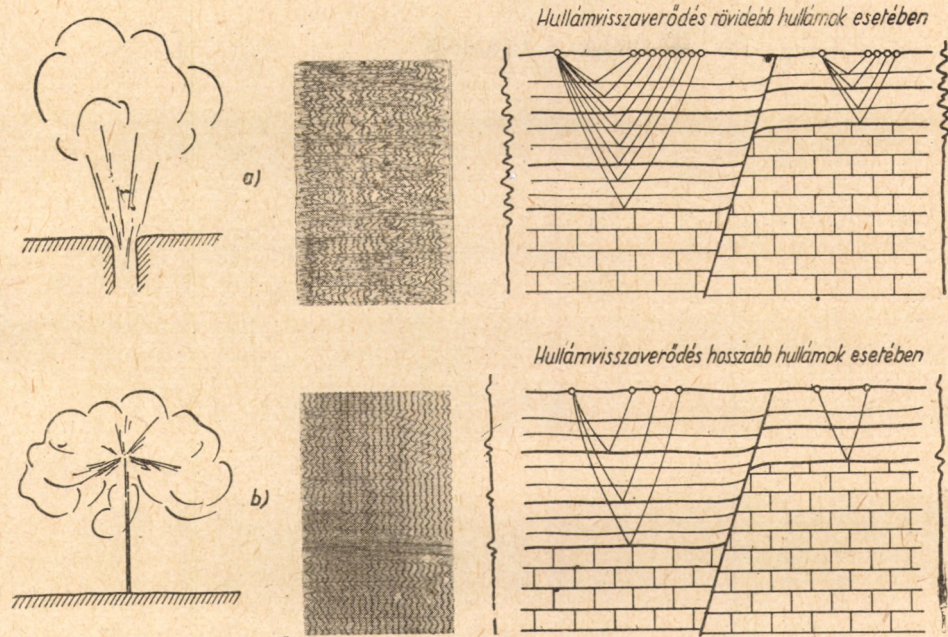
A földtani kutatás érdeke: minél pontosabb felvilágosítás a vizsgált terület szerkezetéről; elsősorban tehát a közzethatárok pontos megállapítása. Ehhez az szükséges, hogy olyan szeizmikus hullámmal dolgozzunk, amelynek a hossza a kimutatandó egyenetlenségeknél jelentősen kisebb. Eszerint nagyfrekvenciás hullámmal kellene dolgoznunk. Rámutattunk azonban, hogy ezek a hullámok igen rövid úton elnyelődnek. Engedményt kell tehát tennünk, és olyan hullámokkal kell dolgoznunk, amelyek elég hosszúak ahhoz, hogy a felszínközeli 10–50 m vastag, laza összetételű, erősen zavart zónában ne nyelődjenek el. A hullámhosszúságot azonban a rengés keltésénél (a robbantásnál) nem tudjuk befolyásolni. A robbantás energiájának nagyfrekvenciás összetevői tehát a robbantás közvetlen környezetében már elnyelődnek. Így csak azok a kisebb frekvenciájú összetevők maradnak meg és terjednek tova, amelyeknek felhasználásánál a legvékonyabb rétegek felderítéséről eleve le kell mondanunk. Olyan körülményt ismértünk meg ezzel, amely méréseink pontosságát sokkal jobban korlátozza, mint az időmérés 1 msec-os pontossága.

Van más jellegű megkötöttség is. Ha a kutatandó rétegösszlet nagyon sok vékony rétegből áll, túl sok visszaverődést kaphatunk, amelyek egybefolynak. Az egybefonódó számos beérkezésből nem tudjuk a jellemzőt kiválasztani (47. ábra).

Ha hosszabb hullámokat használunk, azaz, ha a robbantás hosszabb hullámú összetevőit jobb határfokkal tudjuk átadni a talajnak (pl. légrobbantásnál), akkor a vékonyabb rétegekről nem kaphatunk beérkezést. A szeizmogramok nyújtotta kép ezáltal egyszerűbb lesz. Ebben az esetben a teljesség követelményéből kellett engedni. Ez azonban nem feltétlenül jelent hátrányt, mert a kutatásnak általában nincs szüksége minden apró, vékony

homoklencsének az ismeretére, sokkal inkább egy vastagabb, határozott lefutású rétegösszletére.

Az alaphegység kutatásánál is gyakran hasonló jellegű problémával állunk szemben. Ha az alaphegység felszíne egyenetlen, akkor erről *diffúz visszaverődést* kapunk. Ha azonban olyan hosszú hullámot használunk, amelynek hosszúsága jelentősen meghaladja a szóró egyenetlenségek méretét, akkor az alaphegység átlagfelszínét felderíthetjük.



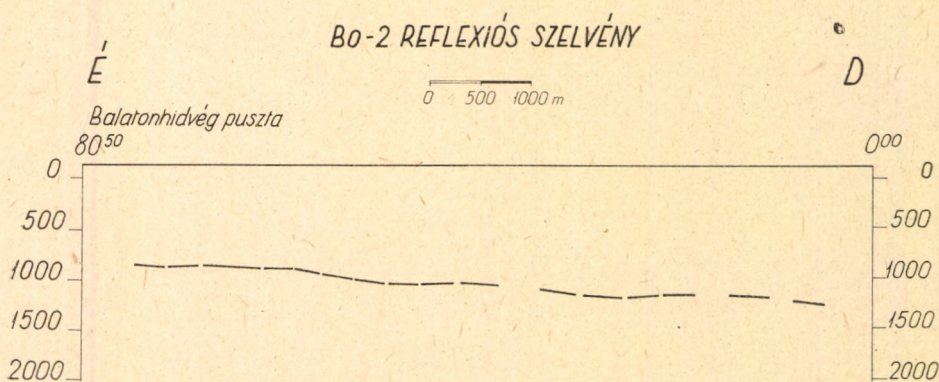
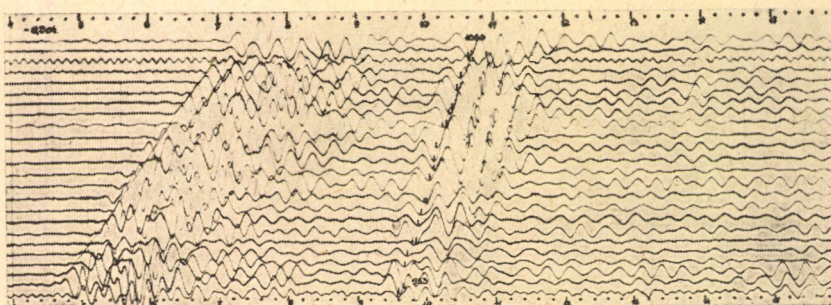
47. Hullámvisszaverődés rövid és hosszú hullámok esetében

Az ún. *légrobbantás* alkalmas hosszabb hullámú rengések keltésére. A 48. ábrán bemutatott légrobbantásos szeizmogramon és szelvényen egyetlen visszaverő szintet láthatunk. Ennek a mérésnek a helyén az alaphegység valószínűleg erodált felszínű. A fedőösszlet lencsés településű pannóniai rétegsor. Az ábrázolt terület — mint azóta mélyfúrással is megállapították (Balatonhídvég) — az alaphegység (kristályos) felszíne.

Hogy a viszonyokat legalább közelítőleg lássuk, tegyük fel, hogy 1000—1500 m mélységből kapunk reflexiót. Hazai medenceüledékeink átlagos terjedési sebessége 2000 m/s, így az 50 Hz frekvenciájú szeizmikus hullám hossza 40 m. Nem számíthatunk tehát ebben a mélységben 40 m körüli vastagságú rétegek kimutatására, sem pedig arra, hogy az egyenetlen felszínű kőzet 40 m körüli magasságváltozását felderíthessük. Hiába pontos tehát az időmérésünk, ha a mélységmeghatározás terén leküzdhetetlen akadályokkal állunk szemközt, és az időmérés kb. egy ezrelékes hibájával szemben alig tudunk 3—5%-os hibán belül maradni.

Most már nagy vonalakban kifejtethetjük azt is, hogy mi lehet az oka annak, hogy egyes területeken a szeizmikus mérések eredménytelenek. Összefoglalva :

1. A felszínközeli rétegekben nagyon erős az abszorpció, és ezért nem jut energia a mélybe. Ez az eset gyakran következik be homokkal vastagon fedett területeken.



48. Légrobbantással készült szeizmogram és szelvény

2. A felszíni adottságok a robbantóhely közelében olyanok, hogy a keltett rengéshullám összetevői túl kicsi vagy túl nagy frekvenciájúak a kőzetek által átengedett frekvenciasávhoz viszonyítva.

3. Nagy erősségű felületi és zavaró hullámok jelentkeznek. Ez a jelenség különösen kavicsos, mocsaras területeken gyakori.

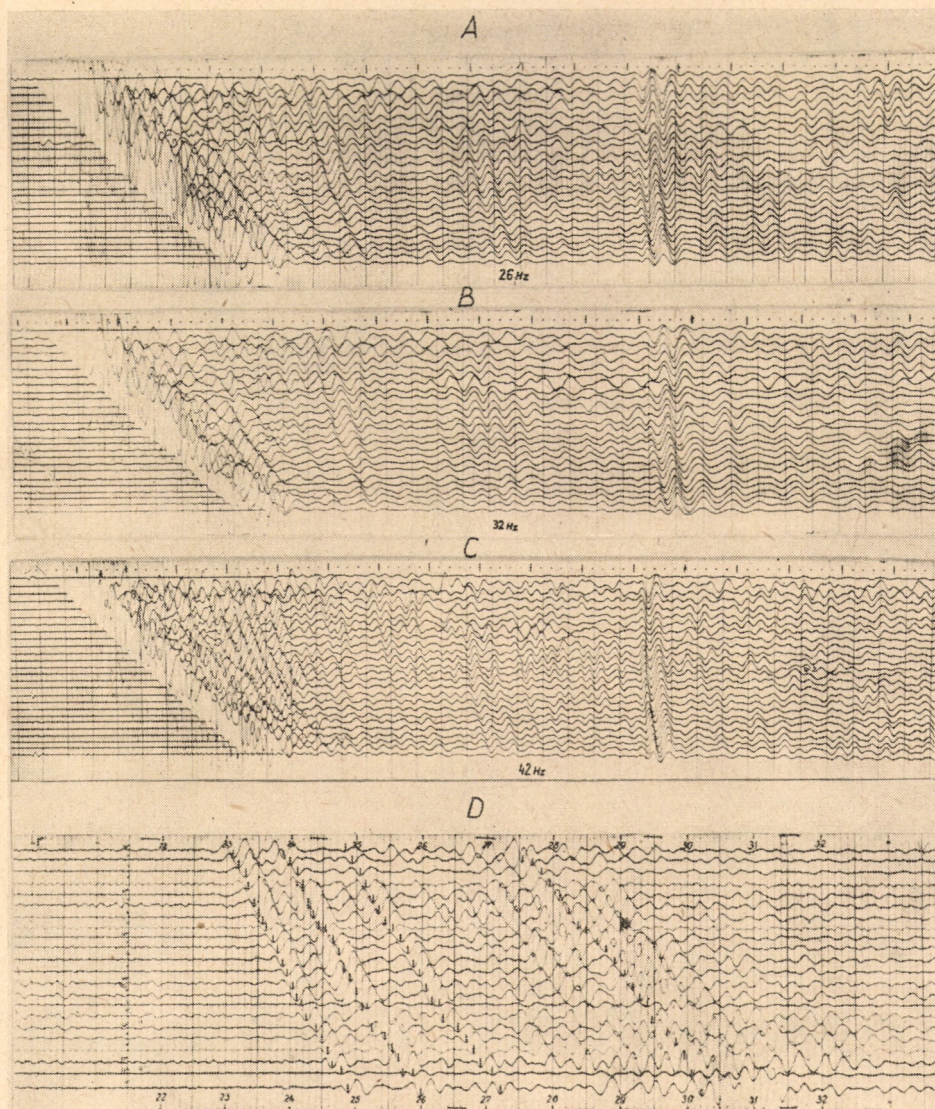
4. Számos vékony rétegből álló összlet esetén gyakran lép fel az a jelenség, hogy az egybefolyó reflexiók nem választhatók szét.

5. A rétegösszletben nincsen éles, határozott fizikai határfelület, ún. *vezérszint*. Törési övek mentén meg-megújuló szerkezeti mozgások az esetleg kialakult fedő rétegeket összetördelhetnék. Ilyen helyen a rengéshullám nem verődhet vissza. A töréses övekre gyakran éppen ez a negatívum jellemző.

A kutatási tapasztalatok szerint túlnyomórészt az 1–4. esetek valamelyikével állunk szemben. Van tehát remény arra, hogy különféle mérési „fogásokkal” ma még felderíthetetlen területeken is fogunk eredményeket kapni.

A szeizmikus mérőberendezés

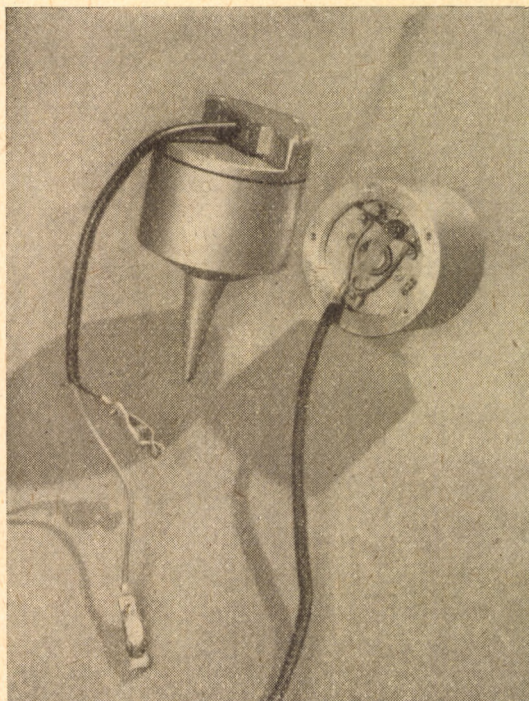
A szeizmikus mérőberendezésnek a következő követelményeket kell kielégítenie: a felszínre érkező, illetve a felvevő berendezést elérő hullámcsoporthól ki kell választania a hasznos hullámot, és ezt kiolvasható jellé kell



49. Reflexió (A, B, C) és refrakció (D) szeizmogramok

átalakítania. Ez magában foglalja azt a követelményt, hogy a felvevő berendezésnek a hasznos jeleket a zavaró jelekhez képest ki kell emelnie.

A munka gazdaságossága megkívánja, hogy az észlelés egyszerre több ponton történjék. A gazdaságosság és a technikai megoldhatóság szempontjainak egyeztetése azt eredményezte, hogy manapság a szeizmikus mérés alkalomával általában 24–26 ponton észlelünk.



50. Az Ács—Stegena-féle szeizmométer

A következőkben ismertetni fogjuk a Geofizikai Mérőműszerek Gyára által készített szeizmikus mérőberendezést.

Ez a berendezés — mint a korszerű berendezések általában — 26 azonos felvevőelemből, *csatornából* áll. Az egyes csatornákat érő talajmozgást a mérőberendezés fénymutató *galvanométer* segítségével egyetlen mozgó, *fényérzékeny szalagra* jegyzi. A szalagra a 26 csatorna jelen kívül *időjel* is kerül, hogy a hullámok beérkezési időpillanatai, rezgésszámuk stb. leolvashatók legyenek. Berendezésünk a fényérzékeny papírra 10 msec-onként jelet ad. Ezek a jelek a papírszalagon harántirányú sávzásként jelentkeznek. A rengéshullám indulásának, a *robbantásnak a pillanatát* elektromos úton továbbított jellel a fényérzékeny papírszalagon szintén rögzítjük. Néhány *szeizmogramot* mutat a 49. ábra (robbanás pillanata : 0 jel a 17. csatornán).

A berendezés egy-egy csatornája három elemből tevődik össze : a *szeizmométerből*, az *erősítőből* és a regisztráló *galvanométerből*.

A szeizmométer (50. ábra) a szeizmikus mérőberendezésnek az az eleme, amely a talajjal közvetlenül érintkezve, a talajmozgást mechanikai mozgásként átveszi, és váltakozó feszültséggé alakítja át. Az 50. ábrán bemutatott Ács—Stegena-féle szeizmométerben egy vízszintes helyzetű torziós szárra (vagy lapra) függesztett ugyancsak vízszintes helyzetű kar végét egy tekercs terheli, amely permanens mágnes légrésébe merül (lásd 51. ábra). Ha a szeizmométert a talajra helyezzük, akkor a talajrezgések hatására a permanens mágnes és a lengőt tartó torziós szár a talajjal együtt mozgásba jön, míg a tekercs tehetetlensége miatt igyekszik nyugalomban maradni. Tehát a mágnes légrésében levő mágneses tér és a lengő egymáshoz képest elmozdul, aminek az a következménye, hogy a lengőtekercsben feszültség indukálódik.

A szeizmométertől megkívánjuk, hogy

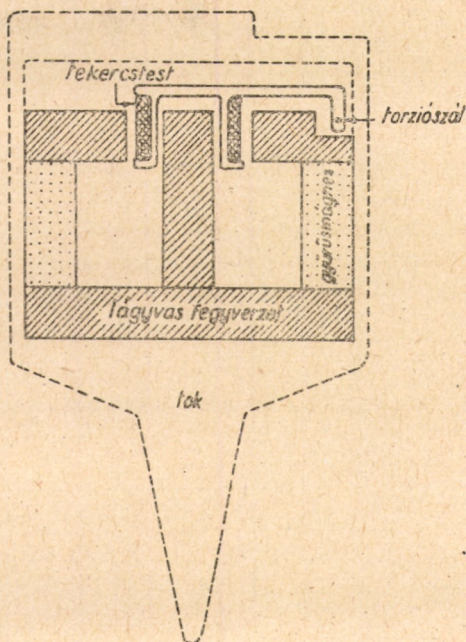
1. a talaj mozgását lehetőleg torzítatlanul alakítsa át elektromos, váltakozó feszültséggé (ez azért szükséges, mert a hasznos jelek kiválasztását az erősítőben fogjuk végezni),

2. érzékenysége olyan mértékű legyen, hogy vele a normális talajnyugtalaniságot minden körülmények között ki lehessen mutatni.

Tekintettel arra, hogy általában vertikális szeizmométert használunk (a felszínre érkező hullámok ugyanis közel függőlegesen érik el a felszínt), a szeizmométertől általában megkívánjuk, hogy csak függőleges elmozdulásra legyen érzékeny.

Az 1. követelménynek akkor teszünk eleget, ha a szeizmométer saját folyamatát a lehetőséghez képest háttérbe szorítjuk, és ha biztosítjuk, hogy a talajrezgés frekvenciatartományán belül bármilyen frekvenciájú rengést a szeizmométer ugyanakkora feszültségamplitudóval jelezzen. Ehhez a szeizmométert, mint mechanikai rezgőrendszert úgy kell megszerkeszteni, hogy

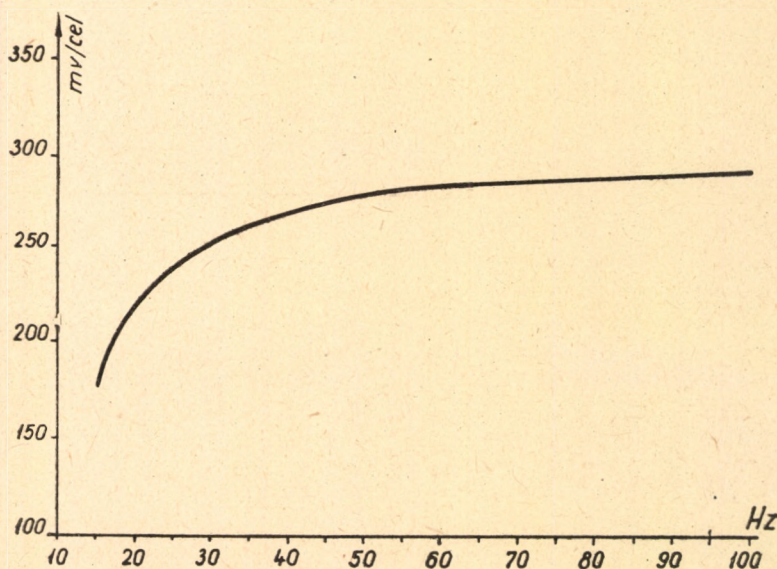
- a) csak egy szabadsági fokkal rendelkezék — csak egyetlen frekvenciával legyen képes szabad rezgést végezni ;
- b) legyen a szeizmométer szabad rezgésének a frekvenciája kisebb, mint azok a frekvenciák, amelyeket a talajrezgésekből még torzítás nélkül fel akarunk jegyezni ;
- c) csillapításának olyannak kell lennie, hogy a szeizmométer saját folyamatát háttérbe szorítsa, és emellett a lehető legrövidebb idő alatt kerüljön egyensúlyi helyzetébe a közvetlen környezetébe.



51. Az Ács—Stegena-féle szeizmométer szerkezete

Az Ács—Stegena-féle szeizmométer *csillapítás nélküli sajátfrekvenciája* 7 Hz, *relatív csillapítása* $1/\sqrt{2}$. Az 52. ábrán bemutatott karakterisztikája szerint a 20—100 Hz frekvenciasávban — a reflektált hullámok sávjában — szinte torzításmentesen dolgozik. Meg kell még említenünk, hogy a szeizmométer *csillapítása* elektromágneses, aminek az az óriási előnye, hogy a *csillapítás* mértéke teljesen független a szeizmométer hőmérsékletétől.

A 2. követelmény kielégítésénél tekintetbe kell vennünk azt, hogy a normális talajnyugtalanság amplitudója 10^{-8} cm alá soha nem süllyed. Mint-



52. Az Ács—Stegena-féle szeizmométer karakterisztikája

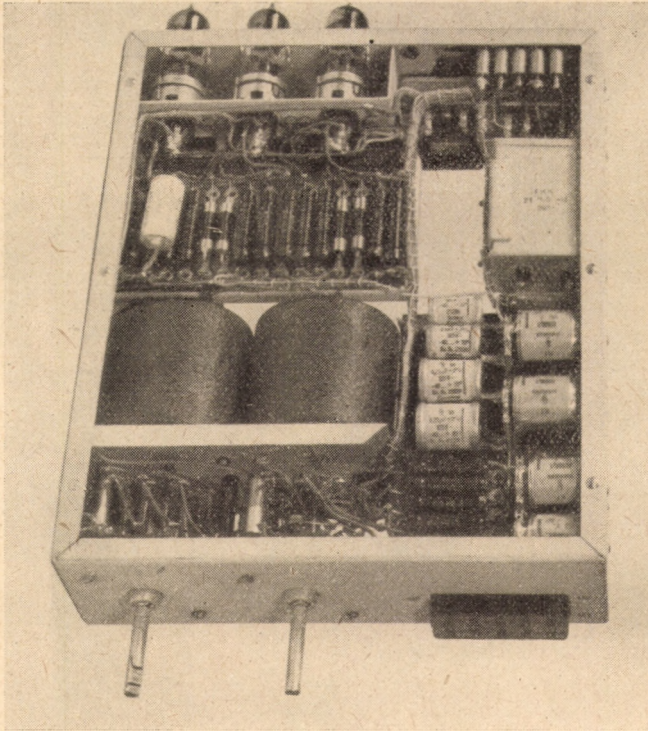
hogy a talajnyugtalanság lehetetlenné teszi minden nála kisebb amplitudóval jelentkező rezgés felismerését, azért — ha a kellő biztonságra is tekintettel vagyunk — a szeizmométert úgy kell megszerkeszteni, hogy vele 10^{-8} cm-es amplitudójú rengéseket még biztonsággal ki lehessen mutatni. Ezért ennek a követelménynek megfelelő

- a) küszöb alá kell szorítani a szeizmométer felfüggesztésének a belső surlódását ;
- b) nagyságúnak kell választani a lengő tömegét, hogy a lengőnek a hőmozgás miatt bekövetkező rezgése kisebb amplitudójú legyen, mint azé a rezgése, amit még biztonsággal ki akarunk mutatni ;
- c) módon kell a szeizmométernek azt a részét — esetünkben a légrésben levő térerősséget és a tekercsre csévélt huzal hosszát — méreteznünk, amely a mechanikai rezgéseket elektromos váltakozó feszültséggé alakítja át, hogy annál az amplitudónál, amit még ki akarunk mutatni, szeizmométerünk erősíthető feszültséget szolgáltatson.

A szeizmométerben a talajmozgás hatására keletkező elektromos váltakozó feszültséget *kábel*en továbbítjuk a szeizmikus mérőberendezés következő

eleméhez, az erősítőhöz. A szokásos megoldás az, hogy az erősítők közös szekrényben, a regisztrálóval és néhány más segédberendezéssel együtt gépkocsiban, a műszerkocsiban vannak elhelyezve. Az 53. ábrán egy erősítő fényképét, az 54. ábrán pedig a teljes műszerblokkot láthatjuk. A két oldalszekrényben vannak az erősítők, szekrényenként 13 üzemi és egy tartalék erősítő.

Az erősítőre az a feladat hárul, hogy a szeizmométerből érkező elektromos váltakozó feszültséget felerősítse, a jeleket a kívánalmaknak megfelelően alakítsa, és regisztrálásra alkalmassá tegye. Eszerint az erősítő funkciói:



53. Erősítő

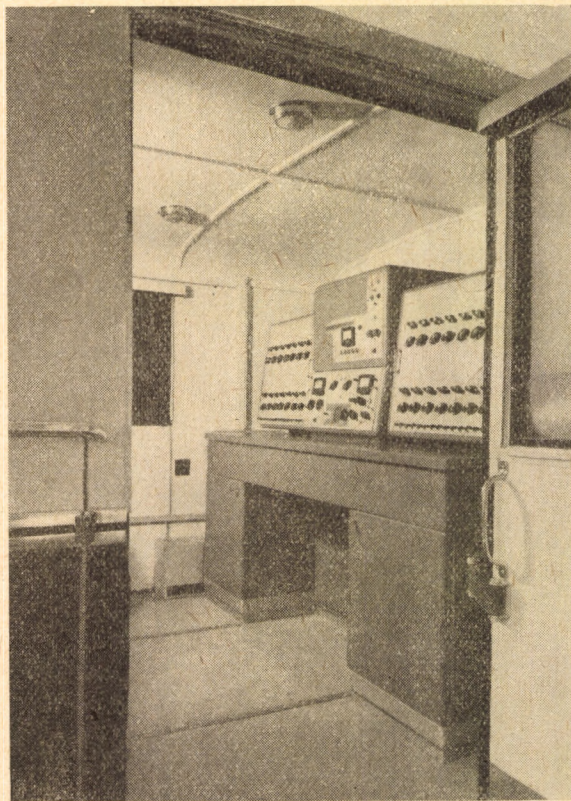
a) feszültségerősítés ;

az erősítőnek a szeizmométertől érkező feszültséget lehetőség szerint torzítás nélkül kell felerősítenie, mert a szeizmométerben a talajmozgás által keltett feszültség amplitudója olyan kicsi, hogy a jelek kívánt alakítását nem engedi meg. A feszültség-erősítés mértéke 40–50 Hz középfrekvenciánál 100 decibel⁴ szokott lenni ;

⁴ A decibel az energiaszintkülönbség egysége $= 10 \log_{10} \frac{x_1}{x_2}$, ahol x_1 és x_2 az egymáshoz viszonyított két váltóáram teljesítménye.

b) jelalakítás ;

a) *szűrés* ; ha a zavarok és a hasznos jelek frekvenciatartománya egymástól eltérne, akkor a jelek egymástól való elkülönítése szűréssel egyszerűen megoldható lenne. Sajnos azonban a hasznos reflexiós jelek tartományától csak a felszíni hullámok frekvenciatartománya különül el valamelyest (a refrakciós beérkezések frekvenciatartománya fedi ugyan a felületi hullámokét, de csak

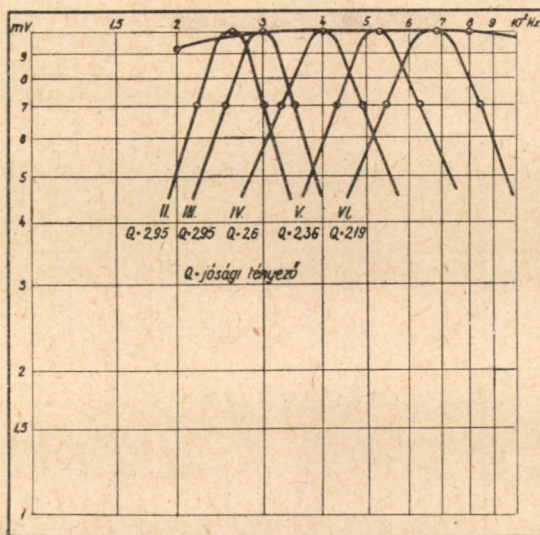


54. Műszerblokk

akkor, ha nagy távolságon észlelünk ; ekkor pedig a felületi hullámok már annyira elhalnak, hogy nem zavarják az észlelést).

A zavaró és a hasznos jel frekvenciája külön-külön egy-egy területen belül általában viszonylag szűk korlátok között változik, de viszonyukra vonatkozóan általános érvényű törvényszerűséget nem lehet megállapítani. Éppen ezért vált általános gyakorlattá, hogy a hasznos jeleket a zavaró jelek szintjéből esetről esetre kísérleti úton meghatározott csúcsfrekvenciával és csillapítással bíró *szűrő* segítségével emeljük ki. Ezek a szűrők is az erősítőben nyertek elhelyezést.

Ha figyelemmel vagyunk arra, hogy a hasznos jelek a 10–100 Hz sávban vannak, akkor természetes, hogy ezt a sávot kell *szűrőkkel* befedni, mégpedig a gyakorlati lehetőségek által megszabott korlátok között. Nem használhatunk túlzottan élesre hangolt *szűrőt*, mert ekkor a beérkező jel összetevőinek egy részét esetleg levágjuk, aminek az a következménye, hogy a jel végeredményben veszít az intenzitásából. Másik hátránya az éles szűrésnek az, hogy saját folyamatával (berezgésével) a valóságos viszonyokat félrevezető módon torzítja el. Ott is kiemel,



55. Szűrőkarakterisztika

ahol nincs számunkra hasznos jel, vagy túl hosszan cseng ki a saját folyamata, és ezért csökkenti mérőberendezésünknek azt a képességét, hogy az egymást rövid időközökben követő reflexiókat egymástól elkülönítse.

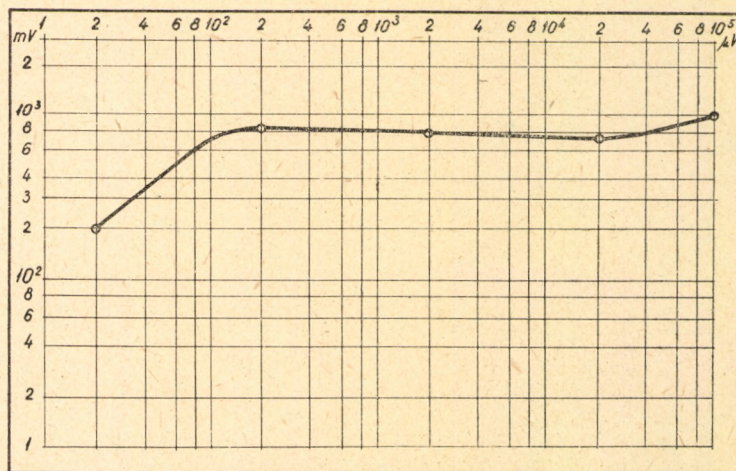
Túl széles sem lehet a *szűrő*, mert akkor megjelennek az ugyanabban a frekvenciatartományban levő zavaró hullámok. Kísérletekből és mérési tapasztalatokból szűrődött le az a megállapítás, hogy 4–6 különböző csúcsfrekvenciájú, közepes szélességű (kb. 20 Hz) szűrővel kell megoldani a szeizmikus szűrés problémáját.

Reflexiók kutatásnál főként azok a *szűrők* jutnak szerephez, amelyeknek 25 és 60 Hz közé esik a csúcsfrekvenciájuk. Refrakciós mérésnél meredek homlokú beérkezések kialakítása érdekében lehetőség szerint teljes egészükben fel kell használnunk a jelek alacsonyfrekvenciájú komponenseit. Erre kényszerít minket az is, hogy a rengéshullámok nagyfrekvenciájú összetevői hosszabb úton elnyelődnek. Ezért refrakciós méréseknél — ha egyáltalában

szűrőt alkalmazunk — olyan szűrőt kell alkalmaznunk, amely az alacsony frekvenciákat nem rekeszti ki. Az SzM 26 típusú szeizmikus mérőberendezés szűrőinek karakterisztikáját mutatja be az 55. ábra ;

β) *amplitudószabályozás ;*

a szeizmométert érő talajrengések amplitudója több nagyságrendre kiterjedő tartományban változhat. A talajmozgás a rengési folyamat kezdetén a legerősebb, amplitudója később egyre csökken, míg végül teljesen elhal. Ha el akarjuk kerülni, hogy a rengési



56. Az erősítő amplitudószabályozójának karakterisztikája

folyamat különböző rengési szakaszait, — magát a rengést újból és újból ismételve, az erősítőn különböző erősítést állítva be, — külön-külön kelljen tanulmányoznunk, akkor gondoskodnunk kell arról, hogy az erősítő a jeleket amplitudójuktól függően változó mértékben erősítse. Ezt a szerepet tölti be az erősítő automatikus erősítésszabályozója, amely alkalmasan beállított időállandóval a beérkező jelek nagyságától függően, és azzal fordított arányban változtatja az erősítés mértékét. Ennek a szabályozásnak eredménye az, hogy az erősítőből továbbmenő jelek amplitudója közötti különbség sokkal kisebb, mint az erősítőbe bemenő jeleké, és a kimenő jelek amplitudója egy meghatározott felső határt nem halad meg. Az 56. ábrán mutatjuk be az SzM 26 típusú hazai szeizmikus mérőberendezés önműködő erősítésszabályozójának a karakterisztikáját. Ebből kiolvasható, hogy — stacionárius gerjesztést tételezve fel — a kimenő jel feszültsége miként függ a bemenő jel feszültségétől. A berendezés a karakterisztika szerint csaknem három nagyságrenden belül változó amplitudókat képes azonos szintre hozni.

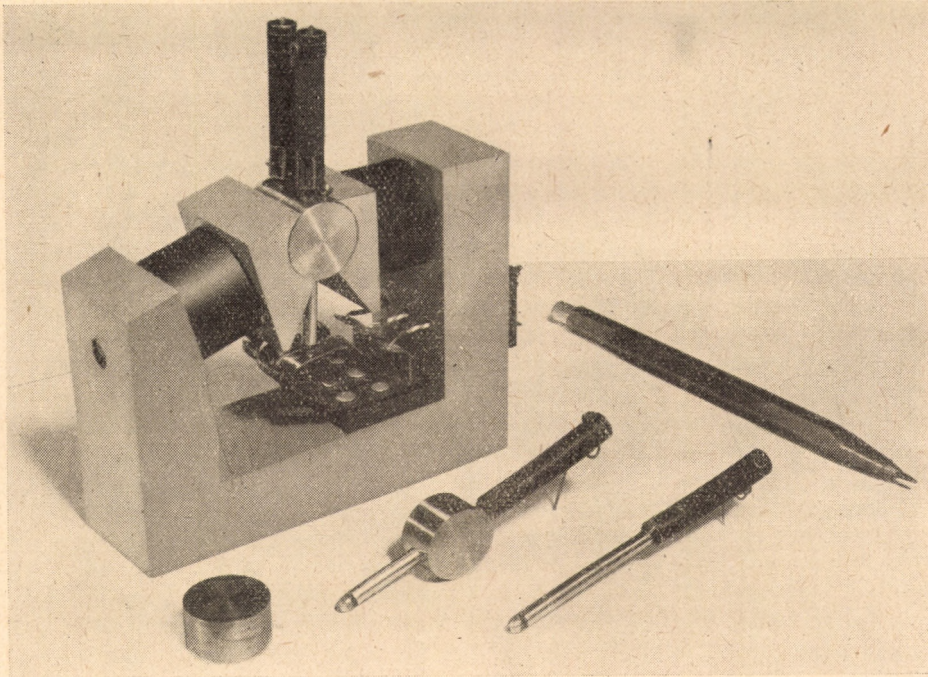
γ) keverés ;

a hasznos jelnek a zavaró jelhez képest történő kiemelésére ad lehetőséget az a körülmény, hogy más úton halad a hasznos jelet hordozó hullám és más úton a zavaró jelet hordozó hullám. Ezért a robbantás helyétől különböző távolságra levő pontokon az összetartozó hasznos jelek közötti fáziskülönbség más lesz, mint a zavaró jelek közötti fáziskülönbség. Ha tehát két, a robbantási ponttól különböző távolságra levő helyen észlelhető jelkeletet összegezzük, illetve megfelelő arányban egymással összekeverjük, akkor a hasznos jeleket a zavaró jelekhez képest kiemelhetjük.

A keverés két formáját ismerjük : a jeleket az erősítést megelőzően összegezzük, ebben az esetben *szeizmométercsoportok* dolgoznak az egyes csatornákra ; vagy pedig a már felerősített, szűréssel és amplitudószabályozással formált jeleket keverjük egymással. Az SzM 26 típusú szeizmikus mérőberendezésnél a keverésnek mindkét formájára megvan a lehetőség.

A *regisztráló egységben* (54. ábrán a műszerblokk közepén a felső szekrény) alakítjuk vissza a szűrt és kiegyenlített elektromos rezgéseket mechanikus rezgésekké. Erre szolgálnak a *galvanométerek*. Ugyanitt történik a rezgések feljegyzése (regisztrálása) is.

A *galvanométer* mágnes térben torziószálla felfüggesztett tekercs, amelyhez tükör van erősítve. Az erősítőkből érkező áram hatására a tekercs elfordul,

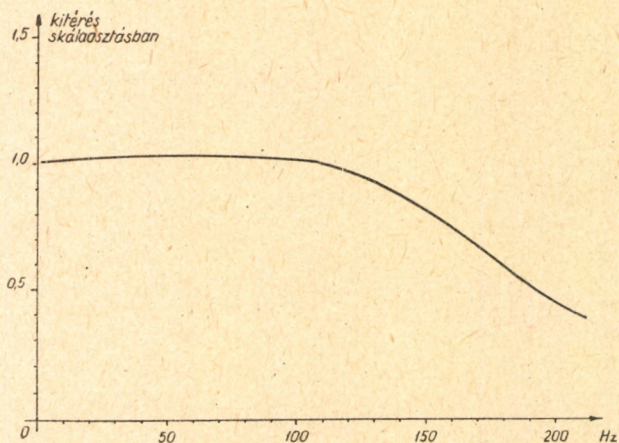


57. Galvanométer és galvanométerblokk

a tükörről visszaverődő fénysugár pedig az áram ingadozásának megfelelően, mozgó fényérzékeny papírszalagra írja a rezgéseket.

A *galvanométer* szerepe a szeizmométer szerepének a fordítottja. Itt is megkívánjuk, hogy széles sávban egyenletesen vigyen át, de az érzékenységre vonatkozó kívánások másképpen alakulnak, és kevésbé fontosak.

Az egyenletes átvitelt úgy érjük el, hogy a *galvanométer* csillapítás nélkül saját frekvenciáját (130 Hz) a hasznos jelek frekvenciatartománya fölé helyezzük, és 0,7 kritikusra csillapítjuk. Az 57. ábrán két galvanométert tartalmazó blokkelemet mutatunk be, az 58. ábrán pedig a galvanométer karakterisztikája látható.



58. Galvanométer karakterisztikája

Nem célunk, hogy a szeizmikus felvevőberendezés műszaki részleteit ismertessük. Csupán megemlítjük a segédberendezéseket: időjeladó berendezés, ellenőrző műszerek, távbeszélő összeköttetés a robbantóhellyel, és a lőgép, vagy lőláda (59. ábra), amellyel a robbantásokat végezzük és a robbantás időpillanatát továbbítjuk a szeizmogramra.

A gépkocsiba szerelt teljes 26 csatornás mérőberendezést a 60. ábrán láthatjuk.

A mérőberendezéstől *azonosságot* kívánunk meg. Ez azt jelenti, hogyha az egyes szeizmométereket azonos impulzusok érik, a regisztrátumon valamennyi csatorna rajzának azonosnak kell lennie. A legnagyobb megengedhető fáziseltérés — a hasznos jelek frekvenciasávjában — 1 msec. Az azonossági követelmény azért fontos, mert a jellegzetes hasznos beérkezések általában alakjuk és fázisuk szerint követhetők csatornáról csatornára.

Fontos a mérőberendezés *tranziens tulajdonsága* is. Az előzőekben a felvevő elemet inkább folytonos jelek szempontjából vizsgáltuk. A zavaró hullámok valóban csaknem ilyenek, de a hasznos beérkezések — mint láttuk — egy-két hullámhegyből és völgyből álló vonulatok, voltaképpen impulzusok, ún. *tranziens folyamatok*. A mérőberendezés másképpen viselkedik állandó, folyamatos jelekre, mint tranziensekre. Így lehetséges, hogy a tranziens tulajdonságok alakításával olyan berendezést hozzunk létre, amelynek külön-

leges átviteli tulajdonságai vannak. Ebből a szempontból különösen fontos a szűrő és az amplitudószabályozó viselkedése.

Az SzM 26 berendezés tranziens tulajdonságai révén kettős követelményt elégít ki: átvitele széles sávban egyenletes, tehát nem vág le a hasznos beérkezések összetevőiből, de ugyanakkor — anélkül, hogy keskeny sávú szűrést kellene használnunk — jól kiemeli a tranziens jellegű reflexiók és refrakciók



59. Lógép robbantás közben

beérkezéseket. Ez a tény különösen fontos a nehezen kutatható (lencsés) területek vizsgálatánál, ahol kisméretű reflexiókra számíthatunk, vagy kisméretű refraktált hullámokat kell észlelnünk. Ezek ugyanis belenyúlnak a kisméretű zavarok sávjába, tehát közönséges szűréssel nehezen különíthetők el.

Hazai viszonylatban — mivel legtöbb esetben elmosódó réteghatárokat kutatunk — igen fontos, hogy a szeizmikus felvételberendezés kifogástalan kisméretű átvittel, de reflexiókat, illetve refrakciók beérkezéseket jól kiemelve, „élesen” dolgozzék.

Térjünk vissza most az időmérés kérdéséhez. Az 1 msec pontosságú időmérés nem okoz nehézséget. Sokkal nehezebb feladat elé állítja a szeizmikus

mérést kiértékelő kutatókat az, hogy azok a hullámok, amelyeknek beérkezését meg kell határozni, gyakran csak bizonytalanul jelentkeznek a szeizmogramon és nehezen követhetők csatornáról csatornára.

Legkedvezőbb a helyzet abban az esetben, ha az elsőnek beérkező hullám terjedési idejét kell meghatározni. Ekkor ugyanis a hullámot nem kell zavarokból kiszűrni. Ez a módszer (az *első beérkezések módszere*) volt az első szeizmikus módszer.



60. Szeizmikus mérőberendezés

A fejlődés iránya az, hogy újabb műszertechnikai és módszertani megoldásokkal a reflexiós beérkezéseket felhasználó reflexiós módszert és a refraktált későbbi beérkezéseket is felhasználó ún. *korrelációs refrakciós módszert* alkalmazzák minél nagyobb területen.

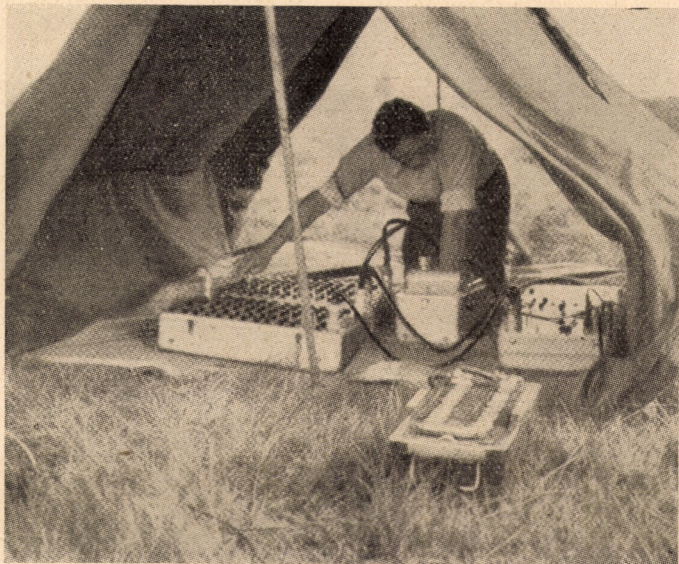
A refrakciós, reflexiós, kombinált refrakciós-reflexiós, fáziskorrelációs módszer észlelési szempontból lényegesen nem különbözik, feleslegesnek látszik tehát, hogy külön foglalkozzunk reflexiós és refrakciós berendezésekkel.

Annyit mégis jegyezzünk meg, hogy a refrakciós berendezés abban különbözik a reflexiós berendezéstől, hogy erősítőiből részben a tőle megkívánt nagyobb érzékenység miatt kihagyjuk a szűrő és amplitudószabályozó berendezéseket.

A szélessávú, vagy pedig a kisfrekvenciák tartománya felé eltolódó átvitel és a nagyobb erősítés követelménye jelöli meg a korrelációs műszer-fejlesztési irányát.

A szeizmikus műszer fejlesztési lehetőségei a jövőben :

1. az érzékenység fokozása (az erősítés növelése, és az ezzel együttjáró első beérkezések előtti amplitudószabályozás, ún. programszabályozás),
2. magnetofonos regisztrálás,
3. valamennyi alkatrész technikai tökéletesítése,
4. az észlelt jelek önműködő elektronikus átalakítása mértani, földtani jelekké,
5. a nehézkes kábel kiküszöbölése, vagyis az egyes szeizmometereknek rádióadóvá történő kiképzése,
6. helikopteres szállítás.



61. Hordozható szeizmikus berendezés üzemben
(Prakla prospektusa nyomán)

A szeizmikus műszert általában gépkocsira szerelik, stabil karosszériával. Ismerünk azonban hordozható 6–24 csatornás berendezéseket is (61. ábra). Ilyeneket főleg nehezen megközelíthető, mocsaras vidékeken használnak. Szállításuk emberi erővel, öszvérháton, elefántháton, mocsárjárón vagy helikopteren történhet.

Szeizmikus mérés terepen

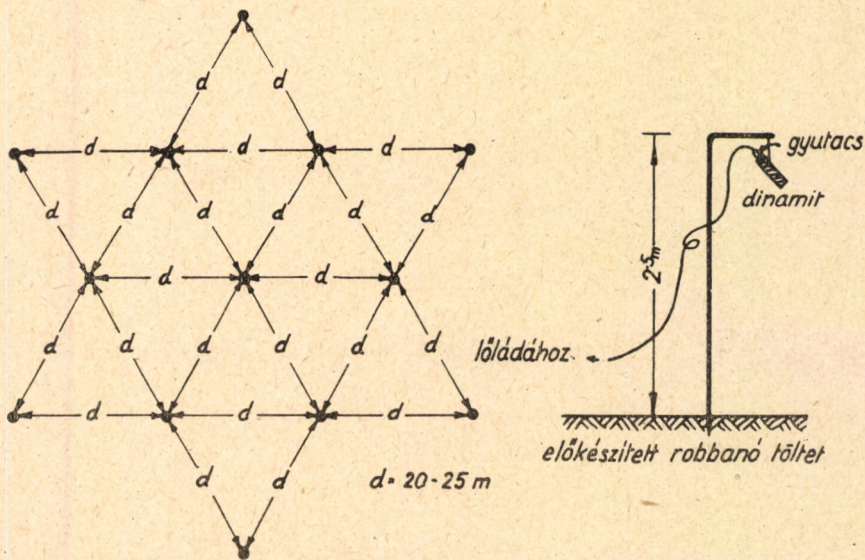
A szeizmikus mérés tervezése előzetes földtani ismeretek és a területen végzett régebbi geofizikai mérések eredményei alapján történik. A szeizmikus mérési vonalakat — egyéb szempont hiányában — a helyi szerkezet dőlés, illetve csapás irányában jelöljük ki.

A szeizmikus mérés első szakasza a kijelölt vonalnak a terepen történő rögzítése, az ún. *kitűzés*. A vonal mindig egyenes, legalábbis két robbantópont

között. Különleges körülmények között, vagy különleges feladatra azonban ismeretek keresztt, körív, legyező alakú vonalak és vonalon kívül levő robbantópontok is. A kitűzés geodéziai művelet, a szeizmikus csoport geodétája végzi kitűző műszerrel vagy teodolittal.

A kitűzött vonalat szintezni is kell, azaz minden robbantópontnak és minden szeizmométer helyének meg kell állapítani a pontos tengerszint feletti magasságát. Erre a számítások és az ábrázolás miatt van szükség.

Ha nem légrobbantással dolgozunk, a kijelölt robbantópontokon gépi fúróberendezés 20–100 m mély lyukakat fúr. A lyukakat csövezni is szokták, hogy a beomlástól megvédjék.



62. A robbantótöltetek elhelyezése légrobbantásnál
(Egyed nyomán)

A csövezett lyukakba — néhány m-rel a csőszaru alá — helyezi el a robbantómester a szükséges dinamitmennyiséget. Szükséges dinamitmennyiségen azt a mennyiséget értjük, amely a terítés egész hosszában a kívánt energiájú rezgést létrehozza. Ez a mennyiség függ a robbantóponttól való távolságtól és a terület energiaátadási viszonyaitól.

Ha légrobbantással dolgozunk, a robbanóanyag elhelyezésére nem szükséges fúrólyuk. A robbantópontnál 7 vagy 13 két-három méter magas karót helyezünk el egy hatszög, vagy egy nagyobb hatszögben levő kisebb hatszög csúcsain, érintkezési pontjain és középpontján (62. ábra).

Minden egyes karóra robbanóanyagot akasztunk, és minden töltetbe külön gyutacsot teszünk, általában sorbakapcsolva. Azt, hogy a sokszögidom paramétereit mekkorára kell választani, és hogy a tölteteket a karón milyen magasra kell elhelyezni a legkedvezőbb frekvencia-energia eloszlású rengés keltésére, esetről esetre kísérlettel kell eldönteni. Erre általános szabály nem adható.

A szeizmométerek általában 25 m-re vannak egymástól, így egy 26 csatornás mérőberendezésnél a terítés hossza 625 m. Ha nagy mélységben levő

határfelületet refrakciós módszerrel kutatunk, a gyors előrehaladás érdekében a szeizmométerek egymástól való távolságát 50, sőt 100 m-re is emelhetjük. Ha viszont a kutatandó határfelület igen kis mélységben van (néhány 10, vagy 100 m) és a határfelület apró egyenetlenségeinek felderítését is célul tűztük ki, akkor célszerű a szeizmométereket egymástól 5—10 m-re elhelyezni.

A szeizmikus mérések kiértékelése

Ha az időmérés problémája megoldódott, azaz kiértékelhető szeizmogramunk van, akkor a következő lépés a terjedési sebesség és a tovaterjedés útjának a meghatározása. Ehhez ábrázolnunk kell a szeizmogramokból kiolvasott *terjedési időket* a robbantási ponttól való távolság függvényében. Ezt a diagramot terjedési időgörbének nevezzük.

Példaként egyszerű esetet választunk, hasonlót ahhoz, ami a 46. ábrán látható szeizmogramokat eredményezte. Példánk a 63. ábra alsó részén látható kétréteges szelvény. Megegyezésünk szerint csak longitudinális hullámmal foglalkozunk.

A robbantással keltett hullám a robbantási ponttól különböző távolságra levő szeizmométereket különböző idő alatt éri el. Ha ezeket a *terjedési időket* — mint említettük — a robbantási ponttól való távolság függvényében koordináta-rendszerben ábrázoljuk, látni fogjuk, hogy az egyes pontok három görbe mentén helyezkednek el. Kettő ezek közül egyenes, a harmadik pedig hiperbola. A felső rétegben tovaterjedő hullám, az ún. *direkt hullám* terjedési idejét a kezdő ponton átmenő egyenes képviseli. A két réteg határfelületén refraktált hullám terjedési idejét ábrázolja a másik egyenes, a hiperbola mentén találjuk a reflektált hullám terjedési idejét.

Ami az egyes hullámok egymásutániságát illeti, a közvetlen hullám egy bizonyos távolságig első beérkezésként jelentkezik, utána érkezik be a refraktált hullám. Ezen a távolságon túl a refraktált hullám megelőzi a közvetlen hullámot, és első beérkezésként jelentkezik. A reflektált hullám minden esetben ezek után érkezik be.

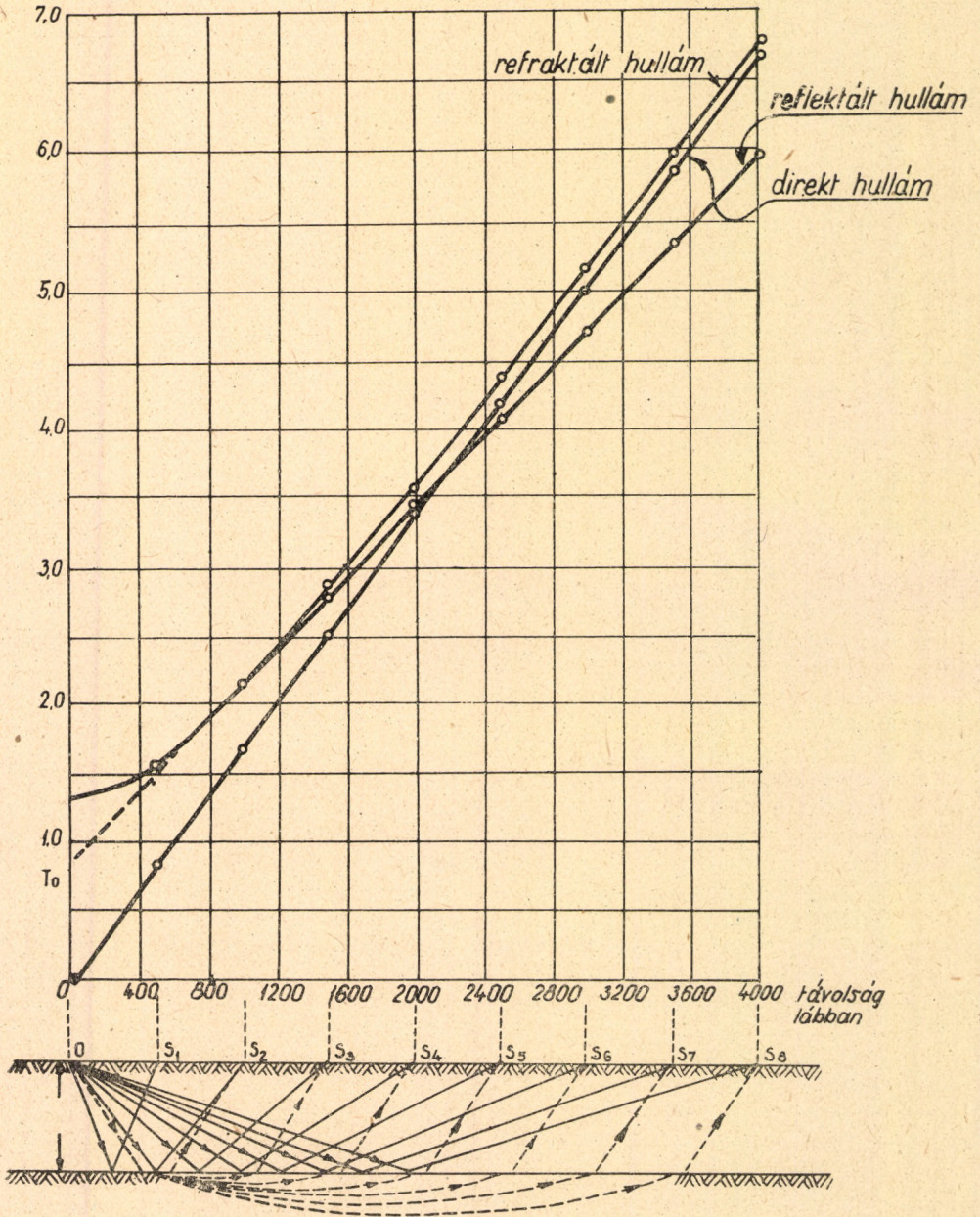
A terjedési időgörbéből a terjedési sebességek igen egyszerűen állapíthatók meg. A refrakciós terjedési időgörbén az egyenes szakaszok iránvtangenseinek reciprokjai adják a terjedési sebességet, mégpedig a kezdőponton áthaladó egyenes a felső réteg, a másik egyenes pedig az alsó réteg terjedési sebességét szolgáltatja. Megjegyzendő még, hogy a hiperbola aszimptotája a felső réteg terjedési sebességét adja meg.

Ez a helyzet lényegében akkor sem változik meg, ha több olyan réteggel van dolgunk, amelyeket síkok választanak el egymástól. A refraktált hullám terjedési időgörbéje tört vonalból áll, a visszavert hullámé pedig itt is jó közelítéssel hiperbolának tekinthető. A terjedési időgörbéből a sebességek itt is meghatározhatók, ha a számítási eljárás nem is olyan egyszerű, mint volt két réteg esetében. Ha ugyanis a reflexiót olyan határfületről kapjuk, amely fölött több réteg van, a hiperbola aszimptotája az e határfelület fölött levő rétegek átlagos terjedési sebességét adja meg.

Foglalkozunk most a sebességmérés lehetőségeivel és pontosságával.

Legegyszerűbb a közvetlen sebességmérés, ha feltárásokban vagy kibúvásokon erre lehetőség van. Ilyen lehetőség azonban elég ritkán nyílik. Legalkalmasabb erre a célra a mélyfúrások *sebességszelvényezése*. Ez úgy történik, hogy a fúrólyukba különlegesen szerkesztett (torpedó alakú) szeizmo-

idő másodpercben



63. Terjedési időgörbék
(Jakosky nyomán)

mértet bocsátunk le, és miközben a szeizmométert a lyuk talpától a felszín felé mozgatjuk, meghatározott távolságok elérésekor a felszínen robbantást végzünk. Ez a módszer megbízható adatokat szolgáltat, ha ügyelünk arra, hogy a robbantás a felszínen mindig azonos körülmények között történjék. Hátránya, hogy ott, ahol kevés szelvényezhető mélyfúrás van, nagy területen kell a mélységszámításhoz ugyanazt a sebességszelvényt használni.

Mélyfúrások szelvényezésével közel függőleges átlagsebességeket kapunk. Ebből azonban kiszámíthatjuk az egyes rétegek sebességét, az ún. *intervallum-sebességeket* is. Meg kell jegyeznünk, hogy a függőleges sebességek nem mindig azonosak a vízszintes sebességekkel, mert az erősen rétegzett vagy palás kőzetek más fizikai tulajdonságokat mutatnak a rétegzettség, illetve paláság síkjában, mint erre merőlegesen. Ezért a mélyfúrások szelvényezésével nyert átlagsebességeket csak közel függőleges hullámutak esetén lehet mélységszámításhoz felhasználni.

A refraktált hullám két réteg határa mentén a nagyobb sebességűben terjed. A refrakciós mérési módszerrel meghatározott sebességek tehát határsebességek, amelyek anyagi jellemzői is annak a képződménynek, amelyben, illetve amelynek felszínén terjednek.

A visszavert hullámok sebességének kiszámítására számos eljárás van: valamennyi a hiperbola egyenletét használja fel. Igen célszerűek a grafikus módszerek, amelyeknél hiperbolamodelleket próbálunk ráilleszteni a terjedési időgörbére. Ha megkeressük a terjedési időgörbére legjobban illő hiperbolát, közvetlenül megkapjuk az átlagsebességet. Ez a módszer (*Riznyicsenkó-módszer*) azért is előnyös, mert ha több megfelelő hiperbolát találunk, azonnal látjuk, és határok közé szoríthatjuk az elkövethető hibát.

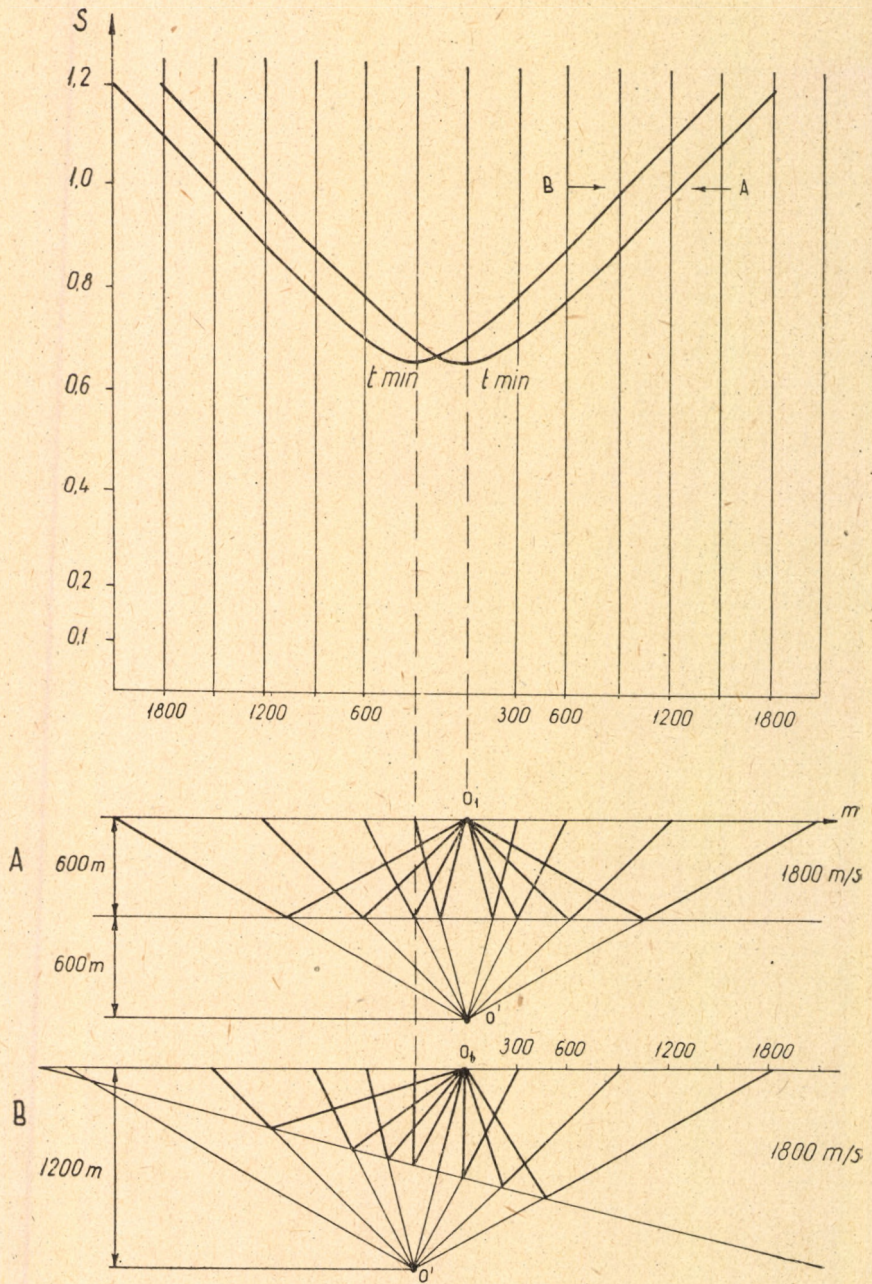
A réteghatárok térbeli helyzetének megállapítása a reflexiós és refrakciós módszernél annyira eltérő, hogy célszerűnek látszik a két mérési módszer kiértékelését külön ismertetni.

A reflexiós módszer

A reflexiós módszernél a kiértékelési eljárás viszonylag egyszerű. A 64. ábrán (A) felrajzoltuk a robbantóponthoz szimmetrikusan elhelyezett szeizmométereket, a fedőréteget és a felszínnel párhuzamos réteghatárt. Felrajzoltuk a robbantópont tükörképét is. Az optikából ismert tükrözési szabály szerint úgy tekinthetjük, mintha a rengéshullámok ebből a tükörképből indultak volna ki. A terjedési időgörbe hiperbola. Ha a terjedési sebességet ismerjük, a legkisebb beérkezési idő és a terjedési sebesség szorzata a reflektáló határfelület kétszeres mélységét adja.

Ha a kutatott képződmény határfelülete dőlt (B), a tükrözés elvégzése után azonnal látjuk, hogy a tükörképből kiinduló sugársor most is szimmetrikus, de nem a robbantópontban emelt merőlegesre, hanem arra, amelyet a tükrőrpont felszíni vetületében emeltünk. A helyzet tehát változatlan: a terjedési időgörbe ebben az esetben is hiperbola, csupán a csúcsa tolódtott el a robbantóponthoz képest. Az eltolódás mértéke a határfelület dőlésétől függ. A határfelület mélységét most is a legkisebb terjedési időkből számíthatjuk ki.

A reflexiós eljárásnak ez az igen egyszerű kiértékelési módja is kedvelté teszi ezt a mérési módszert. Nagy előnye emellett az, hogy mély behatolás érhető el úgy, hogy a robbantási pont környezetében maradunk. A vizsgálandó réteghatár helyről helyre nyomozható, tehát kedvező kőzetviszonyok esetén



64. A reflexiós mérés kiértékelésének elve
(Jakosky nyomán)

(nagy kiterjedésű, egyenletes felszínű, környezetétől erősen különböző, homogén és izotróp kőzet) a vizsgált réteghatárokról részletes térképet készíthetünk.

Jelentős gazdasági előnye is van: kevés robbanóanyaggal néhány km behatolási mélység érhető el.

Hátránya, hogy a visszaverő réteghatárra anyagi jellemző adatot nem ad: a reflexiós hullámúton viszonylag kevés energia terjed; a reflexiós hullámra minden mértani szabálytalanság, zavart, lencsés település zavaró hatással van. Ha a kutatott öszlet lencsés településű, a településről csak statisztikus felvilágosítást várhatunk, minthogy vezérszintje rendszerint nincs.

Egymagában alkalmazva bizonyos esetekben nehéz eldönteni, hogy egyes reflexiók nem többszörös visszaverődés eredményei-e. Vetők kimutatása sok esetben nehézségekbe ütközik, mert a vetők közelében a kőzetek meglazulnak, roncsolódnak; ezenkívül mivel a határfelületek nyomon követése korreláció révén történik, a levetett és fennmaradt réteg felszínét nem lehet biztosan és folyamatosan nyomon követni. Olyan területeken (pl. hazánkban), ahol a földtani felépítést egy alaphegység és a tőle élesen elkülönülő fedőösszlet jellemzi, a legalsó várható reflektáló felület (pl. az alaphegység) és a legalsó reflexió azonosítása sohasem biztos.

A refrakciós módszer

A refrakciós módszer kiértékelése lényegesen hosszadalmasabb. Messzire vezetne, ha az ún. többréteg probléma megoldásához szükséges képleteket itt ismertetni kívánnánk.

Láttuk, hogy a robbantóponttól távolodva egyre mélyebb rétegekről érkező refraktált hullámok jelentkeznek első beérkezésként. Ez pedig gazdasági szempontból is hátrányos, mert ahhoz, hogy több km-ről kifogástalan beérkezéseket kapjunk, gyakran tonnányi robbanóanyagra van szükség.

Már említettük, hogy a refraktált hullám „átlagol”, nem számíthatunk tehát olyan részletes felderítésre, mint a reflexiós módszernél.

Előnye azonban, hogy ott is alkalmazható, ahol zavaró hullámok, vagy zavart település miatt reflexiós méréseket nem tudunk végezni.

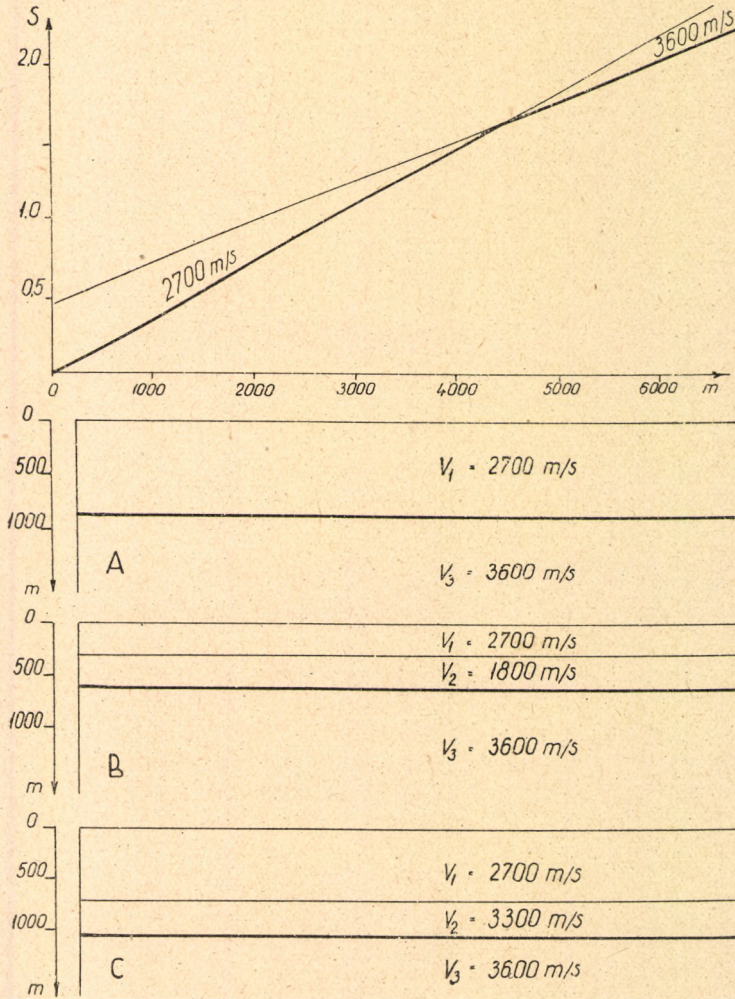
A refrakciós mérések kiértékelése terén az egyértelműséggel kapcsolatban is vannak kétségek. A 65. ábrán 3 rétegsort tüntettünk fel, amelyek mindegyike ugyanazt a terjedési időgörbét adja. A *B* esetben a második réteg refrakciós méréssel kimutathatatlan, mivel refraktált hullám csak olyan határfelületen keletkezhet, ahol a fekvő terjedési sebessége nagyobb, mint a fedőé. A *C* esetben a második réteg jelentkezik ugyan refraktált hullámmal, de csekély vastagsága miatt első beérkezésként nem jelentkezik (*átlótt réteg*). Mindkét esetben — szabályosan kiértékelve — az ábra *A* részében látható rajzot kapnánk.

Jóllehet ezek a hátrányok a refrakciós módszerre általában vonatkoznak, mégis elsősorban a kőolajkutatás méretei és teleptani körülményei mellett lépnek előtérbe.

Ellenben az üledékes ércsek, az alapterep jellegű kőszén, valamint a mélyépítkezés általában sok olyan földtani (szerkezeti) problémát vet fel, amely refrakciós módszerrel könnyen és gazdaságosan megoldható. Erre a könyv második részében számos példát fogunk majd látni.

A reflexiós mérés ilyen esetekben rendszerint kizárja a kutatandó határfelület kis (néhányszor 10 m nagyságrendű) mélysége.

Ha nagy mélységű eltakart hegységeket kutatunk, vagyis medence-üledékek alaphegységét kívánjuk refrakciós módszer segítségével meghatározni, illetve nyomozni, jogos aggály keletkezhet bennünk már előre, a várható nagy dinamitfogyasztást illetően. A tapasztalat azonban azt mutatja, hogy a



65. A refrakciós terjedési időgörbe többértelműsége
(Jakosky nyomán)

gyenge beérkezés és a viszonylag jó beérkezés között távolról sincsen akkora különbség, mint a robbanóanyagok az egyikhez, illetve a másikhoz felhasznált mennyisége között. Sőt vannak olyan területek, ahol a robbanóanyag mennyiségének növelése a beérkezések javulását nem eredményezi. Ilyen esetben célszerű a beérkezések minősége terén tett engedmények révén a robbanóanyag-fogyasztást gazdaságos szinten tartani. Ez azonban csak akkor történ-

hetik meg, ha a kiértékelést tapasztalt munkatársak végzik, akik többet is képesek meglátni a szeizmogramon, mint az első beérkezés. Az egyes hullámok — és ennek megfelelően beérkezéseik is — több fázisból állanak. A tapasztalat azt mutatja, hogy valamely beérkezés későbbi fázisa nagyobb energiát hordoz, mint az első, sőt az első fázis a robbantási ponttól bizonyos távolságra gyakran teljesen el is hal, és nagy távolságra a robbantóponttól esetleg már csak a negyedik, ötödik fázis jelentkezik. Ahhoz, hogy későbbi fázisú beérzéseket kapjunk, jóval kevesebb robbanóanyag szükséges. Ha a kiértékelő vállalkozik arra, hogy a későbbi fázisú beérzéseket megfelelő időredukcióval első fázisúakká alakítsa át, akkor a refrakciós kutatás robbanóanyagfogyasztása rendkívül lecsökkenthető, tehát a módszer gazdaságosabb lehet.

Ha az elmondottakat kiegészítjük azzal, hogy a szeizmogramokat úgy igyekezzünk elkészíteni, hogy azokon a későbbi beérzések (tehát nem az első beérkezés későbbi fázisai) jól kiolvashatóak legyenek, és ezeket a beérzéseket is felhasználjuk mennyiségi és minőségi kiértékelésre, akkor lényegében egy olyan kiértékelési szemléletet ismertettünk, amely a refrakciós mérést sok területen — így pl. hazánk csaknem egész területén — fölé helyezi a reflexiós módszernek.

Ezt a kiértékelési szemléletet *fáziskorrelációs refrakciós* (a továbbiakban FKR) *módszernek* nevezik.

Az FKR-nek nincs különleges módszere. Végrehajtása a terepen éppen úgy történik, mint a „rendes” refrakciós mérése. Műszertechnikai vonatkozásban sem kíván lényeges és jelentős új megoldásokat. Meg kell tehát állapítanunk, hogy az FKR nem módszer, még kevésbé új módszer, hanem egy fejlettebb, nagyvonalúbb kiértékelési szemlélet.

Annak az állításunknak a bizonyítására, hogy a magyarországi medence-üledékek kutatásában a refrakciós kutatási eljárás gyakran alkalmasabb, mint a reflexiós, meg kell vizsgálni, hogy melyik eljárás nyújt több adatot a medence szerkezetére.

A magyar medencében a szeizmikus kutatással

1. a harmadkori fedőösszlet egyes tagjainak vastagságát, vagy
2. az alsó pannóniai rétegek felszínének mélységét, vagy
3. az alaphegység domborzatát kell meghatározni.

Ezek közül leglényegesebb a 3. feladat, mert :

- a) a fiatalabb rétegek határfelületei nagyjából amúgyis párhuzamosak az alaphegység domborzatával (ülepedésüket ugyanis az alaphegység domborzata szabta meg),
- b) a mélyfúrásokat általában az alaphegységig mélyítik, és a várható mélységet előre kell tervezni,
- c) az alaphegység túlságosan magas bérce nem feltétlenül kedvező a kőolajkutatás szempontjából (pl. Bugyi), és
- d) az alaphegységben is felhalmozódhat kőolaj.

A reflexiós kutatás egyik követelménynek sem képes tökéletesen megfelelni. A reflexiós szelvényeken jelentkező hatalmas mennyiségű és meglehetősen zavaros elhelyezkedésű felületelemhalmazból rendszerint nem olvasható ki az, hogy hol van valamely neogén képződményhatár ; még kevésbé az, hogy melyik felületelemsorozat jelzi az alaphegységet. Ezt a kimaradó reflexiók és a *többszörös reflexiók* (reverberációk) egyaránt lehetetlenné teszik.

A refrakciós kutatással ellenben legalább az alaphegység domborzatát jól meg lehet határozni, és ez — mint láttuk — a leglényegesebb a szeizmikus kutatással szemben támasztható követelmények között.

A szeizmikus mérések földtani értelmezése

A szeizmikus mérések földtani értelmezése némely vonatkozásban könnyebb feladat, mint a gravitációs és a földmágneses mérések értelmezése, némely vonatkozásban azonban nehezebb.

Ha könnyebb, ez azért van, mert szeizmikus mérést sohasem végzünk meghatározott szempont és előzetes földtani, geofizikai ismeretek nélkül.

A szeizmikus mérés értelmezése sok esetben azonban nehezebb, mint a gravitációs és a földmágneses mérés értelmezése, mert a szeizmikus mérések értelmezése nem akkor kezdődik, amikor a kiértékelés már befejeződött, hiszen a kiértékelés már maga az értelmezés. Az értelmezés néha már a szeizmogram első megtekintésénél kezdetét veszi. Egyes kőzetfajták, az ún. *vezérszintek*, gyakran jellegzetes alakú és jellegzetes frekvenciájú reflexiókat adnak.

A szeizmikus mérések kiértékelése — ezt különösen a refrakciós mérésekről mondhatjuk — nem történhetik rideg matematikai szigorúsággal, mert rendszerint többféle értelmezési lehetőség van. Ezek közül a kutatási terület feltárásainak, mélyfúrásainak és általában földtani ismereteknek a segítségével kell kiválasztani a legmegfelelőbbet.

A reflexiós mérések értelmezésével, ha a mérési terület kőzettani szelvényében jellegzetes reflektáló vezérszint van, — általában nincs sok nehézség. Ilyenkor csak a csatlakozó szeizmogramokból nyert csatlakozó felületelemeket kell egymáshoz illeszteni, illetve ezek maguktól is egymáshoz illeszkednek (l. 48. ábra).

A reflexiós kutatás eredményét ilyen esetekben mélységi és szerkezeti fogalmakban értelmezzük, tehát megmondjuk és ábrázoljuk, hogy a kutatott kőzetfelszín, vagy az arra jellemző vezérszint merre dől, hol van boltozódása és milyen mélyen van.

Nehezebb a reflexiós mérések értelmezése, ha a kőzettani szelvényben nincsen egységes korrelálható vezérszint. Ilyen eset fordul elő pl. vastag, lencsés településű, üledékes kőzetösszletek területén. Szegényes és statisztikus eloszlású reflexiókból, illetve felületelemekből kell ilyenkor következtetni a mélybeli rétegek elhelyezkedésére.

Ilyen területeken nem is célszerű a reflexiós módszert alkalmazni. Ha azonban valamely szempont miatt mégis a reflexiós módszerre esnénk a választásunk, akkor mellőznünk kell a folytonos szelvényezést, mert úgysem követhetünk folytonosan egy vezérszintet. Célszerűbb ilyenkor területi mérést végezni. A területi mérést úgy kell alkalmazni, hogy azzal helyről helyre a térbeli dőlést meghatározhassuk. Erre egymást keresztező kis szelvények a legalkalmasabbak. A mérési szelvénykereszteket elhelyezhetjük hálózatosan és a terepadottságokhoz igazodva is. Az értelmezés során kiszámított dőlés adatok statisztikus eloszlása feltétlenül tükrözni fogja a regionális szerkezeti képet.

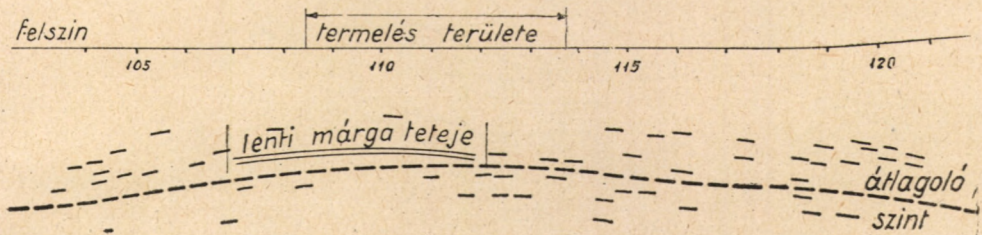
Ha pedig mégis a folytonos szelvényezést választanánk, akkor feltétlenül légrobbantással kell dolgoznunk, mert csak a légrobbantással keltett hosszabb hullámú rengés alkalmas arra, hogy az egyes neogén sztratigráfiai egységek

között levő, és egymástól fizikailag alig különböző kőzeteket elválasztó statisztikus fációs határt érzékeli; ellenben érzéketlen legyen a kisméretű kőzetlencsék és az alaphegység egyenetlenségeinek hatásával szemben.

Kedvezőtlen területeken folytatott szelvénymenti mérések esetén az egyébként korrelálhatatlan felületelemek statisztikus lefutását egy ún. *képzelt szinttel* vagy *átlagoló szinttel* jellemzik (66. ábra).

Ez az eljárás finomabb részletek felderítésére természetesen nem alkalmas. A semminél azonban több, és kedvezőtlen felépítésű területeken meg kell ezzel elégedni.

Említettük, hogy a reflexiós mérések átlagsebességet adnak. Ez nem anyagi jellemző, legfeljebb ismert üledéksorok esetén, ahol viszont gyakorlati jelentősége alárendeltebb.



66. Átlagoló szint
(Egyed nyomán)

A refrakciós módszernek lényeges előnye a reflexiós módszerrel szemben, hogy az általa nyújtott sebesség anyagi jellemző. Ez a körülmény megkönnyíti a refrakciós mérés földtani értelmezését.

A terjedési sebességet anyagi jellemzőnek tekinteni azonban csak azok között a korlátok között lehet, amelyeket a fejezet első részében megadtunk. Nem szabad tehát elfelejtenünk, hogy két különböző kőzetnek lehet azonos sebessége, és azonos kőzeteknek különböző sebességük.

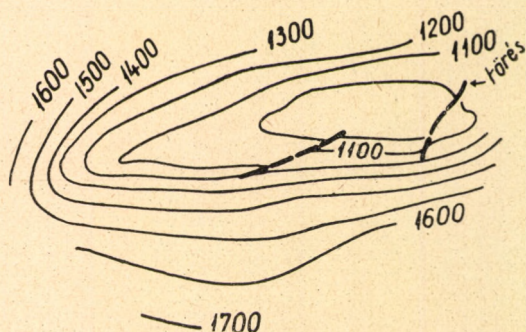
Igen gyakran előfordul — különösen hegyvidéken, az alaphegység kibúvásainak területén —, hogy valamely kőzet terjedési sebessége a vízszintesben megváltozik anélkül, hogy földtani értelemben változásról a legcsekélyebb mértékben is beszélni lehetne. Ennek oka az, hogy az alaphegység kibúvások jelölik azokat a területeket, ahol még a közelmúltban is viszonylag élénkebb hegység szerkezeti mozgások voltak, és ennek következtében az egyes kőzetek nyomásos igénybevétele, üledékképződése igen változatos volt. A nagy medencékben elhelyezkedő vastag medenceüledékek azonban meglehetősen homogének.

Elképzeltető olyan különösen kedvező eset, hogy a terjedési sebesség azonosítása valamely kőzettel teljesen egyértelmű. Képzeljük el pl., hogy egy homogén fedőszlet alatt homokkővön áttört kősótörmzs van. Meg kell határozni a homokkő és a kősótörmzs határát, és a fedőszlet érintkezési felületét mind a homokkővel, mind a kősótörmzssel. Legyen a fedőszlet terjedési sebessége 2000 m/s, a homokkőé 4000 m/s, a kősóé 5500 m/s. Természetes, hogy ebben az esetben a terjedési sebesség az anyagi minőséget egyértelműen jellemzi; a fedő alatt levő két kőzet (a homokkő és a kősótörmzs) tehát

szeizmikus méréssel elkülöníthető egymástól; amellet, hogy mindkettőnek a mélysége is meghatározható.

A szeizmikus kutatástól azonban elsősorban a mélységre vonatkozóan várunk felvilágosítást, másodsorban az alakra és csak harmadsorban az anyagi minőségre vonatkozóan.

Az értelmezett szeizmikus mérés végeredménye a terjedési sebességekkel azonosított földtani képződményeket feltüntető *szeizmikus szelvény* és valamely kiválasztott vezérszintről rajzolt *szintvonalas térkép* (67. ábra).



67. Szeizmikus szintvonalas térkép boltozatról
(Egyed nyomán)

A szeizmikus mérést soha sem végezzük anélkül, hogy azt valamely más mérés (gravitációs, földmágneses) meg ne előzte volna. A szeizmikus kutatás értelmezett végeredményének ezért mindig a megelőző kutatások és még sok egyéb — földtani, mélyfúrási — ismeret szintézisének kell lennie.

ELEKTROMOSSÁG

A kőzetek elektromos tulajdonságait befolyásoló tényezők

A *geoelektromos kutatómódszerek* egyik csoportja a kőzetekben mesterségesen létrehozott, másik csoportja pedig természetes okokra visszavezethető elektromos áram terét vizsgálja abból a célból, hogy e terek létrejöttét, illetőleg részleteiben való kialakulását összefüggésbe lehessen hozni a kőzetek fizikai sajátosságaival és így egyes földtani feladatokat oldjanak meg ilyen módon.

A kőzetek szóhajóvő sajátosságait két csoportba sorolhatjuk. Az első csoportba azok a közetsajátosságok tartoznak, amelyek függetlenül az elektromos áram eredetétől az áram intenzitását befolyásolják. A másik csoportba inkább relatív közetsajátosságok tartoznak. Ezek a sajátosságok azért relatív jellegűek, mert elektromos szempontból környezetük miatt jutnak érvényre.

Az előbbi közetsajátosságok körét a *fajlagos elektromos ellenállás*, a *dielektromos állandó* és a *mágneses permeabilitás* alkotja. Az utóbbi csoportba tartozók meglehetősen szerteágazók. Éppen ezért nem kísérelhetjük meg felsorolásukat. Az alábbiakban ezek a sajátosságok úgyis kellő részletezésre fognak kerülni. Annyit kell csupán lényegük tekintetében megjegyeznünk, hogy részben környezetük kémiai jellemzőitől való lényeges eltérésük miatt, részben a helyükön uralkodó fizikai jellegű viszonyok miatt válnak a szóban forgó sajátosságok geoelektromos szempontból a kőzetre nézve jellemzővé.

Az állandó q keresztmetszetű és l hosszúságú vezető *elektromos ellenállását*

az

$$r = \rho \frac{l}{q}$$

összefüggés adja meg, ahol ρ a vezető anyagi minőségére jellemző állandó, az ún. *fajlagos elektromos ellenállás*.

Az előbbi összefüggés értelmében a fajlagos elektromos ellenállás egysége nem más, mint az ellenállás egységének és a hosszúságegységnek a szorzata. Minthogy az elektromos ellenállás egysége az ohm, a fajlagos elektromos ellenállást a fizikában *ohmcentiméterrel* mérik. Használatos egység még az *ohmméter* is. Nyilvánvaló, hogy $1 \text{ ohm} = 100 \text{ ohmcm}$.

Ha valamely kőzetből 1 cm élhosszúságú kockát készítünk és két szemközti lapja között 1 V feszültségkülönbséget létesítve, 1 A erősségű áramot tudunk benne fenntartani, akkor azt mondjuk, hogy a kőzetnek 1 ohmcm a fajlagos elektromos ellenállása.

A vezetés mechanizmusa szerint fémes és elektrolites áramvezetést különböztetünk meg. *Fémes vezetés* esetében a vezetőben jelenlevő — első

közvetítésben materiális tömeggel nem rendelkező — szabad elektronok közvetítik az elektromos áramot. A fémes vezetést ezért *elektronos vezetésnek* is nevezik. *Elektrolites vezetés* alkalmával elektromosan töltött anyagi részek, ionok közvetítik az elektromos áramot. Az elektrolites vezetés más neve ezért: *ionos vezetés*. Azokat a vezetőket, amelyekben az áramot potenciálkülönbség hatására mozgó elektronok közvetítik, *elsőosztályú vezetőknek*, azokat pedig, amelyekben ionok közvetítik, *másodosztályú vezetőknek* szokás nevezni.

A geoelektromos kutatásnál általában az elektromos és az ionos vezetés igen összetett eseteivel van dolgunk. Fémes vezetéssel csupán a természetes fémek, néhány érc (pirit, pirrhotin, galenit, magnetit stb.), valamint a grafit és az antracit esetében számolhatunk. A többi ásvány és kőzet fajlagos elektromos ellenállása igen nagy (10^5 — 10^9 ohmm), úgyhogy bennük az elektromos áramvezetés gyakorlatilag teljesen háttérbe szorul, és ha az áramot egyáltalában vezetik, akkor ez kizárólag annak a következménye, hogy hézagaik valamilyen elektrolittal vannak megtöltve, és ezért az ilyen kőzetet másodosztályú vezetőknek kell tekintenünk.

Abban az esetben is az elektrolites áramvezetés jut túlsúlyba, ha a kőzetben a fémes vezetést biztosító érc nem folytonos eloszlásban, hanem egyéb ásványi alkotó részek között elszórtan helyezkedik el.

Az elektrolites vezetést biztosító kőzetek behatóbb tanulmányozása alapján megállapítható, hogy az ilyen kőzetek fajlagos elektromos ellenállása a kőzet térfogategységében levő ionok számától és ezeknek az ionoknak a mozgékonyaságától függ. Ebből következik, hogy az elektrolites vezetést tanúsító kőzetek fajlagos ellenállása a kőzet likacsait megtöltő elektrolit fajlagos elektromos ellenállására, a kőzet hézagterefogatára és a hézagterefogatnak elektrolittal való telítettségére vezethető vissza.

Az elektrolit fajlagos ellenállása a *disszociáció fokától*, valamint az *ionok mozgékonyaságától* függ. Mindkét tényező azonban az oldat koncentrációjának függvénye. Oldószerként legtöbbször a víz, míg oldott alkotórészként kloridok, karbonátok és szulfátok jöhetnek tekintetbe.

A természetes vizek fajlagos ellenállásuk szempontjából a következőképpen osztályozhatók:

1. A csapadékvizek fajlagos ellenállása 3 000—100 000 ohmcm között változik.

2. A felszíni vizek (tavak, folyók stb.) fajlagos ellenállása még tágabb határok között van. A sós tavak vizének fajlagos ellenállása pl. 10 ohmcm körül van, míg az édes víz ellenállása eléri a 300 000 ohmcm-t. A fajlagos ellenállás függ a terület földtani felépítésétől is; magmás vidékeken a vizek fajlagos ellenállása 3 000—50 000 ohmcm között, üledékes kőzetek területén a vizek fajlagos ellenállása 1 000—10 000 ohmcm között változik. Magmás kőzetek területén a talajvíz fajlagos ellenállása is nagyobb, 3 000—15 000 ohmcm, üledékes kőzetterületek talajvizeinek fajlagos ellenállása pedig 100 ohmcm körül van.

3. A mélységbeli vizek több-kevesebb sót mindig tartalmaznak, ezért általában mindig jó vezetők. Fajlagos ellenállásuk 10 ohmcm körül van.

4. A bányavizek (réz-, cink-, vasszulfátok) jó vezetők. Fajlagos ellenállásuk a 30 ohmcm-t rendszerint nem haladja meg.

A kőzetek fajlagos ellenállásának meghatározására számos mérőberendezést és műszert dolgoztak ki. Használható adatokat csak olyan eljárásoktól várhatunk, amelyek a fajlagos ellenállást a terepen (*in situ*) határozzák meg.

Laboratóriumban ugyanis nehezen biztosítható a kőzet eredeti nedvesség-tartalmának megőrzése. A legfontosabb ásványok és kőzetek fajlagos ellenállását a VI. táblázatban foglaltuk össze.

VI. táblázat

Néhány kőzet, ill. ásvány fajlagos ellenállása

Az adatok nagyrészt észak-amerikai és európai kőzetekre vonatkozó, főleg C. A. Heilandtól származó adatok. A megfelelő hazai kőzetek esetleges eltérését feltüntettük

Kőzet, ill. ásvány	fajlagos ellenállás ohmcm-ben	Kőzet, ill. ásvány	fajlagos ellenállás ohmcm-ben
Gránit	$1 \cdot 10^8$	Kőolajhomok	$4 \cdot 10^2$
Szienit	$1 \cdot 10^8$	Sós víz	5,1
Diorit	$1 \cdot 10^6$	Folyóvíz	$5,5 \cdot 10^4$
Gabbro	$1 \cdot 10^7 - 1,4 \cdot 10^9$	Kőszén	$2 \cdot 10^4 - 5 \cdot 10^5$
Szerpentin	$2 \cdot 10^6$	Kősó	$5 \cdot 10^5$
Porfirít	$3 \cdot 10^5$	Kén	$10 \cdot 10^{14}$
Kvarcporfir	$3,4 \cdot 10^4$	Kalkopirit	$2,1 \cdot 10^{-1}$
Diabáz	$4,5 \cdot 10^4$	Pirit	$1 \cdot 10^{-1}$
Grafitpala	$1 \cdot 10^3$	Termésrész	$1 \cdot 10^{-1}$
Csillámpala	$1,3 \cdot 10^5$	Galenit	$1 \cdot 10^{-1}$
Kvarctelér	$2 \cdot 10^6$	Szfalerit	$4,9 \cdot 10$
Homokkő	$4,3 \cdot 10^3$	Cinkit	3
Konglomerátum	$1,3 \cdot 10^6$	Pirrhotin	7
Mészke	$4 \cdot 10^4$	Kromit	$1,3 \cdot 10^6$
Eocén nummulinás mészke (Urkút)	$8 \cdot 10^3$	Magnetit	$7,5 \cdot 10^7$
Kréta requeniás mészke (Urkút)	$2 \cdot 10^4$	Hematit	$1 \cdot 10^8$
Alsó liász mészke (Urkút)	$6 \cdot 10^4$	Limonit	$1 \cdot 10^7$
Agyag (nedves)	$2,1 \cdot 10^3$	Wolfraimit	$1 \cdot 10^3$
Agyag pala	$6,4 \cdot 10^4$	Molibdenit	8
Nedves hordalék	$2,3 \cdot 10^3$	Mangános öszlet (Urkút)	$2 \cdot 10^3$
Glaciális hordalék	$5 \cdot 10^4$	Piroluzit	50-500
Nedves folyamikavics	$4,8 \cdot 10^4$		

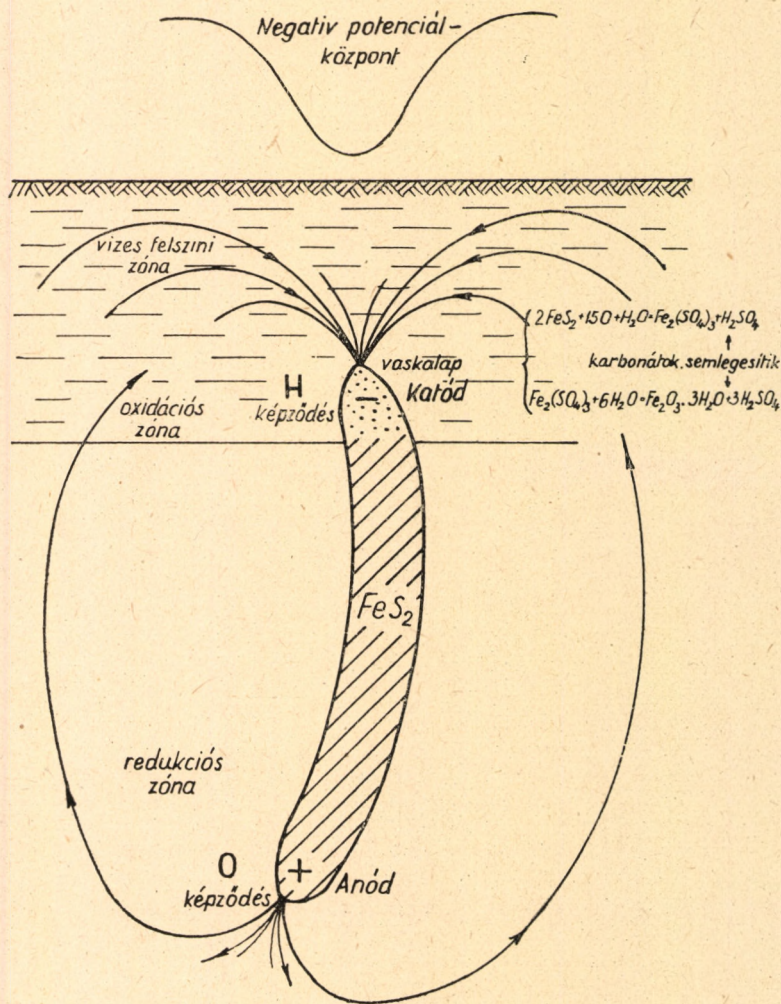
A kőzetek dielektromos állandójának és mágneses permeabilitásának szerepe eltörpül a fajlagos ellenállás szerepe mellett. Éppen ezért ezekkel részletesen nem foglalkozunk.

Ha fémes vezető elektrolitba merül, akkor a fém és az elektrolit között potenciálkülönbség lép fel. Ez a potenciálkülönbség a fém és az elektrolit adataitól függ, mégpedig:

$$E = \frac{RT}{Fz} \cdot \ln \frac{P'}{C},$$

ahol E a potenciálkülönbség, R az univerzális gázállandó, T az abszolút hőmérséklet, F a Faraday állandó (96 494 coulomb), z az elektrolit fémionjainak vegyértéke, P' a fémnek az adott elektrolitre vonatkozó oldástenziója és C az ionkoncentráció. Ennek alapján elektrolitba merülő vezetők között feszültségkülönbség léphet fel. Mivel a talajvíz is elektrolit, a talajvízzel érintkező fémes vezetőképesű ércetek környezetében galvánáramok keletkezhetnek (68. ábra).

Az ábrán látható ércetest felső vége beleér a talajvíz szintjébe. Ebben az ún. oxidációs-cementációs zónában az érc vegyi változáson megy át, de fémes vezetősű marad. Az ilyen ércetestet olyan galvánelemnek tekinthetjük, amelynek egyik elektródája az oxidált felsőrész, a másik elektródája pedig



68. Természetes potenciál kialakulása
(Heiland nyomán)

a vegyileg nem változott alsó része. A fémes vezető ércben az oxidált résztől a nem oxidált rész felé, az elektrolitben viszont a nem oxidált rész felől az oxidált rész felé, természetes áram indul meg, amelynek potenciálesését a felszínen észlelni lehet. Ezt a potenciált az ércetestek természetes potenciáljának nevezik.

Ha az ilyen érceteknél a talajba áramot vezetünk, ellentétes irányú elektromotoros erő jön létre. Ez a *polarizációs potenciál*.

A polarizált ércetek *feszültséggradiense* általában 3—6 millivolt/m között változik.

Akkor is potenciálkülönbséget észlelünk, ha likacsos rétegen elektrolitet nyomunk keresztül. A be-, illetve kiáramlás helye között fellépő potenciálkülönbség arányos a nyomáskülönbséggel. Emellett függ az elektrolit és a kőzet adataitól is. Ilyen *filtrációs potenciált* a rétegekbe leszivárgó csapadékvíz és a mélyebb rétegek elektrolitjeinek kapilláris emelkedése is létrehozhat.

Vizsgáljuk meg ezután, hogy a három nagy kőzetcsoporthoz elektromos viselkedése hogyan alakul.

Magmás kőzetek

Már említettük, hogy a kőzeteknél, így a magmás kőzeteknél is, az elektronos vezetés alárendelt jelentőségű. Ezért, tekintve, hogy a magmás kőzetek általában tömöttek, ellenállásuk meglehetősen nagy. A magmás kőzetek területén csak ott csökken a fajlagos ellenállás, ahol a magmás kőzet valamely okból fellazult, és a fellazult kőzet hézagait víz tölti ki.

Olyan helyeken, ahol nagy kiterjedésű összefüggő (pl. teléres) ércetek vannak, elektronos vezetés lép fel.

A bázisos kőzetek fajlagos ellenállása általában kisebb, mint a savanyúaké.

Üledékes kőzetek

Az üledékes kőzetek fajlagos ellenállása általában kisebb, mint magmás kőzeteké; ez azért van, mert az üledékes kőzetek hézagterfogatata — így víztartalma is — rendszerint nagyobb.

Az üledékes kőzetek közül is annak nagyobb a fajlagos ellenállása, amelyik tömöttebb. Ilyenek főleg a vegyi eredetű üledékes kőzetek, pl. mészkő, dolomit.

A laza szemcesekapcsolódás folytán kialakuló vízhártyafelület miatt az agyagoknak és a márgáknak az elektrolites vezetés szempontjából hasznos keresztmetszete nagy. Ennek következtében fajlagos ellenállásuk kicsi.

Homokok, homokkövek fajlagos ellenállása viszonylag nagy és vízzel való átitatottságuktól függően erősen ingadozik. A mészkövek fajlagos ellenállása általában nagy, mert tömöttek. Ha azonban az összefüggő kőzettömeget hegyszerszerkezeti mozgások összetördelték, fellazították, a fajlagos ellenállás jelentősen csökken.

Az agyagos, márgás rétegsorok homoklencséiben levő alkáli tartalmú vizek fajlagos ellenállása igen csekély.

Az *átalakult kőzeteknek* külön fejezetet nem szentelünk, mert csaknem teljesen úgy viselkednek elektromos szempontból, mint a magmás kőzetek. Általánosságban megjegyezzük, hogy nagy tömöritésük fogva rossz vezetők.

A kőzeteknek az előzőekben felsólt tulajdonságai teszik lehetővé a geoelektromos kutatómódszer alkalmazását és írják elő az alkalmazás szabályait.

A geoelektromos kutatómódszer

A geoelektromos módszereket — a mért hatás származását tekintve — két nagy csoportba sorolhatjuk :

1. a természetes úton létrejött elektromos terek,
2. a mesterségesen létrehozott terek vizsgálatán alapuló kutatómódszerek.

Az első csoportba tartozik :

- a) a természetes potenciál mérése,
- b) a tellurikus áram által létrehozott potenciál mérése.

A második csoportot az alkalmazott áramtól függően ismét két alcsoportba oszthatjuk :

- a) egyenáramú módszerek,
- b) váltóáramú módszerek.

A 2. a) alcsoport tovább tagolható : mérhetjük a talajba bocsátott áram mágneses terét, vagy pedig az elektromos tér eloszlását a földfelszínen. Az utóbbi módszert potenciálmérő módszernek nevezzük. Ide tartozik a leggyakrabban alkalmazott eljárás, a *geoelektromos ellenállásmérés* is.

A 2. b) alcsoport számos módszert tartalmaz, mert váltóáram alkalmazása esetén az árambevezetés és az észlelés galvanikus vagy induktív módon egyaránt történhet. A frekvencia is változhat néhány Hz-től a rádiófrekvenciáig (több százezer Hz).

Szélesebbkörű alkalmazásra csupán a kisméretű (1—500 Hz) módszerek tettek szert, mert — a tapasztalat szerint — a talaj a nagyobb frekvenciákat jelentős mértékben csillapítja.

Külön csoportba sorolhatjuk a *gerjesztett potenciál módszert*, amely nem tartozik a természetes hatást mérő eljárások közé, mert mesterségesen létrehozott hatást mér; de nem tartozik a potenciálmérő módszerek közé sem, mert a mérés folyamata csak az elsődleges elektromos tér megszűnte után kezdődik.

1. TERMÉSZETES ELEKTROMOS TEREK MÉRÉSE

Megfelelő berendezéssel a Föld felszínének két-két pontja között potenciálkülönbség észlelhető. Ennek egy részét a később ismertetendő tellurikus áramok hozzák létre, más része a helyi áramoktól származik.

E kis — 1-10 millivolt/km körüli feszültségesést adó — áramok keletkezése a terület kőzettani felépítésével, a kőzetekben lejátszódó vegyi és fizikai folyamatokkal kapcsolatos. Természetes áramot a következő folyamatok hozhatnak létre :

- a) oxidációs-redukciós folyamatok,
- b) egymással érintkező különböző ionkoncentrációjú vizek közötti diffúzió,
- c) folyadék áramlása áteresztő rétegekben.

A gyakorlati kutatás szempontjából legjelentősebbek az oxidációs-redukciós folyamatok. Az általuk termelt áramokat felhasználhatjuk egyes érecek, főleg a szulfidos érecek kutatására.

A szulfidos ércek kutatására is csak akkor használható ez a módszer, ha az ércetest felső része az oxidációs-cementációs övbe nyúlik. E fejezet bevezetésében ismertettük azt, hogy mi módon indul meg ilyen esetben az áram. Az áram következménye a potenciálkülönbség a felszínen. A természetes potenciál létrejöttéhez a földtani feltételek kedvező alakulása szükséges:

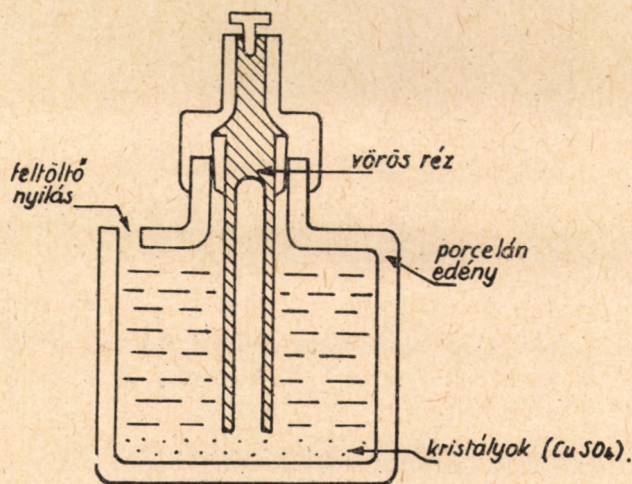
1. jól vezető ércetest
2. az ércetest felső, illetőleg alsó részén levő vizek ionkoncentrációjának különbsége (kémiai aszimmetria).

Az elmondottak szemléltetése céljából hivatkozunk a 68. ábrára.

Az áram kialakulásához szükséges feltételek közül legfontosabb a fémes vezetés képessége (a *vezetőképesség* az ellenállás reciproka). Ezért természetes áramok és így felszíni természetes potenciál kialakulását csak összefüggő ércetesteknél pl. pirit, pirrotin, kalkopirit, magnetit, szulfidos rézércek, továbbá néhány nemérc összefüggő telepénél, pl. grafitnál, antracitnál és egyes fekete kőszénfajtáknál várhatjuk.

A természetes potenciál mérése

A természetes potenciált a Föld felszínén vagy bányavágatokban azért mérjük, hogy a potenciáeloszlás alapján az előidéző ércetest helyzetére következtetéseket lehessen levonni. A mérhető potenciálkülönbség ritkán nagyobb 100–200 millivoltnál.



69. Nempolarizáló elektroda metszete

A mérés végezhető egyszerű egyenáramú galvanométerrel, ha érzékenysége 1000 ohm belső ellenállás mellett 1–2 mikroamper/osztásrész. A közvetlen mérés azonban mindig áramfelhasználással jár, ami a feszültségforrás nagy belső ellenállását tekintetbe véve, a mérési eredményt meghamisító feszültségeseést okoz.

A gyakorlatban éppen ezért jobban elterjedtek a kompenzációs elven működő berendezések, amelyek annál jobbak, minél egyszerűbbek és könnyebben kezelhetőek.

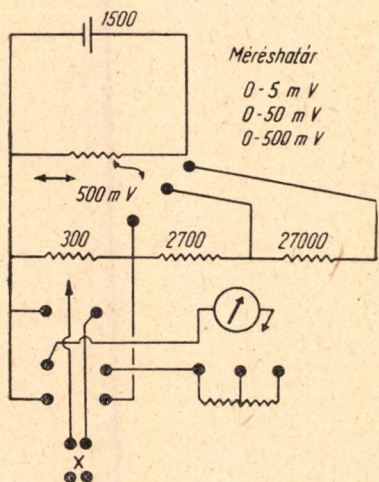
A teljes berendezéshez tartozik még két *nempolarizálódó elektróda*⁵, és a szükséges kábelmennyiség.

A nempolarizálódó elektróda felépítését a 69. ábrán láthatjuk.

Lényegében egy porozus falú porcelánedény, amelyben valamely fém sójának telített oldata van. A telített oldatba elektródaaként a sóban levő fémből készült rúd (pl. rézszulfát oldatba rézrúd) merül. A telítettség biztosítására a sötét fölös mennyiségben alkalmazzák úgy, hogy az edény alján oldatlan kristályok maradjanak vissza.

Egy természetes potenciálmérő berendezés kapcsolását a 70. ábrán, fényképét pedig a 71. ábrán láthatjuk.

Kutatásnál önkényesen választott 0 ponthoz viszonyított potenciálkülönbséget határozzunk meg. Kétféleképpen járhatunk el:



70. Természetes potenciálmérő kapcsolási rajza

a) az egyenlő potenciálú helyeket közvetlenül határozzuk meg. Ez az eljárás abban áll, hogy mozgó elektródával kikeressük az álló elektródával egyező potenciálú helyeket, vagyis ahol a galvanométer kitérése zérus,

b) gyakrabban alkalmazott módszer a négyzetes hálózat szögpontjaiban történő mérés. Itt minden hálózati ponton megállapítjuk a kezdőponthoz viszonyított potenciálkülönbséget. A mérési pontok távolsága — a feladattól függően — 5–50 m.

A mért értékekből *ekvipotenciálvonalas térkép* szerkeszthető.

Természetes potenciálmérés kiértékelése és földtani értelmezése

A kiértékelés lényegében nem más, mint az említett ekvipotenciálvonalak megszerkesztése. Nagy körültekintést kíván azonban az értelmezés. Ez abból áll, hogy igyekszünk megállapítani azokat a földtani okokat, amelyek a mért potenciálokat okozták.

Igen fontos ebből a szempontból a felszín tagoltsága. Erősen szabdalt területen a potenciáleloszlás elveszti szabályos, áttekinthető képét és összefüggése a földalatti ércesttel nehezen kibogozhatóvá válik.

Aszimmetrikussá válik a potenciálkép, ha az ércetest körül levő kőzetek elektromos vezetőképessége erősen különbözik.

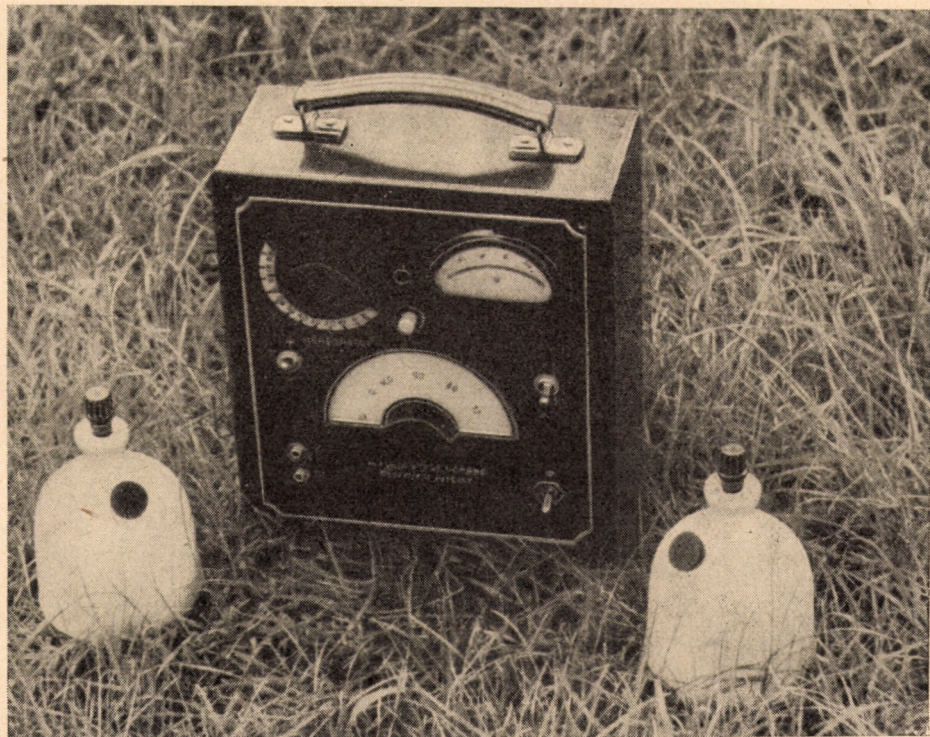
Az értelmezésnél figyelembe kell venni a *folyadékfiltráció* lehetőségét, amely szintén jelentős potenciálkülönbséget hozhat létre. Jellegzetes példája ennek O. Meisser jugoszláviai, *Zlatica hegyi* mérése⁶ (72. ábra); Magyar-

⁵ A nempolarizálódó elektróda alkalmazásának a célja az, hogy a talaj és az elektróda között fellépő kölesönös potenciál elkerülhető legyen.

⁶ O. Meisser : Freiburger Forschungshefte, Heft 8., 1952.

országban igen nagy *filtrációs potenciál* mérhető a Kőszegi hegységben *Velem* környékén. A 73. ábrán egy pirittömzs felett végzett természetes potenciálmérés ekvipotenciális vonalai láthatók. Az ércetek vonulatát potenciálmínimum vonulat mutatja.

A természetes potenciál néha felhasználható vékony (néhány méter) fedőréteggel letakart, függőleges réteghatárok nyomozására is.



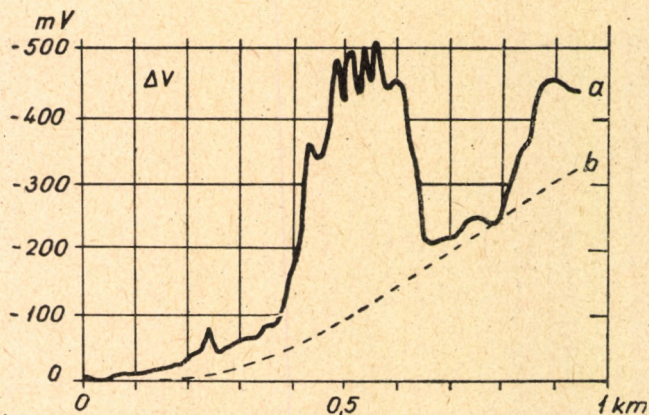
71. Természetes potenciálmérő berendezés (nempolarizálódó elektródákkal)

A tellurikus áramok módszere

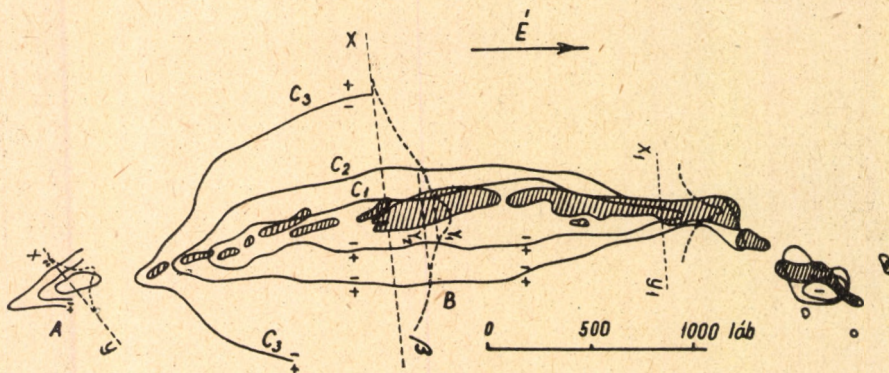
A tellurikus áramok a földkéregben keringő kozmikus okokra visszavezethető áramok, amelyek nagy területeken azonos módon változnak. Az egész földgömbön nyolc nagy áramörvény van, amelyeknek a helyzete a Nap és a Föld által kijelölt tengelyhez képest állandó.

A tellurikus áramok folyásában számos periodicitás figyelhető meg. A gyakorlati szerkeszetkutatásban csak a rövid periódusú változásokat használjuk. Ennek főleg műszertechnikai oka van. Említettük — és a váltóáramú módszerek tárgyalásánál részletezni fogjuk, hogy a váltóáram behatolási mélysége a frekvenciától függ. Ezt a megállapítást a tellurikus áramokra kiterjesztve azt mondhatjuk, hogy a földkéreg legkülső rétegeiben folyó áramok frekvenciasávja 1 Hz-től 0,02 Hz-ig terjed.

A kőzetek fajlagos ellenállását tartalmazó VI. táblázatunkból láthatjuk, hogy a fiatalabb törmelékes-üledékes kőzetek fajlagos ellenállása általában 10 000 ohmcm alatt van. Ezzel szemben pl. a magyar medence aljzatát felépítő karbonátos, vagy kristályos alaphegységkőzetek fajlagos ellenállása 1000 000 ohmcm körüli, vagy még ennél is nagyobb érték. Ezért



72. Természetes potenciálszelvény a Zlatica hegyen
(Meisser nyomán)



73. Ekvipotenciáltérkép a Saint-Bel pirittömzs területéről
(Schlumberger nyomán)

nyilvánvaló, hogy a tellurikus áram sűrűsége a fedő üledékes kőzetekben nagyobb, mint az alaphegységben. De az is könnyen érthető, hogy az üledékes kőzetek vastagsága is befolyásolja az áramsűrűséget: az áramsűrűség ott nagyobb, ahol a vezető keresztmetszete, vagyis a fedő üledékes kőzetek vastagsága kisebb.

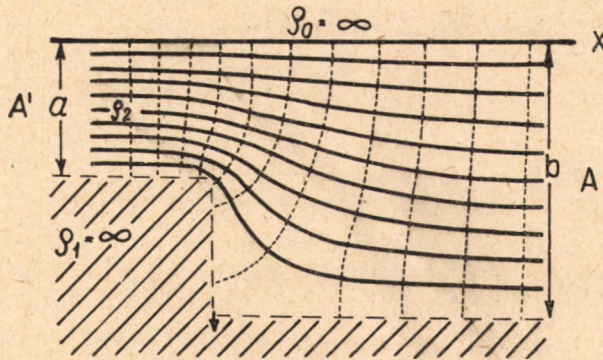
Az áramsűrűség (az egységnyi felületen átfolyó elemi áram intenzitása) térbeli változása tehát — egyéb tényezők változatlanságát feltételezve — jellemző a fedőréteg vastagságának változására (74. ábra).

Az áramsűrűség eloszlására pedig a *potenciálgradiens* eloszlásából következtethetünk. *Ohm törvénye* szerint

$$V = \rho \frac{l}{q} \cdot I,$$

ahol V a feszültségkülönbség, I az áramerősség, ρ a fajlagos ellenállás. Innen pedig kis átalakítással

$$\frac{V}{l} = \rho \frac{I}{q}.$$



74. Áram-vonalak a fedőrétegben
(Kunetz és De Gery nyomán)

Itt

$$\vec{E} = \frac{V}{l}$$

az egységnyi hosszúságra eső feszültségkülönbség, a *potenciálgradiens*,

$$\frac{I}{q} = \vec{j}$$

az áramsűrűség, úgyhogy

$$\vec{E} = \rho \vec{j},$$

vagyis az *áramsűrűség* arányos a *potenciálgradienssel*. Ha tehát a potenciálgradienst meg tudjuk határozni, és ismerjük a fajlagos ellenállást, akkor az áramsűrűség eloszlását is ismerjük.

Az áramsűrűség vagy ami — az előbbi összefüggés alapján — ezzel egyenértékű, a potenciálgradiens két egymásra merőleges komponensével fejezhető ki. Mivel a tellurikus áramot első közelítésben végtelen kiterjedésűnek tekinthetjük, két hely potenciálgradiense között lineáris kapcsolat áll fenn. Ha tehát a B ponton x és y , a P ponton X és Y a potenciálgradiens két egymásra merőleges összetevője, akkor

$$\left. \begin{aligned} X &= ax + by, \\ Y &= cx + dy, \end{aligned} \right\}$$

ahol a , b , c és d a B és P pont megválasztásától függő állandók.

Az áramsűrűségnek, vagy a vele egyenértékű potenciálgradiensnek a vektora azonban nem mérhető. Jól mérhető ezzel szemben a potenciálgradiens időbeli változása (pulzációja). Ezért erre a változásra vezetjük vissza az üledékes kőzetösszlet vastagságának meghatározását.

Legyen két helyen a tellurikus áram potenciálgradiensének két egymásra merőleges komponense t_0 időpontban

$$\left. \begin{aligned} X_0 &= ax_0 + by_0, \\ Y_0 &= cx_0 + dy_0; \end{aligned} \right\}$$

t_1 időpontban pedig

$$\left. \begin{aligned} X_1 &= ax_1 + by_1, \\ Y_1 &= cx_1 + dy_1, \end{aligned} \right\}$$

különbségeik

$$\left. \begin{aligned} X_1 - X_0 &= a(x_1 - x_0) + b(y_1 - y_0), \\ Y_1 - Y_0 &= c(x_1 - x_0) + d(y_1 - y_0), \end{aligned} \right\}$$

azaz

$$\left. \begin{aligned} \Delta X &= a \Delta x + b \Delta y, \\ \Delta Y &= c \Delta x + d \Delta y. \end{aligned} \right\}$$

Ebből látható, hogy az a , b , c és d együtthatók, amelyek a két hely alatti üledékvastagságra jellemzők, meghatározhatók a B pont, az ún. *bázis-állomás* ($\Delta x, \Delta y$) és a P pont, az ún. *mozgóállomás* ($\Delta X, \Delta Y$) mérési adataiból.

Vezessük be a k tényezőt a következő módon :

$$\frac{\Delta x^2}{k^2} + \frac{\Delta y^2}{k^2} = 1 \quad (1)$$

és legyen

$$\frac{\Delta x}{k} = x', \quad \frac{\Delta y}{k} = y'$$

és

$$\frac{\Delta X}{k} = X', \quad \frac{\Delta Y}{k} = Y',$$

akkor

$$\left. \begin{aligned} X' &= ax' + by', \\ Y' &= cx' + dy'. \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

Ez szavakban azt jelenti, hogy ha a *bázisvektor* komponenseit úgy zsugorítjuk, hogy a vektor végpontja minden időpontban az egységnyi sugarú körön legyen, akkor alapegyenleteink érvényesek a mozgó állomásnak ugyanazzal a tényezővel zsugorított komponenseire is.

A (2) egyenlethől x' és y' értékét kifejezve és (1) egyenletünkbe helyettesítve

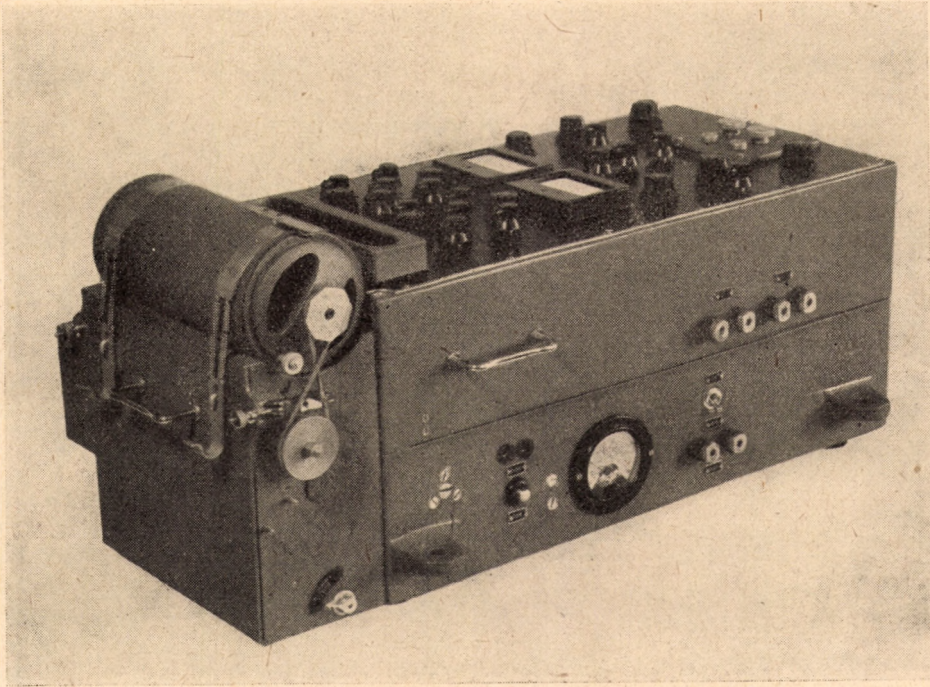
$$(dX' - bY')^2 + (aY' - cX')^2 = (a \cdot d - b \cdot c)^2.$$

Ez egy ellipszis egyenlete. A mozgó állomás zsugorított vektorának végpontja

tehát ellipszist ír le. Az ellipszis területét és alakját az a , b , c és d mennyiségek határozzák meg. Az ellipszis területe

$$T = \pi (ad - bc) = \pi \begin{vmatrix} a & b \\ c & d \end{vmatrix}.$$

Az ellipszis területe független a koordináta-rendszerek irányításától.



75. Tellurikus mérőberendezés

A tellurikus mérések kiértékelésének egyik lehetséges módja az, hogy az ellipszisterületeket viszonyítjuk az egyégnyi sugarú kör területéhez :

$$\frac{T_e}{T_k} = ad - bc$$

ahol T_e az ellipszis és T_k az egységnyi sugarú kör területe.

Ennek az aránynak a reciprokok értéke a mozgó állomás és a bázisállomás alatti üledékvastagság viszonzyszámára jellemző.

Ha egy ponton ismeretes az üledékek h_1 vastagsága, akkor változatlan átlagos fajlagos ellenállás feltételezése mellett, egy észlelési pont alatt az üledékvastagságot a

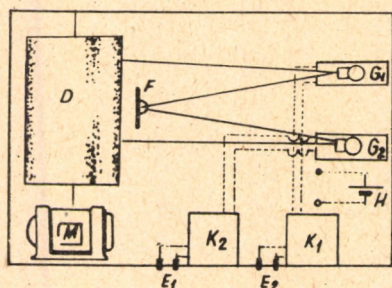
$$h_2 = h_1 \frac{T_1}{T_2}$$

összefüggés adja meg, ahol h_1 az alapállomás alatti vastagságot, h_2 a mozgó állomás alatti vastagságot, T_1 az ellipszis, T_2 pedig az egységsugarú kör területét jelenti. Ez az összefüggés szigorúan csak kétdimenziós szerkezetekre érvényes, de más esetekben is jó közelítést ad.

A tellurikus áramok mérésére szolgáló műszer

A potenciálgradiens rövidperiódusú változásai következtében a földfelszínen kilométerenkint néhány mV-ot kitevő potenciálkülönbséget mérhetünk. Ilyen kis feszültségek pontos észleléséhez nagyérzékenyséű galvanométerre van szükség (10^{-8} – 10^{-9} A/mm/m).

A mérések kiértékeléséhez a potenciálkülönbség változását — *pulzáción* — hosszabb-rövidebb ideig figyelemmel kell kísérni. A szerkesztést ui. csak észlelési sorozat teszi lehetővé. Ezért az észlelés során a *pulzációkat* galvanométer segítségével fényérzékeny papíron rögzítik. A papíron megfelelő berendezés segítségével percenként, esetleg félpercenként időjelet is kell rögzíteni. A felvételek pontos egyeztetése megköveteli azt, hogy a bázisállomás és a mérőállomás időjelei egyidejűek legyenek. A fényérzékeny papír továbbítása 2–3 cm/min sebességgel történik. A regisztráló berendezés fényképét a 75. ábrán, elvi vázlatát pedig a 76. ábrán láthatjuk.



G_1, G_2 - galvanométer
 K_1, K_2 - kompenzátor
 E_1, E_2 - elektródák
 H - normálem
 F - fényforrás
 D - forgódob
 M - motor

76. Tellurikus mérőberendezés elvi vázlata (Egyed nyomán)

Egy berendezés két összetevő regisztrálására alkalmas. A mérőelektródák között nemcsak a pulzációból származó feszültség, hanem esetleg néhány száz mV-ot is kitevő feszültségkülönbség jelentkezhetik. Ez a kellő

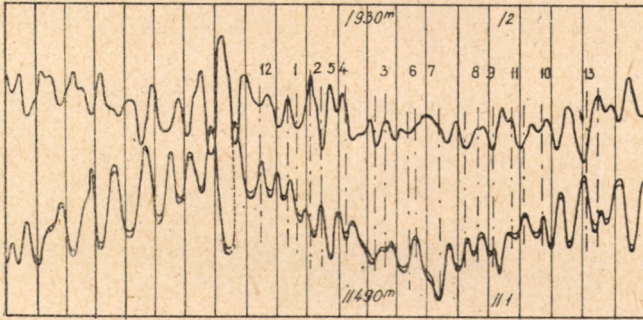
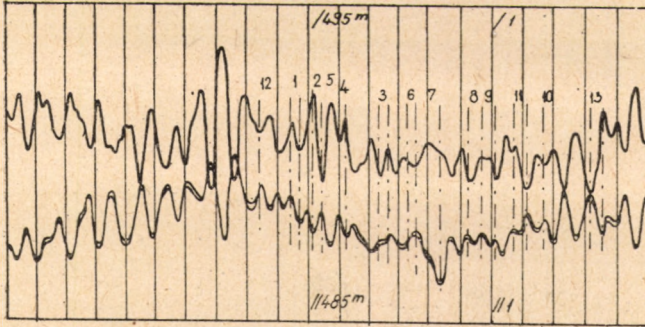
pontosságú észlelést akadályozná, ezért egy beépített feszültségforrás — az *előkompenzátor* — segítségével ezt azt állandó részt kiegyenlítik. Így regisztrálásra csak a változó rész kerül. A 77. ábránk egy tellurikus felvételt mutat.

Mérés terepen

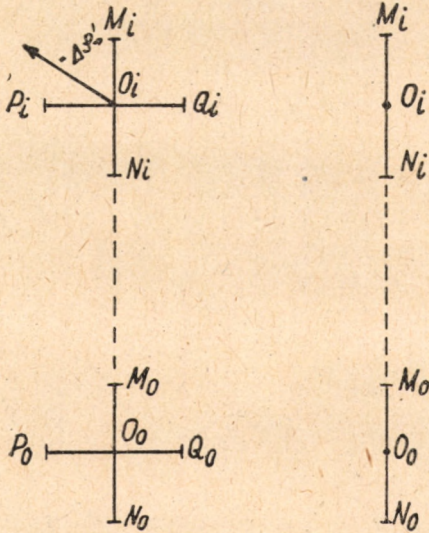
Ha földtani feladatot akarunk a tellurikus áramok segítségével megoldani, akkor egyidőben legalább két állomáson kell regisztrálnunk. A mérés szokásos elrendezését a 78. ábrán mutatjuk be.

A *bázisállomás* a mérés ideje alatt mindig ugyanazon a helyen marad, a *mérőállomás* pedig mozog a terepen. A két állomás távolságát a rádióösszeköttetés lehetőségének határa szabja meg.

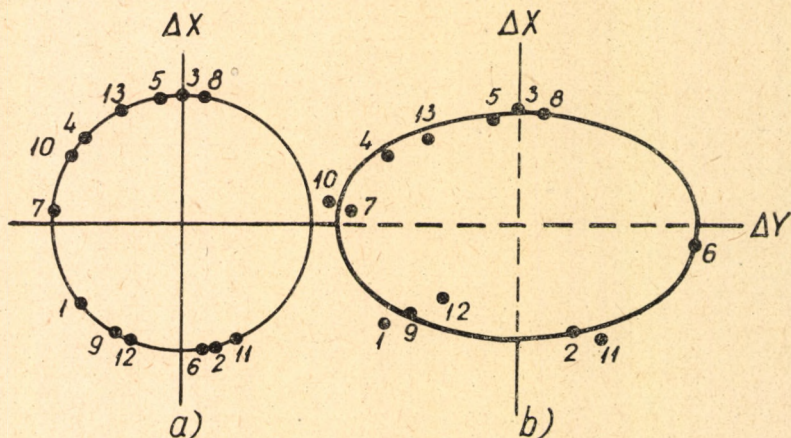
A mérőterítések hossza 500–1000 m között változik, élénk tellurikus tevékenység esetén ennél kisebb is lehet. Az észlelésekhez nempolarizálódó elektródákat használnak.



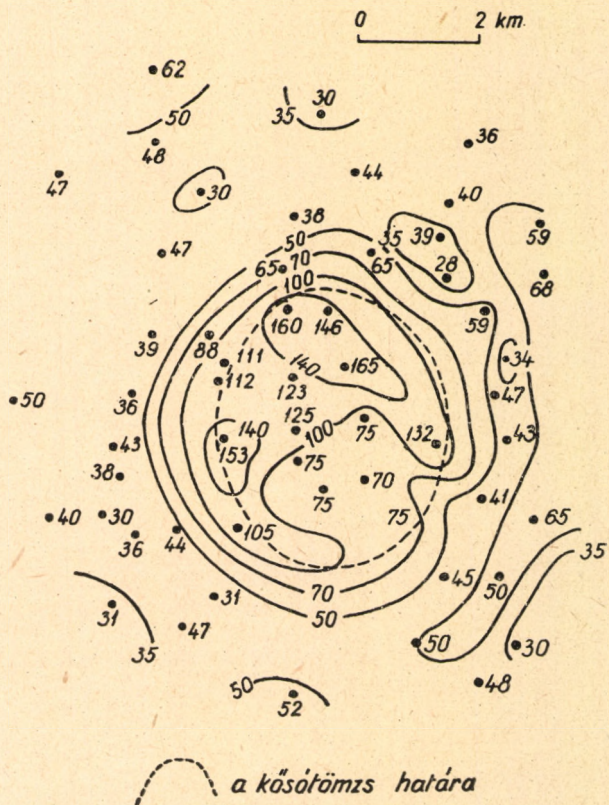
77. Tellurogram
(Migaux nyomán)



78. Tellurikus mérés elrendezése



79. Tellurikus mérés kiértékelése
(Porsterdorfer nyomán)



80. Izoareal-térkép kősötömsz felett
(Boissonnas és Leonardon nyomán)

A tellurikus mérések közvetlen eredményei azok a felvételek, amelyek egy időben készülnek a bázison és a mozgó állomáson. A bázisállomás regisztrátumán kiválasztják azt a szakaszt, amelyben a tellurikus áram változása a legélénkebb volt. Itt tetszőleges időponttól számított t_1, t_2, \dots, t_n időpontokban kiolvassák az x_i, y_i vektorösszetevőket (az áramnövekedés pozitív előjelű). Az így kiolvasott összetevők eredőjét úgy zsugorítják, hogy végpontja minden időpontban az egységsugarú körön legyen.

A mozgó állomáson felvett regisztrátumból ugyanazon t_i időpontokban kiolvassák a megfelelő X_i és Y_i vektorösszetevőket. Az így kapott vektorokat ugyanolyan mértékben zsugorítják, mint a bázisállomás megfelelő időponthoz tartozó vektorát. A vektorok végpontjai ellipszisen fekszenek. A 77. ábrában szereplő *tellurogramok* kiértékelése alapján szerkesztett egységnyi sugarú kört és ellipszist a 79. ábránk mutatja.

Az ellipszis területét elosztva az egységnyi sugarú kör területével π -vel, megkapjuk a mérés eredményét jelentő viszonzyszámot.

Az egyenlő viszonzyszámú pontokat összekötő vonalak térképét *izoareal térképnek* nevezzük. Ennek tükröznie kell az alaphegység domborzatát.

A tellurikus mérés eredménye jó egyezést mutat a földtani képpel a 80. ábránkon, amelyen egy texasi kőszódóm területén nyert izoareal görbék mutatunk be. A szaggatott vonal a kőszódóm fúrásokkal felderített körvonala. Mélysége 400 m.

A tellurikus áramok módszere általában nagyszerkezetek, alaphegységek regionális kutatására alkalmas.

2. MESTERSÉGESEN LÉTREHOZOTT ELEKTROMOS TEREK MÉRÉSE

Az ellenállásmérő módszer

A számos egyenáramú mérési módszer közül gyakorlati jelentősége csupán az ellenállásmérő módszernek van. Az ellenállásmérő módszer alkalmazásának alapja az, hogy a kőzetekben az elektromos tér kialakulását a kőzetek fajlagos ellenállása szabályozza. A földbe bevezetett elektromos áram által létrehozott elektromos tér változásaiból tehát bizonyos határok között következtethetünk a kőzetek elhelyezkedésére és esetleg anyagi mineműségére.

Elektromos áramnak a talajba való bevezetéséhez mindig két földelésre — elektródára — van szükség. Az elektromos tér M pontjának potenciálját az áram be- és kivezetésére szolgáló A és B elektródákon mutatkozó feszültségekből adódó potenciál határozza meg:

$$V_M = V_{AM} + V_{BM} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{R_{AM}} - \frac{1}{R_{BM}} \right),$$

ahol V_{AM} és V_{BM} a feszültség a megfelelő elektródákon, R_{AM} és R_{BM} pedig az M pontnak a megfelelő elektródáktól mért távolsága.

Egy N pontra hasonlóképpen:

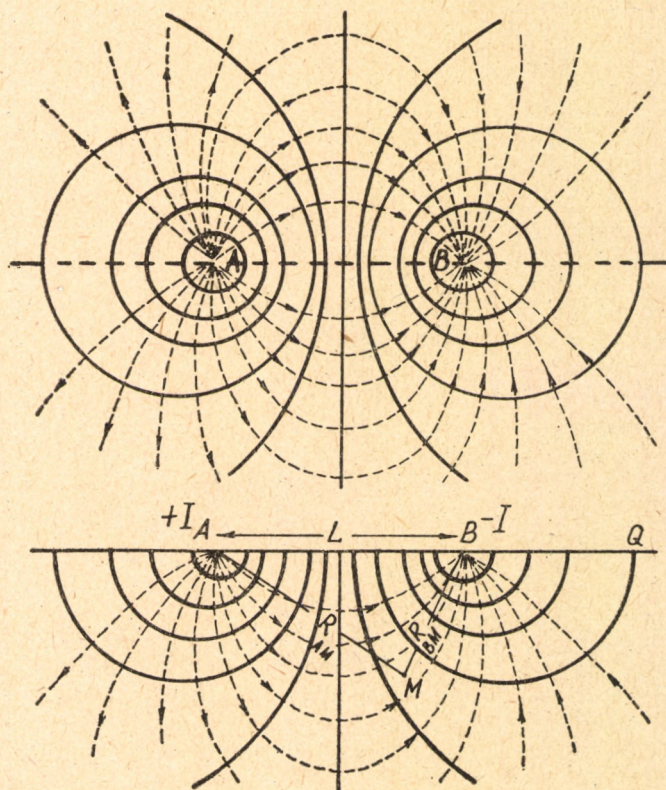
$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{R_{AN}} - \frac{1}{R_{BN}} \right).$$

Az M és N pontok potenciálkülönbsége :

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{R_{AM}} - \frac{1}{R_{AN}} - \frac{1}{R_{BM}} + \frac{1}{R_{BN}} \right).$$

Az áramvonalak és ekvipotenciális felületek eloszlását az A és a B pontokon átmenő vízszintes és függőleges síkban a 81. ábránk mutatja.

A ΔV -re kapott összefüggésből a fajlagos ellenállás meghatározható.



81. Áramvonalak és ekvipotenciális felületek

Leggyakrabban a *Wenner-féle elektródaelrendezést* alkalmazzák, amelynél az A , M , N és B elektródák egy egyenes mentén helyezkednek el és egymástól egyenlő távolságra vannak.

$$R_{AM} = R_{BN} = R_{AN} = R_{BM} = a.$$

ezért

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi a},$$

ahonnan

$$\rho = 2\pi a \frac{\Delta V}{I}.$$

Ismeretes még az ún. *gradiensszondázás*, ahol

$$AB = L \text{ és } MN = l,$$

továbbá

$$L \geq 10l$$

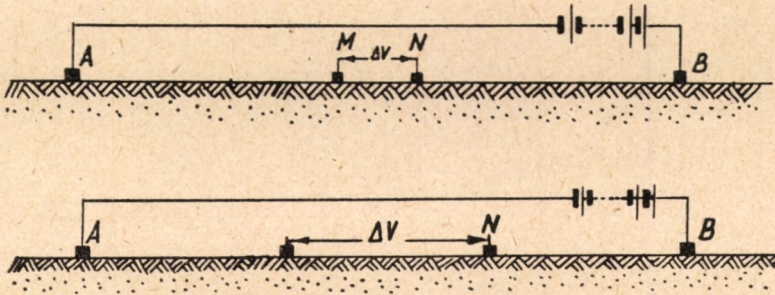
következésképpen

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{\frac{L}{2} - \frac{l}{2}} - \frac{1}{\frac{L}{2} + \frac{l}{2}} - \frac{1}{\frac{L}{2} + \frac{l}{2}} + \frac{1}{\frac{L}{2} - \frac{l}{2}} \right] = \frac{\rho I}{2\pi} \cdot \frac{8l}{L^2 - l^2},$$

ahonnan

$$\rho = \frac{\pi L^2}{4l} \cdot \frac{\Delta V}{I}.$$

A 82. ábra egy *gradiens* és egy *Wenner*- talajellenállásmérő szonda-elrendezést mutat.



82. Wenner- és gradiensszonda-elrendezés

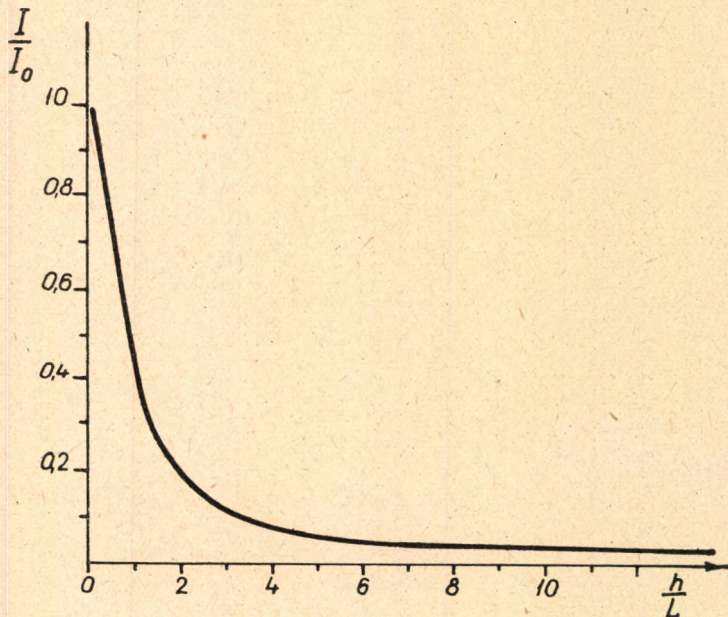
Az elektromos mérések alkalmazásában igen lényeges szerepe van az áram mélységi eloszlásának. Nyilvánvaló ugyanis, hogy az elektromos mérésektől csak olyan mélységekből várhatunk felvilágosítást, amelyben az áramnak akkora része halad, amekkora még észrevehető hatást fejt ki a felszíni potenciál-eloszlásra. Minthogy mérőrendszerünk az *AB* vonal közepén szokott lenni, célszerű az ezen átmenő függélyes síkban tanulmányozni az árameloszlást.

A 83. ábránk a $\frac{j}{j_0}$ viszonyt adja meg $\frac{h}{L}$ függvényében, ahol j_0 a felszínen mért, j a h mélységben levő síkon átfolyó áramsűrűség, h a vizsgált pont mélysége, L az *AB* távolság hossza.

Amint látható az ábrából, az áramsűrűség a mélységgel rohamosan csökken és $h = L$ távolságban az eredeti áramsűrűségnek már csak kb. $\frac{1}{10}$ része.

A mérésekből nyert értékek homogén féltér esetében a rétegek valóságos fajlagos ellenállását adják. A féltér azonban csak a legkritkább esetben tekinthető homogénnek. Ha az altalaj két vagy több rétegből áll, akkor a méréssel

meghatározott fajlagos ellenállás nem egyezik meg egyik réteg fajlagos ellenállásával sem, éppen ezért *látszólagos fajlagos ellenállásnak* nevezzük. A kiértékelésről szóló fejezetben fogjuk megvilágítani, hogy mi módon lehet meghatározni az egyes rétegek valódi fajlagos ellenállását.



A felszíntől h mélységben levő síkon átfolyó I áram és a kezdeti I_0 áram hányadosának függése a $\frac{h}{L}$ viszonytól ($L =$ elektródák távolsága)

83. Áramsűrűség a mélység függvényében
(Dachnov nyomán)

Az ellenállásmérés műszere

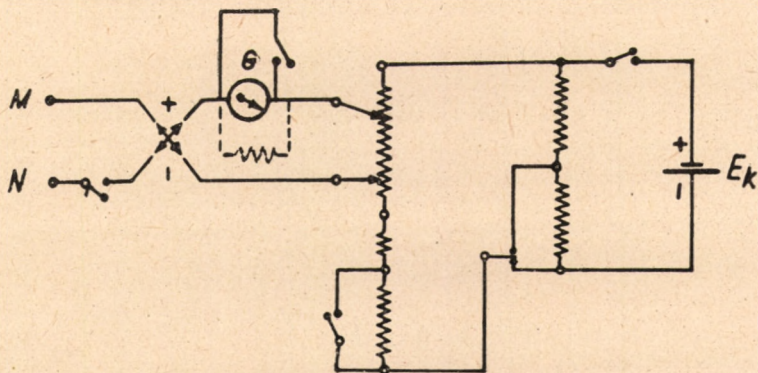
Az összefüggésből látható, hogy két mennyiséget kell meghatározni: az A és B pontokon bevezetett áram erősségét, valamint az M és N pontok között jelentkező feszültségkülönbséget.

A legegyszerűbb módszer a közvetlen áram- és feszültségmérő módszer, amelynél ampermérővel mérjük az áramerősséget és voltmérővel a feszültségkülönbséget. Ennek az egyszerű módszernek a pontossága a mérendő mennyiségek kicsiny volta miatt nem kielégítő, ezért csak elvétve kerül alkalmazásra.

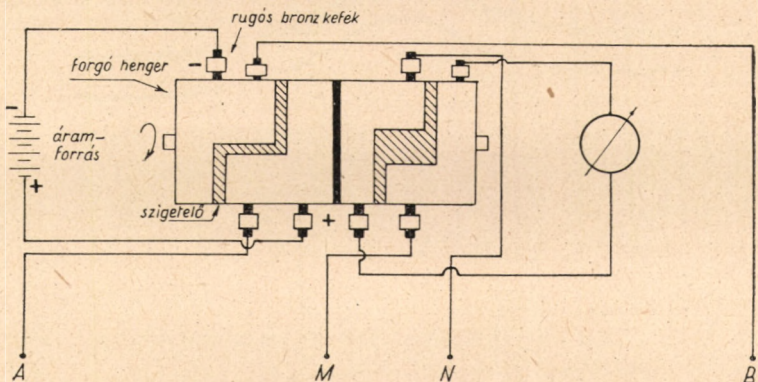
Leggyakrabban alkalmazott műszer a *Schlumberger-féle potenciométer*. Ennek egy lehetséges kapcsolási vázlatát a 84. ábrán láthatjuk.

A mérőberendezés felszereléséhez tartozik egy áramforrás (száraztelep, vagy egyenáramú motorgenerátor), az elektródák, továbbá megfelelő mennyiségű és minőségű kábel.

Az áram bevezetésére általában vasból készült elektródát használnak. A mérő áramkörben célszerű réz, vagy ólom elektródákat használni, mert ezek polarizációs feszültsége az időben csak lassan változik; így egy segéd feszültségforrással — a *polarizációs kompenzátorral* — tartósan kompenzálható. A mérő áramkörben nempolarizálódó elektródákat is szoktak használni.



84. Schlumberger-féle potenciométer kapcsolási vázlata
(Dachnov nyomán)



85. Pulzátor kapcsolási vázlata

Az elektródapolarizációból és a földben levő kóboráramokból származó zavarok *pulzator* alkalmazásával kiküszöbölhetők. A pulzator kétáramkörös irányváltó, amely felváltva kapcsolja az *A* és *B* elektródákat a telep, az *M* és *N* elektródákat pedig a galvanométer pozitív, illetve negatív sarkára. Így elérhető, hogy a galvanométer mindig ugyanabba az irányba térjen ki. A *pulzator* kapcsolási vázlatát a 85. ábránk adja.

Mérési módszerek

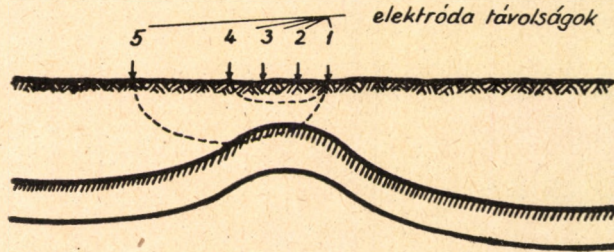
Az ellenállásmérés módszerét általában kétféle módon szokták alkalmazni.

Azt az eljárást, amikor a kutatás mélységét az áramelektrodák távolságának növelésével egyre fokozzuk, *vertikális elektromos szondázásnak* nevezzük.

Ha azonban a földtani képződményeknek nem függőleges, hanem vízszintes irányú változásait kívánjuk vizsgálni, akkor a megfelelően megválasztott elektródarendszert, mint változatlan egységet továbbítjuk mérés-helyről mérés-helyre. Ennek az eljárásnak a neve *ellenállás szelvényezés*. Az így nyert látszólagos fajlagos ellenállások a vizsgált mélységig levő képződmények vízszintes irányú változásait tükrözik.

Kiértékelés és értelmezés

Egyszerűsége miatt először az ellenállásszelvényezés adatainak kiértékelésével foglalkozunk. Ez abból áll, hogy a mért látszólagos fajlagos ellenállást a szelvénymenti távolság függvényében ábrázolják. Az értelmezés lényege az a feltevés, hogy ott ahol a szelvény nagyobb ellenállást mutat, a nagyobb ellenállású kőzet került viszonylagos túlsúlyra abban a térfogatban, amelyet az áram átvárt.



86. Behatolási mélység az elektródátávolság függvényében

Ha ismerjük a szelvény egyes szakaszain a látszólagos fajlagos ellenállást, a földtani képződmények elhelyezkedésére az alábbiak szerint kaphatunk felvilágosítást :

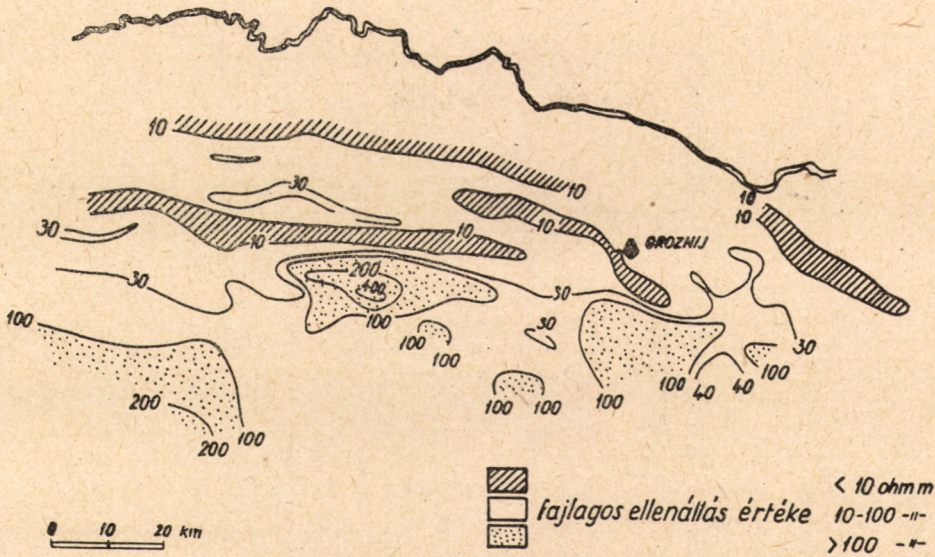
1. ha ugyanazon szelvény mentén két különböző AB távolsággal mérünk, akkor a felszíni hatásokat elválaszthatjuk a mélyebb képződmények hatásától,
2. mélyebben levő képződmények a nagyobb AB távolsággal mért ellenállásszelvényen, míg a felszíni hatások kisebb AB távolsággal felvett szelvényen okoznak jelentősebb hatást (86. ábra).

A több, egymással párhuzamos *ellenállásszelvényből ellenállástérkép* is készíthető. Ez abból áll, hogy a méréssel meghatározott látszólagos fajlagos ellenállást a mérési pontokhoz írjuk, és az egyenlő értékű helyeket összekötve *izoohtérképet* szerkesztünk. Amennyiben legalább jól megalapozott feltevésünk van a területet felépítő képződmények fajlagos ellenállásáról, egyszerű települési viszonyok esetén a térképen levő maximumok és minimumok segítségével az általaj kvalitatív képe megrajzolható.

Célszerű két különböző AB és $A'B'$ áramelektrodátávolság alkalmazása. Az ilyen mérés révén nyert kettős izoohtérkép kiértékelésénél a következő az irányadó :

Az izoohtérkép maximumai (vagy minimumai), amennyiben emelt földtani formáknak (boltozat, sasbérc, eltemetett rög) felelnek meg, a nagyobb

AB távolságú mérésekből szerkesztett izoohmtérképen nagyobb terület foglalnak el, mint a kis AB távolságú mérésekből szerkesztett térképeken. Lesüllyedt földtani formák (teknő, árok, eltemetett völgy) esetén fordított a helyzet; az anomáliák területei a kisebb AB távolságú mérésekből szerkesztett izoohmtérképen nagyobbak, mint azon, amelyet nagyobb AB távolságú mérésekből szerkesztettek. A 87. ábra egy izoohmtérképet mutat. A térkép antiklinális felett végzett ellenállásmérés adataiból készült.



87. Isohmtérkép a grozniji kőolajmező területén

A vertikális elektromos szondázás révén *ellenállásgörbéket* nyerünk. A görbék kiértékelése abból áll, hogy meghatározzuk az áram által átjárt térben levő földtani képződmények mélységét és fajlagos ellenállását. A kiértékelés szigorúan csak két és három réteg esetén oldható meg. Ennél összetettebb viszonyok esetében az egyértelmű kiértékeléshez további adatok szükségesek.

Az ellenállásgörbéket itt is úgy szerkesztjük meg, hogy a mért fajlagos ellenállást az elektródátávolság függvényében ábrázoljuk.

A szondázási görbék kiértékelésének általánosan alkalmazott módszere abból áll, hogy a mért görbéket a szondalerendezésnek és a feltételezett településnek megfelelő, előre kiszámított görbeseregekkel hasonlítják össze. A legjobban símuló számított görbének mélységi és fajlagos ellenállási adatai adják a vizsgált összlet adatainak legjobb közelítését.

A legegyszerűbb eset az, ha az összlet két képződményből áll. A látszólagos fajlagos ellenállás kis elektródátávolságnál a felső, nagy elektródátávolságnál az alsó képződmény fajlagos ellenállását közelíti meg (az elektródátávolság méretei a képződményhatár mélységéhez viszonyítva értendőek).

Két képződményből álló területen nyert (ún. kétréteges) görbéket mutat 88. ábránk.

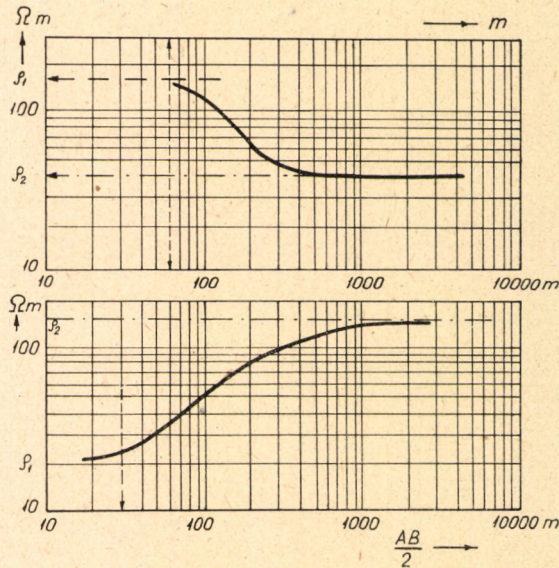
Ha az összetet három képződményből áll, a fajlagos ellenállások ($\varrho_1, \varrho_2, \varrho_3$) viszonya alapján négy görbefajta lehetséges:

1. az egyes képződmények fajlagos ellenállása lefelé növekszik

$$\varrho_1 < \varrho_2 < \varrho_3,$$

2. az egyes képződmények fajlagos ellenállása lefelé csökken

$$\varrho_1 > \varrho_2 > \varrho_3,$$



88. Kétréteges görbék
(Dachnov nyomán)

3. a középső képződmény ellenállása a legkisebb

$$\varrho_1 > \varrho_2 < \varrho_3,$$

4. a középső képződmény ellenállása a legnagyobb

$$\varrho_1 < \varrho_2 > \varrho_3.$$

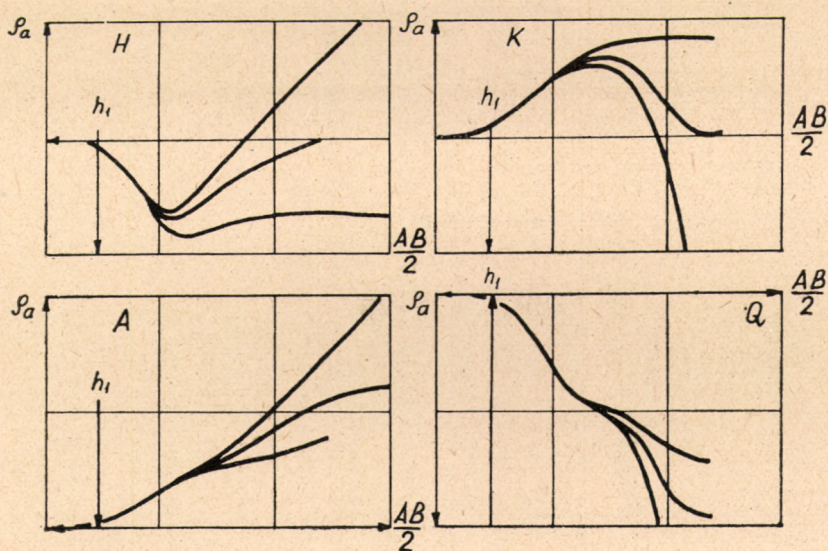
A négy görbefajta 89. ábránk mutatja be.

Jellegzetes alakja csak a harmadik és a negyedik görbének van. Az 1. és 2. görbe kiértékelése gyakran nehézségbe ütközik, különösen akkor, ha a fajlagos ellenállások különbsége nem elég nagy (a jó megkülönböztetés feltételének azt írják elő, hogy a fajlagos ellenállások között nagyságrendnyi különbség legyen).

Négy képződményből álló összetetnél a lehetséges esetek száma jelentősen megnő.

90. ábránk néhány négyréteges görbét mutat be.

A közölt görbék közül valamennyi eset kiolvasható. A kiértékelés nehézségei 4 réteg esetén nyilvánvalóan fokozott mértékben jelentkeznek.



89. Háromréteges görbék
(Dachnov nyomán)

A kiértékelés befejező szakasza az, hogy a megállapított képződményhatárok alapján földtani szelvényt, vagy — területi mérés esetén — a képződmények határfelületéről szintvonalas térképet szerkesztünk.

91. ábránk vertikális elektromos szondázási görbét és a belőle szerkesztett földtani szelvényt ábrázolja.

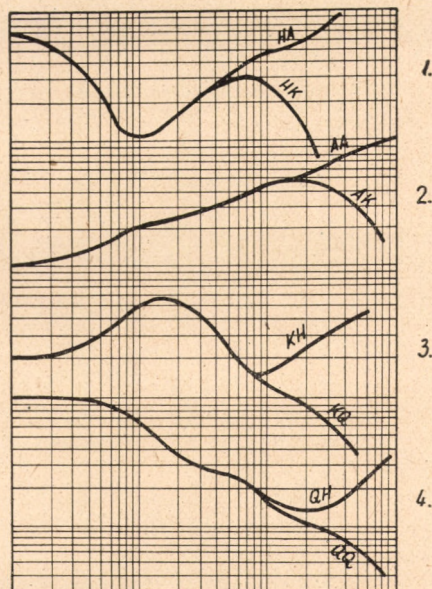
Váltóáramú mérések

A geoelektromos módszerek felosztásánál láttuk, hogy váltóáram alkalmazásával a módszerek, és ennek megfelelően a műszerek változatos sokasága alakult ki. Mindezek közös nehézséggel küzdenek:

kisfrekvenciájú váltóáram esetén az észlelés ütközik nehézségbe,

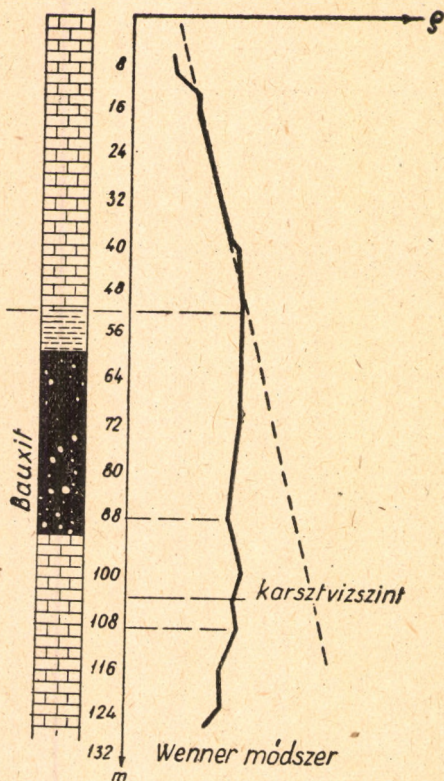
nagyobb frekvenciájú váltóáram esetén viszont csökken a behatolási mélység, és mérni kell a feszültség fázisának a talajba bevezetett (primér) feszültség fázisához való viszonyát.

VII. táblázatunk mutatja a behatolási mélység csökkenését a frekvencia és a fajlagos ellenállás függvényében. A táblázatból megállapíthatjuk, hogy a behatolási mélység már



90. Négyréteges görbék
(Dachnov nyomán)

közepes fajlagos ellenállás (50–100 ohm-méter) és közepes (hang)frekvenciák alkalmazása esetén is alig éri el az 1–2-szer száz métert. Ez a megállapítás megadja a váltóáramú geoelektromos kutatás mélységi határát.



91. Vertikális elektromos szondázási görbe bauxitterületen (Egyed nyomán)

Ezen a határon belül azonban a váltóáramnak vannak bizonyos előnyei az egyenárammal szemben. Elsősorban előnye az, hogy a váltóáram elektroncsöves erősítővel erősíthető. Előnye az is, hogy elektródák polarizációja nem zavarja a mérést, továbbá az, hogy amennyiben hangfrekvenciás tartományban dolgozunk, nullindikátorként fejhallgatót használhatunk. Hátránya viszont az, hogy nem

VII. táblázat

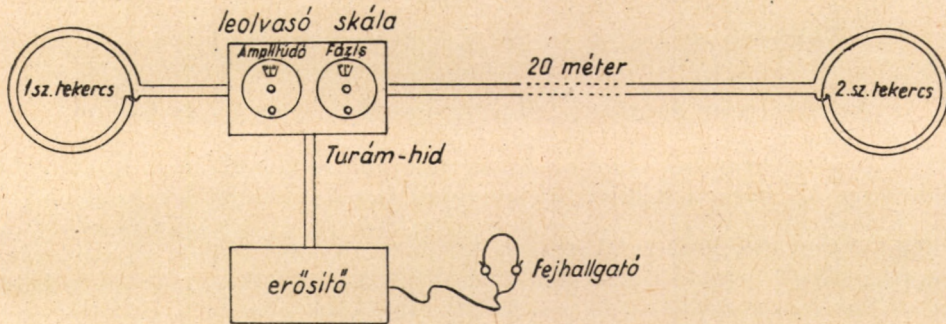
Behatolási mélység a frekvencia és a fajlagos ellenállás függvényében (mélység méterben)

ρ ohm m	T $\frac{1}{\sqrt{3}}$	10^{-1} sec	10^{-2} sec	10^{-3} sec	10^{-4} sec	10^{-5} sec	10^{-6} sec	10^{-7} sec	1 sec	3 sec	10 sec	30 sec	1 min	2 min	5 min	10 min	30 min
0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	225	390	712	1 230	1 740	2 470	3 900	5 510	9 540
1	—	—	—	—	—	—	—	503	872	1 590	3 560	6 160	8 720	12 300	19 500	27 600	21 400
5	6,5	11,3	36	113	356	1 130	1 590	3 560	1 130	1 950	5 030	8 720	12 300	17 400	27 600	39 000	47 700
10	9,2	15,9	50	159	502	1 590	2 760	8 720	1 590	2 760	11 300	19 500	27 600	39 000	61 600	87 200	67 500
50	20,6	35,6	113	356	795	3 560	6 160	13 800	3 560	6 160	11 300	19 500	27 600	39 000	61 600	87 200	151 000
250	46	80	283	795	1 590	3 560	6 160	13 800	7 950	13 800	25 200	43 600	61 600	87 200	138 000	195 000	338 000
1 000	92	159	502	1 590	3 560	6 160	11 300	27 600	15 900	27 600	50 300	87 200	123 000	174 000	276 000	390 000	675 000
5 000	—	—	—	—	—	—	—	—	35 600	61 600	113 000	195 000	276 000	390 000	616 000	872 000	1 510 000

elegendő a mérendő feszültségnek csupán a nagyságát meghatározni, hanem mérni kell a primér feszültséghez viszonyított fázisát is.

A tiszta *induktív eljárásoknak*, tehát azoknak amelyekben a talaj gerjesztése is induktív úton történik, ott van jelentőségük, ahol a felszín képződményeinek ellenállása igen nagy (sivatag, szikla), vagyis ahol a galvanikus úton történő árambevezetés nehézségekbe ütközik.

A váltóáramú módszerek közül szélesebb körű alkalmazásra csak az ún. *Turam- és Slingram-módszer* tett szert. Ezek csaknem kizárólag az ércutatás területén értek, illetve érhetnek el eredményeket, de itt is csak bizonyos kedvező körülmények esetén.



92. Turam berendezés elvi vázlata
(Egyed nyomán)

A Turam-mérés elve

A Turam-mérés azon a tényen alapszik, hogy ha váltóáramot vezetünk a talajba, akkor váltakozó elektromágneses tér alakul ki. Ez a tér a talajban levő esetleges ércetekben, telérekben — általában jó vezetőkben — áramot indukál. Az így létrejött szekundér áram mágneses tere hozzáadódik a primér térhez és abban rendellenességet okoz. Megmérve az eredő mágneses tér anomáliáit, következtetni lehet a felszín alatt levő jó vezetőre, pl. az érces telérré.

A Turam-berendezés elvi vázlatát a 92. ábrán láthatjuk.

A Turam-mérést rendszerint a kutatott ércet várható csapására merőleges szelvények mentén végezzük. Mérés alkalmával a műszerről közvetlenül leolvasható a mágneses tér által a mérőtekercsekben indukált feszültségek amplitúdóhányadosa és fáziskülönbsége.

A mérési anyag további feldolgozásra csak ott tarthat igényt, ahol akár a feszültséghányados, akár pedig a fáziskülönbség anomális. Ezeket az értékeket a szelvénymenti távolság függvényében ábrázolva, több egymás mellett levő szelvény adataiból az anomáliát okozó földalatti vezető test helyzete meghatározható.

A hatást létrehozó test mibenlétének megállapítására a következő tapasztalati szabályok vannak:

fázisanomália hányadosanomália nélkül, vagy csekély hányadosanomáliával, kis vezetőképességű beágyazódást jelez,

nagy *fázisanomália* kis *hányadosanomáliával*, közepes vezetőképességű testre enged következtetni,
közepes *fázisanomália* nagy *hányadosanomáliával*, jó vezető test hatására utal,
kis *fázisanomália* igen nagy *hányadosanomáliával*, igen jó vezető testnek a hatása.

Ezek a szabályok természetesen nem teszik fölöslegessé az alapos földtani megfontolásokat, mert pl. a málladékkal kitöltött vetők és egyéb vízzel átítatott zónák hasonló anomáliákat okoznak.

A *Slingram*-berendezés elvében a Turamhoz hasonló. A különbség csak annyi, hogy tisztán induktív módszerrel dolgozik. Behatoló képessége sekély, ezért legfeljebb-csak vékony hordalékkal fedett ércetek kutatására használható.

Az elektromos kutatások alkalmazásának lehetőségei és határai

A geoelektromos mérési adatok földtani értelmezésének legnagyobb nehézsége az, hogy a földtani szempontból élesen elkülönülő képződmények megkülönböztető bélyegei között nem feltétlenül szerepel a fajlagos ellenállás különbsége is. Erre körülbelül olyan szabály adható, mint amelyet a „*Szeizmikus kutatómódszer*” című fejezetben ismertettünk: az üledékfolytonossággal képződött összletekben a földtani határfelületeknek nem kell szükségképpen egybeesniük a fajlagos ellenállás határfelületeivel; az üledékhézagos, diszkordáns földtani határfelületek ellenben az esetek többségében a fajlagos ellenállás határfelületei is.

Általános az a felfogás, hogy az *érckutatás* a geoelektromos mérés leg-sajátosabb területe, mert az ércék jó vezetők és bizonyos települési feltételek teljesülése esetén elektromos módszerekkel jól kimutathatók. Az ércetek azonban csak igen kis hányada tűnik ki jó vezetőképességével; emellett az ércék ritkán fordulnak elő olyan összefüggő tömegben, hogy a környező kőzetektől fajlagos elektromos ellenállás tekintetében — máresak méreteiknél fogva is — megkülönböztethetők legyenek.

Igen gyakori az az eset, hogy ha a kutatóndó ércnek a vezetőképessége sokkal jobb is anyakőzetének vezetőképességénél, az anyakőzetben szeszélyes eloszlásban található; tehát nem alkot összefüggő vezetékét az elektromos áram számára. Leginkább ez a helyzet a nemesfémek esetében, amelyeknek néhány, vagy néhányszor 10 grammnyi tonnánkénti mennyisége nyilvánvalóan nem változtathatja meg a kőzet fizikai állandóit. Ezek geoelektromos módszerrel nem kutathatók.

Ilyen esetekben az elektromos eljárások csak mint közvetett módszerek nyújthatnak segítséget: geoelektromos módszerrel azokat a jellegzetes földtani képződményeket kell megkeresnünk, amelyekhez a kutatóndó ásvány kapcsolódik. Példa erre az ércartalmú kvarctelének kutatása. A kvarctelér mint igen rossz vezető, legtöbbször könnyen kimutatható az indukciós módszerek valamelyikével.

Közvetett módszerként használható a vertikális szondázás bauxit- és mangánkutatásnál, mert segítségével a karsztos fekvő felszínén megállapíthatók azok a helyek, ahol a bauxit és a mangánérc felhalmozódhatott.

A két legfontosabb ipari nyersanyag, a kőolaj és a kőszén szintén csak közvetett úton kutatható elektromos módszerekkel (ellenállásmérés, tellurikus áramok mérése).

Említettük, hogy a vízzel átitatott laza kőzetek gyakran hamis érc-indikációt adnak. Ebből következik viszont az, hogy megfelelő földtani megfontolásokkal az elektromos módszereket éppen vízkutatásra nagyon jól fel lehet használni. Felszínközeli víztároló kavicslencsék, víztároló homokkövek mélyfúrásokban, vízvezető, karsztos vetők elektromos módszerrel általában mind jól kimutathatók.

Minden geoelektromos kutatásnak alapvető feltétele az, hogy a kutatással elkülönítendő földtani képződmények fajlagos ellenállása között határozott (legalább egy nagyságrendnyi) különbség legyen, és az egyes képződmények fajlagos ellenállása a kutatás területén belül ne változzék.

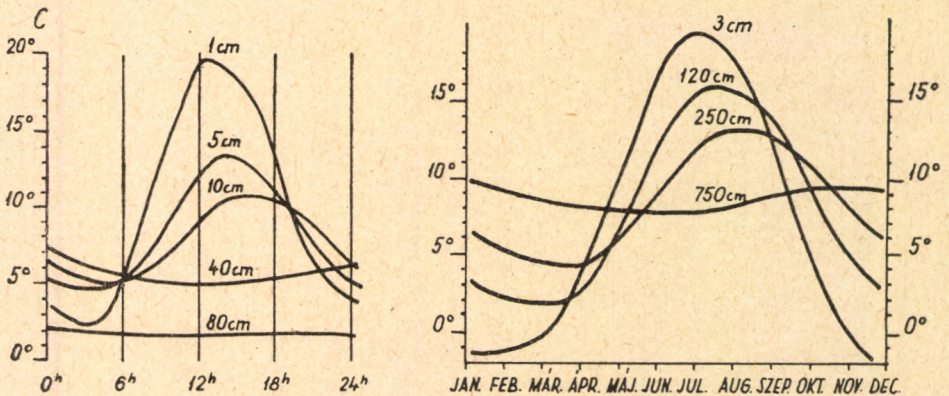
Viszonylagos határt szab a geoelektromos mérések számára a kutatandó képződmény mélysége, illetve kiterjedése is.

Geoelektromos kutatás tervezésénél a képződmény fizikai és a méretbeli feltételeit egyaránt mérlegelni kell.

HŐVEZETÉS

A föld hőháztartása

Földünk hője több forrásból származik. Ezek közül legfontosabb a Nap, ahonnan másodpercenként és négyzetcentiméterenként $81 \cdot 10^{-4}$ kalória hőmennyiség jut sugárzás útján a Föld felszínére. A földfelszín hőmérsékletét elsősorban ez a hő szabja meg. A talaj nappal magábagyűjti, éjjel kisugározza a hőt. A hőmérsékletváltozás napi ingadozása a mélységgel csökken, egy bizonyos — a földrajzi szélességtől függő — mélységben, az ún. *neutrális övben* (hazánkban 19,5 m mélyen) megszűnik; emellett a talaj hővezetőképességétől függ (93. ábra).



93. A napi és évi hőmérséklet-ingadozás menete különböző mélységekben

Geofizikai szempontból elsősorban a Föld belsejéből származó hő lényeges, jóllehet csak töredéke a Naptól származó hőnek, közepesen 13×10^{-7} kal. $\text{sec}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2}$. Ez az érték meglehetősen állandó a földfelszín minden pontján (VIII. táblázat).

A földkéreg felső néhány km vastag üledékes összetétlen áthaladó hőfluxus (hőfluxus a másodpercenként 1 cm^2 -en áthaladó hőmennyiség) állandó. Mivel a rétegösszlet *hővezetőképessége* (a hővezetőképesség az a szám, amely megmutatja, hogy valamely anyagban egy másodperc alatt 1 cm^2 -en áthaladó egységnyi hőmennyiség 1 cm távolságban milyen hőmérsékletnövekedést hoz létre) változatos, arra kell gondolnunk, hogy a földi hő eredete mélyen, legalább néhány száz km mélységben van (a földi hő eredetét sokan radioaktív hőtermeléssel, mások felszabaduló helyzeti energiával, pl. rétegtömörü-

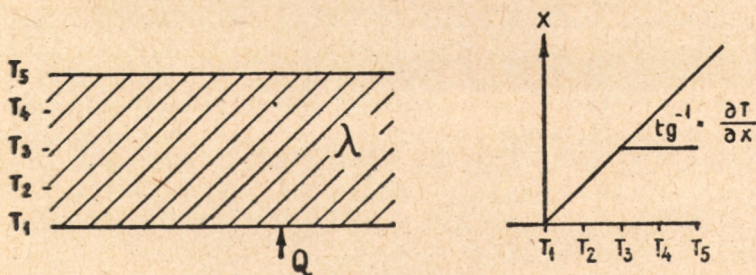
A hőfluxus nagysága a Föld különböző helyein

Mérési terület	Hőfluxus 10^{-6} kal/cm ² .sec	
	Mért értékek	Átlag
Dél-Afrika	0,75—1,52	1,10
Kanada	0,69—1,32	0,96
Irán	0,53—1,22	0,87
Anglia	0,68—2,87	1,35
USA.....	0,93—1,7	1,31
Atlanti-óceán	0,58—1,42	0,98
Csendes-óceán	0,4 —3,3	1,45

léssel magyarázzák). A kőzetek hővezetőképessége tehát nem a hőfluxust, hanem a *hőgradienst*, a *geotermikus gradienst*⁷ változtatja meg. A földi hőáramlás alapvető egyenlete

$$\frac{dQ}{dt} = \lambda \frac{\partial T}{\partial x},$$

ahol Q az 1 cm²-en x irányban átfolyó hőmennyiség, t az idő, tehát $\frac{dQ}{dt}$ az 1 mp alatt 1 cm²-en átfolyó hő (hőfluxus), λ a kőzet hővezetőképessége, T a kőzet hőmérséklete x ponton, $\frac{\partial T}{\partial x}$ pedig az x irányban az 1 cm-re eső hőmérsékletváltozás (geotermikus gradiens, lásd 94. ábra).



94. Egydimenziós hőáramlás

Fouriernek ez a képlete általános hőáramlási elméletének különleges esete: az az eset, amikor a hőáramlás csak egy irányban, a rétegekre merőlegesen történik. Kifejezi azt, hogy a hőfluxus arányos a gradienssel. Az arányossági tényező az anyag hővezetőképessége.

⁷ A geotermikus gradiens az egységnyi mélység-növekedésre eső hőmérséklet-növekedés. Általánosságban a geotermikus gradiens értéke megadja az egységnyi távolságra eső hőmérséklet-változást. A gyakorlatban a *reciprok gradienst* szokták használni. Ezen azt a méterekben mért távolságot értjük, amelyen a hőmérséklet emelkedés 1 C°. Ez utóbbit szokták hibásan geotermikus gradiensnek nevezni.

Minthogy a Földön a hőfluxus eléggé állandó, ezért a hő eloszlását a Föld középpontjától mért távolság és a különböző hővezetőképességű kőzetek térbeli eloszlása határozza meg. A Föld felszínének a Nap megszabta hőmérsékletét — bizonyos mélységben — a különböző hővezetőképességű kőzetek eloszlása módosítja.

A geotermikus kutatómódszer szempontjából a Föld belső hője mellett fontosak a helyi hőforrások. Ilyen hőforrások pl. az oxidálódó anyagok (kőszén, kőolaj, szulfidos ércek). Helyi hőforrás lehet a víz is, mert mozgása révén a hőt szállíthatja, *fajhője* pedig rendszerint nagyobb környezete fajhőjénél. Ennél a tulajdonságánál fogva a mozgó víz meglehetősen tartani képes eredeti, ún. bázishőmérsékletét (annak a helynek a hőmérsékletét, ahonnan származik); ezért hőmérséklete általában más mint környezetéé. Vannak olyan belső hőtermelő (endoterm) folyamatok (pl. *gázexpánzió*, olvadás, párolgás), amelyek szintén helyi hőtermelést okoznak.

A geotermikus kutatómódszer és műszerek

A geotermikus kutatómódszer elvét és elméletét nagyon könnyű meghatározni: hőmérsékletmérésekkel el lehet különíteni a különböző hővezetőképességű nagyobb kőzettömegeket, s ilyen módon következtetéseket lehet levonni a földkéreg felső részének szerkezetére vonatkozóan. A geotermikus kutatómódszer emellett még alkalmas olyan ásványi nyersanyagtelepek kutatására, amelyek hőt fejlesztenek.

A regionális jellegű geotermikus kutatás rendszerint hálózatosan történik. Az ásványi nyersanyagkutatásra alkalmazott geotermikus mérést ellenben földtani szempontok alapján telepített szelvények mentén bányavágatokban vagy fűrőlyukakban végzik.

A geotermikus mérés a kőzetek hőmérsékletének meghatározása, tehát lényegében hőmérsékletmérés. Ezt a hőmérsékletmérést, amennyiben nem mélyfúrásban végezzük, kisebb-nagyobb mélységű, kézzel fúrt lyukakban kell elvégezni, akár a felszínen folyik a kutatás, akár pedig bányavágatokban.

Közismertek a *higanyos bothőmérők* és a *maximum hőmérők*. Ha bothőmérővel dolgozunk, a fűrőlyukból kiemelt hőmérő leolvasását gyorsan kell elvégezni, nehogy a hőmérő higánya felvegye a levegő hőmérsékletét. Maximum hőmérő csak akkor használható, ha a kőzet hőmérséklete nagyobb a levegőénél.

Célszerűbbek az *elektromos hőmérők*. Ezek *termoelemek*, vagy *ellenállás-hőmérők* lehetnek.

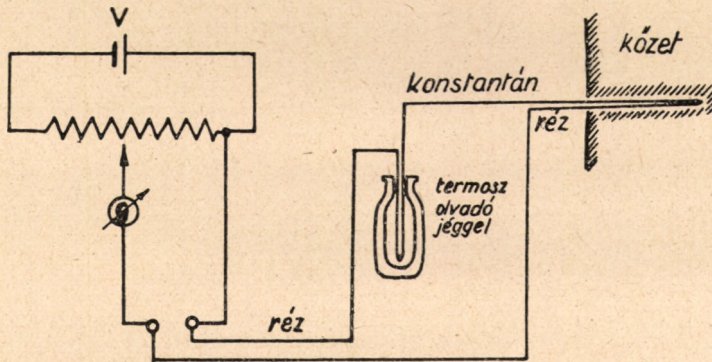
Ha két különböző anyagú vezetőt összeforrasztunk, akkor szabad végeik között potenciálkülönbség jelentkezik. Ez a potenciálkülönbség a két vezető anyagától függ és arányos a hegesztési pont, valamint a szabad végek hőmérsékletkülönbségével. Néhány elem *termoelektromos potenciálját* a IX. táblázat tünteti fel.

A gyakorlatban réz-konstantán, vagy vas-konstantán termoelemeket használnak, mivel ezek olcsón állíthatók elő és viszonylag nagy feszültséget adnak. A keletkezett feszültséget nullkompenzációval mérik (95. ábra). A termoelem konstantán-végét állandó hőmérsékleten kell csatlakoztatni a galvanométer egyik rézvezetékéhez, mivel ez a csatlakozási pont ellentétesen kapcsolt konstantán-réztermoelem. Az állandó hőmérsékletet olvadó jéggel töltött termosz biztosítja. A kompenzátor nem készülhet teljesen egyenmű

Néhány termoelem termoelektromos feszültsége mV = ban

Hőmérséklet- különbség C°	vas/konstantán	réz/konstantán	ezüst/konstantán	krómnikkel/ konstantán	krómnikkel/ nikkel	chromel/alumel	nikkel/szén	platina/ Pt + 10% Rh	wolfram/ molibdén
-200	-8,27	-5,55	—	—	—	—	—	—	—
-100	-4,82	-3,35	—	—	—	—	—	—	—
0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	—
100	5,40	4,28	4,12	5,62	3,85	4,1	1,8	0,64	—
200	10,99	9,29	8,84	11,08	8,02	8,13	4,2	1,42	-0,70
500	27,58	—	25,79	34,18	18,42	20,64	10,3	4,17	—
1000	58,22	—	—	—	36,04	41,31	25,7	9,56	-1,0

anyagból. Ezért az egyes forrasztási pontokon termoelemek keletkezhetnek, amelyek a mérést zavarják. E zavaró hatás kiküszöbölésére a berendezésbe pólusfordító kapcsolót építenek, amely egyidejűleg fordítja a kompenzáló áramforrás (normálemlem vagy rúdelem) és a termoelem áramirányait. A kom-



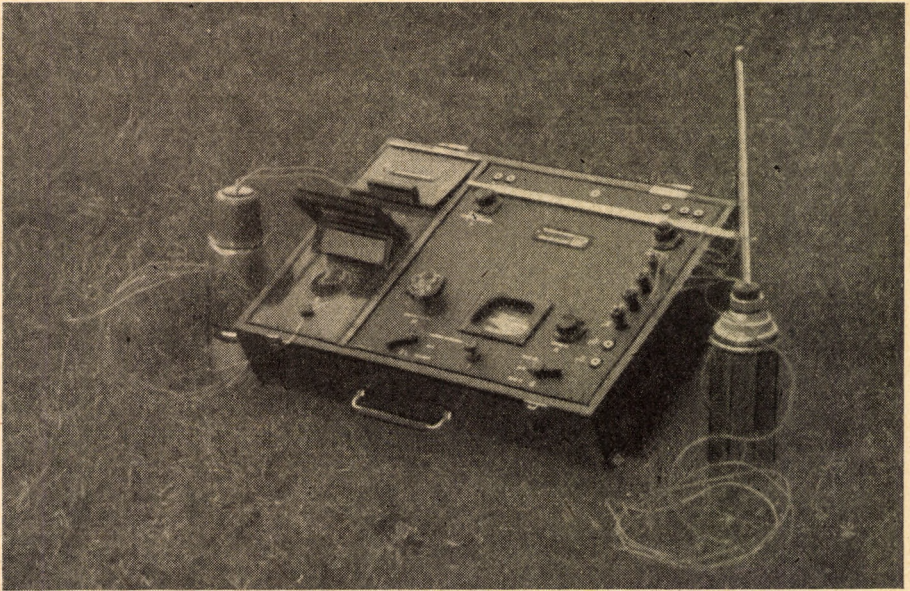
95. Termoelektromos hőmérő és kompenzátor elvi kapcsolása

penzálást elvégezzük, és a két potenciométerállás középértékét fogadjuk el helyes értéknek. Jól megépített berendezéssel 1/100 C° pontosság érhető el. Bányában végzendő mérésekre is alkalmas geotermikus berendezést ábrázol a 96. ábra. Termoelem helyett néha *termoszlopot* (több sorba kötött termoelem) használnak.

Az ellenálláshőmérők a vezetőknek azt a tulajdonságát használják fel, hogy ellenállásuk a hőmérséklettel változik. Az ellenállásváltozást *Wheatstone-féle híd* kapcsolásban mérik (97. ábra).

Néhány vezető ellenállásának hőkoeficiensét a X. táblázat mutatja.

Az adott célra legjobb a platinavezető, mert igen ellenálló vegyi hatásokkal szemben, tehát stabil. Platina ellenálláshőmérő rajzát mutatja a 98. ábra.



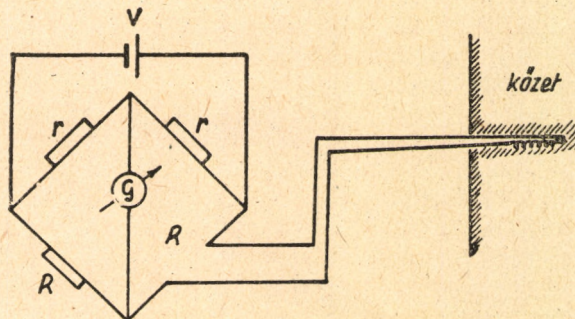
96. Geotermikus mérőberendezés

X. táblázat

Néhány fém ellenállásának hőmérséklet-függősége

$$\alpha = \frac{\varrho_{100} - \varrho_0}{100 \varrho_0}$$

Fém	$\alpha \cdot 10^3$	Fém	$\alpha \cdot 10^3$
Alumínium	4,7	Wolfram	4,8
Vas	6,6	Nikkel	6,7
Platina	3,92	Réz	4,3
Ezüst	4,1	Ólom	4,2



97. Ellenálláshőmérő elvi kapcsolása

Újabbban olyan *félvezetőket* használnak, amelyeknek ellenállási hőmérsékleti együtthatója igen nagy (*termisztor*). Ezek kevésbé stabilak a platina-hőmérőknél, de sokkal érzékenyebbek.

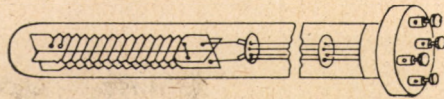
Mélyfúrások termikus szelvényezésére rendszerint réz- vagy nikkel-ellenálláshőmérőket használnak.

A geotermikus mérések értelmezéséhez szükség van a kőzetek termikus állandóinak mérésére. A *hővezetőképesség* és a *fajhő* mérésére sok berendezés ismeretes. Ezek közül néhánynak használatát ismertetjük.

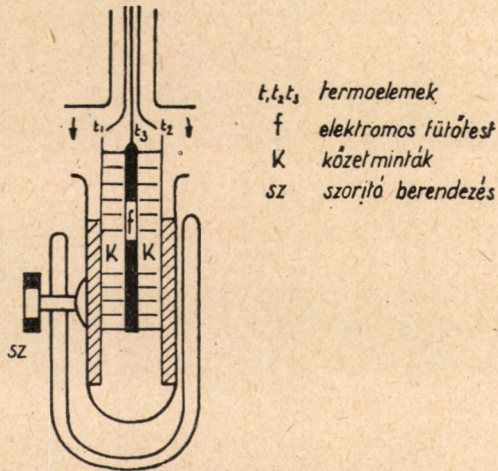
A hővezetőképesség mérésére *Eucken* berendezése alkalmas (99. ábra). A kőzetmintából két korongot készítenek és ezeket egy korongalakú elektromos fűtőtest két oldalára helyezik. A fűtőtestbe bocsátott áramot és a fűtőtest ellenállását ismerve, meghatározhatjuk a hőfluxust; a kőzetminta vastagságának és a két véglap hőmérsékletének ismeretében pedig a hőgradienst. Ebből a két adatból a hővezetőképesség kiszámítható.

A kőzetek fajhőjének mérését *Bunsen jégkaloriméterével* végezhetjük (100. ábra).

Egy üvegső köré $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -os vizet tartalmazó tartályból jeget fagyasz-tunk úgy, hogy az üvegsőbe sózott jeget teszünk. Ezután a sózott jeget eltávolítjuk, és helyére ismert tömegű, valamint hőmérsékletű kőzetet teszünk. A kőzet lehűl $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ -ra; közben hőjével bizonyos tömegű jeget megolvaszt. A jég térfogata emiatt csökken. A térfogatsökkenést egy higanyszál meniszkuszának elmozdulásával mérjük. Néhány kőzet és anyag fajhőjét mutatja a XI. és hővezetőképességét a XII. táblázat.



98. Platina-ellenálláshőmérő



99. Eucken-féle hővezetőképességmérő berendezés

- t_1, t_2, t_3 termoelemek
- f elektromos fűtőtest
- K kőzetminták
- SZ szorító berendezés

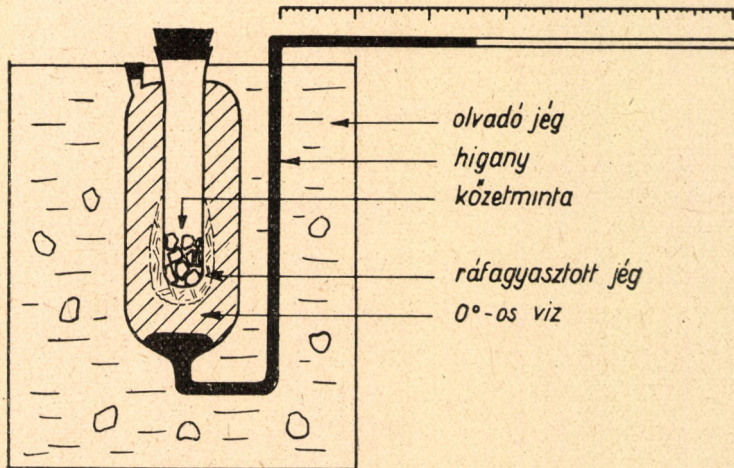
Néhány kőzet fajhője CGS-ben

XI. táblázat

K ő z e t	f a j h ő	K ő z e t	f a j h ő
Gránit	0,19	Mészkö	0,21
Szienit	0,20	Mészkö, porózus	0,16
Diorit	0,19	Dolomit	0,22
Gabbro	0,17	Márga	0,21
Bazalt	0,21	Gneisz	0,20
Tufák	0,30	Pala	0,17
Homokkő	0,20	Márvány	0,20
Homok	0,20		

Néhány kőzet és ásvány hővezetőképessége közönséges hőmérsékleten és nyomáson
Az adatok nagyrészt észak-amerikai és európai kőzetekre vonatkozó, főleg C. A. Heilandtól
származó adatok. A megfelelő hazai kőzetek hővezetőképessége a megadott értéktartomány
belül van

K ő z e t	hővezetőképesség kal cm·sec·fok	K ő z e t	hővezetőképesség kal cm·sec·fok
<i>Magmás kőzetek</i>		<i>Átalakult kőzetek</i>	
Gránit	5—10	Fillit	7
Szienit	5	Szerpentin	6—7
Diorit	7	Márvány	5—8
Andezit	7	Palák	3—4
Trachit	4	<i>Ásványok</i>	
Diabáz	5—6	Kőolaj	0,3
Bazalt	4—7	Kőszén	0,3—0,8
Gabbro	6	Grafit	12
Dunit	13	Kősó	6,6
<i>Üledékes kőzetek</i>		Gipsz	3
Mészkö	5—8	Magnetit	30
Dolomit	11—12	Kalcit	10
Kvarcit	11—16	Fluorit	25
Homokkő	10—11		
Márga	4—5		
Agyag	4—5		



100. Bunsen-féle jégkaloriméter

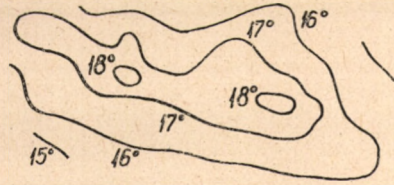
Geotermikus mérés terepen

A felszíni geotermikus mérésekhez 1—2 m mély lyukakat fúrnak. A fúrás rendszerint kézi fúrás, tömörebb kőzetekben esetleg gépi fúrás. A lyukaknak lehetőleg kis átmérőjűeknek (2—6 cm) kell lenniük, hogy a légcirkuláció bennük minél kisebb legyen. A lyukak mélységére irányadó szempont az,

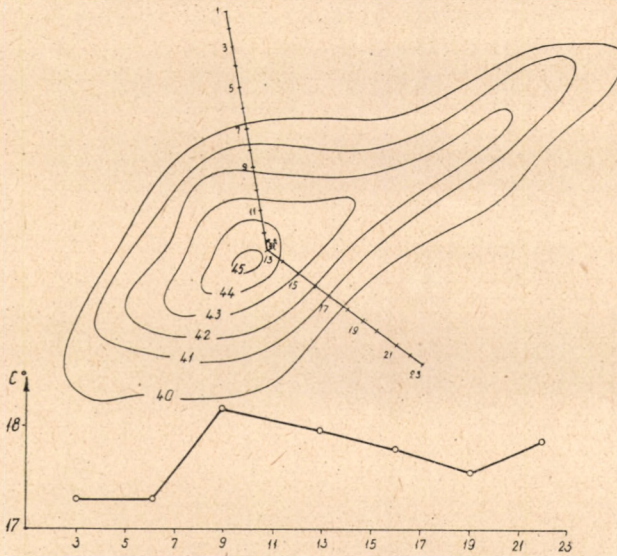
hogy a napi hőingadozás már a kívánt mérési pontosság (0,1–0,01 C°) alá csökkenjen, vagy többszöri méréssel (szteppeléssel) kiejthető legyen. Megbolygatott talajra, pl. árkok, patakok, utak, erősebb lejtők területére mérési pontot nem célszerű helyezni.

A talaj hőmérsékletét a növényzet is befolyásolja. Fák alatt vagy elűtő növényzetű folton szintén nem szabad mérni, úgyszintén vizes fúrólukokban sem, mert a víz párolgása megzavarja a hőegyensúlyt. Ha elkerülhetetlen, akkor a fúróluk száját tömíteni kell. Ha a talajvíz a felszín közelében van, akkor legcélszerűbb valamennyi fúrólukat a talajvíz mélyíteni és a talajvíz hőmérsékletét mérni.

A hőmérőket addig kell a lyukban tartani, amíg a termikus egyensúly — amelyet a fúrás és egyéb műveletek megbolygattak — ismét helyreáll. Ehhez tapasztalat szerint 6–24 óra szükséges.



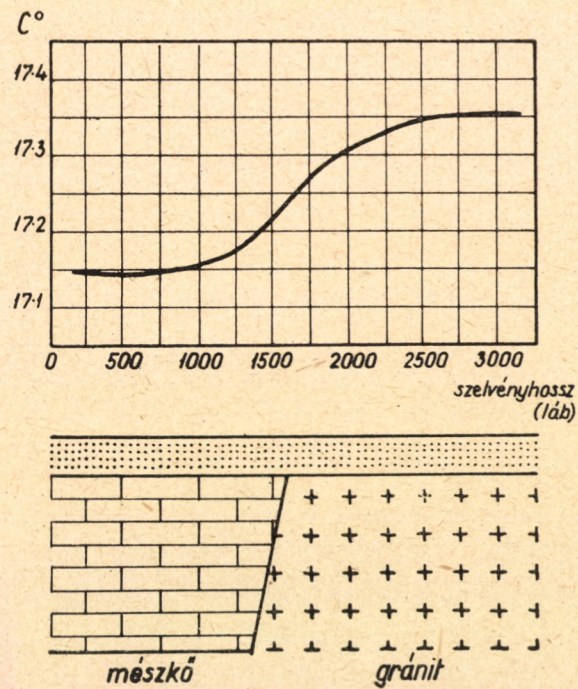
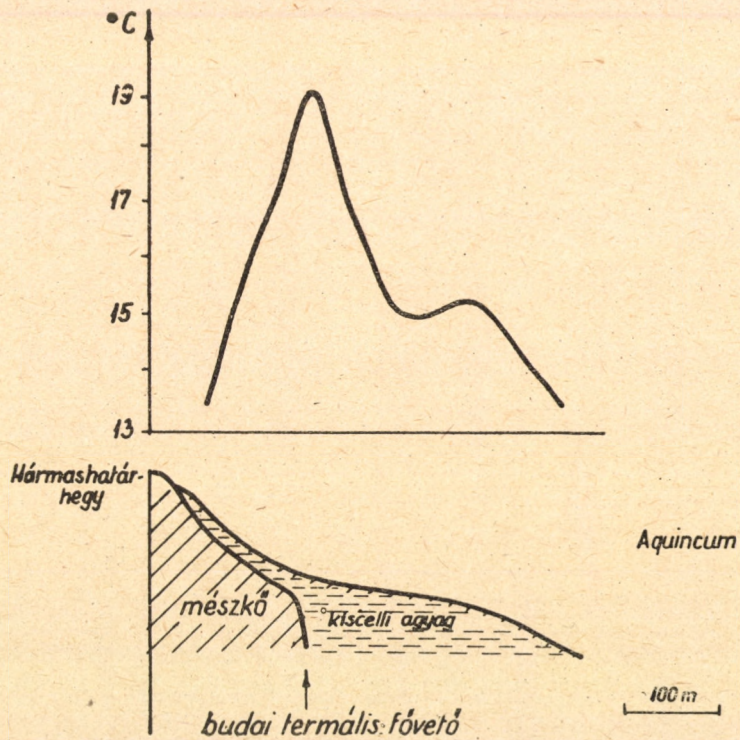
101. Geozotermák egy boriszlávi kőolajmező felett a felszín közelében (Arctowski nyomán)



102. Gravitációs maximum és termikus szelvény eltemetett hegység felett (Bugyi)

A fentiek egy része a bányában végzett geotermikus mérésekre is vonatkozik. A bányalevegő a bányavágot környezetében hűti vagy melegíti a kőzeteket (*Lehmann-féle hideg* vagy *meleg köpeny*). A méréseket olyan mély furatokban kell végezni, ahol ez a hatás a mérések időtartama alatt csak a mérési hiba határán belül változik. A szükséges furatmélység pl. *Recsken* (tömörebb kőzet) 0,5 m, *Tatabányán* (lazább kőzet) 1,5 m.

A hőfluxus helyi változásairól képet kaphatunk a hótakaró olvadásának megfigyelésével is, pl. légi fényképfelvételekkel. A hótakaró — az egyéb körülményeket azonosaknak véve — ott fog először felszakadni, ahol a talaj hőmérséklete nagyobb.



103. Geotermikus szelvény a budai termális fővető felett

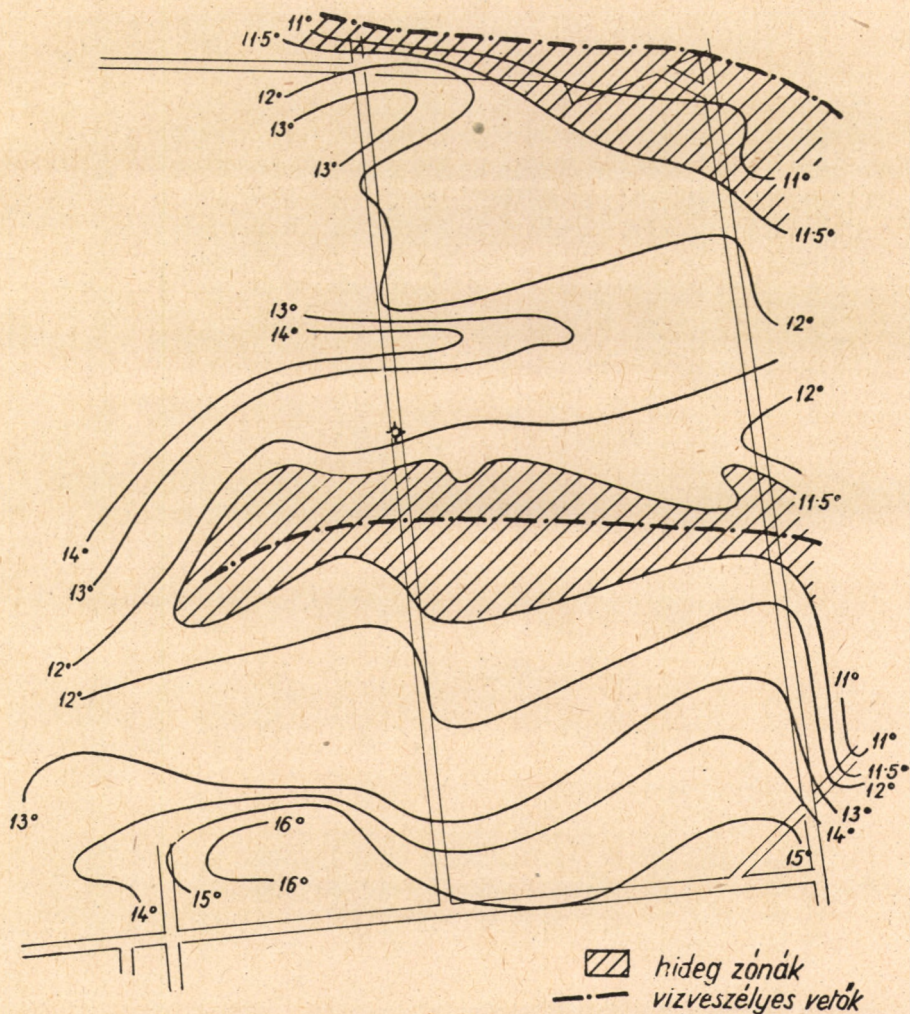
104. Termikus szelvény törés felett
(Bouwhuijsen nyomán)

A geotermikus mérések értelmezése és a módszer alkalmazási lehetőségei

Boltozatok, különösen kőolajat tároló boltozatok felett a talaj hőmérséklete nagyobb. Ez részben a kőolaj oxidációjával, részben pedig a nagyobb hővezetőképességű kőzetek magasabb helyzetbe került voltával magyarázható. A 101. ábra *Arctowski* geotermikus méréseinek eredményeit mutatja a *boriszlávi* kőolajmező területén.

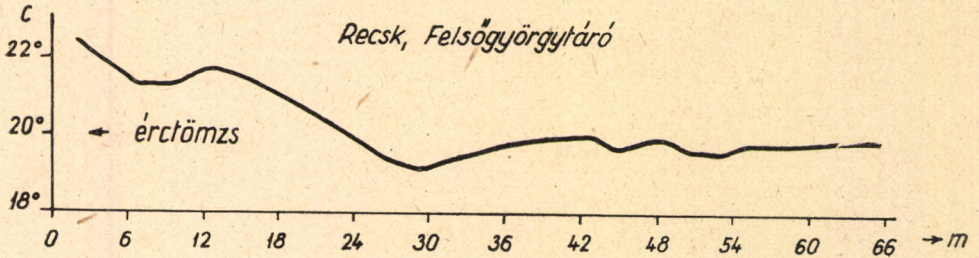
A 102. ábra a *bugyi* gravitációs maximumot és a rajta mért geotermikus szelvényt ábrázolja.

Itt a mérések 1,5 m mély furatokban történtek. A bugyi szerkezet tetején a mészkő 2–300 m, szárnyain több mint 1000 m mélységben van. A geotermikus mérések a tető felett kb. 1 C°-kal nagyobb hőmérsékletet mutattak ki.



105. Geotermikus mérések a tatabányai XIV. aknában

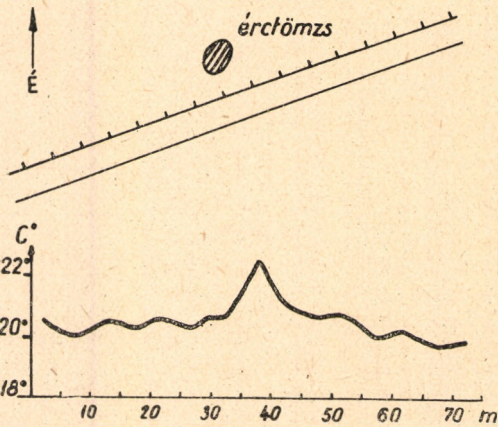
A geotermikus módszer alkalmas lehet vetők, töréss szerkezetek nyomozására. A vetődések, törések mentén felszálló meleg vizek is kimutathatók ezzel a módszerrel. A 103. ábra a budai termális főtörésre merőleges geotermikus szelvényt (*Hármashatárhegy*) mutatja be. A törés nagy (2–3 C°) pozitív anomáliával jelentkezik.



106. Geotermikus bányamérés Recskén

A törés akkor is kimutatható, ha két oldalán különböző hővezetőképességű kőzetek vannak (104. ábra).

A geotermikus módszer bizonyos esetekben a kőszénbányászatot fenyegető *karsztvíz* felkutatásánál is alkalmazható. A *tatabányai* barnakőszénmedencében a karsztvíz túlnyomórészt felszíni (csapadék) eredetű; a medencét



107. Geotermikus szelvény a recski ércbányában

határoló mészkőhegység karsztos repedésein szivárog le a mélybe. Ezért érthető, hogy a bányabeli karsztvíz hőmérséklete (9,6 C°) nagyjából egyezik a felszíni évi középhőmérséklettel. A művelés mélységében (100–200 m) viszont a geotermikus gradiens miatt a közhőmérséklet nagyobb (14–15 C°). A hideg karsztvíz a melegebb kőzeteket lehűti. A kőzet hőmérsékletének csökkenése tehát karsztvíz közelségére utal. A 105. ábra egy *tatabányai* bányavágattérképet és a vágatokban végzett geotermikus mérések eredményeit mutatja. A hideg zónák karsztvizes törésvonalakkal azonosíthatók.

A 106. ábrán a *recski* rézércbánya egy vágatában végzett geotermikus mérések eredményeit láthatjuk. *Recskén* lassan oxidálódó szulfidos ércetek vannak. Ezért az éرتömzs felé közeledve 2–4 C°-kal nagyobb hőmérsékletet kapunk. A vágatokban mért hőmérsékleti maximumokból éرتömzs közelségére lehet következtetni. A 107. ábrán látható helyi maximum megkutatása kisebb mennyiségű ércet eredményezett.

EGYÉB GEOFIZIKAI KUTATÓMÓDSZEREK

A teljesség kedvéért meg kell még említenünk három, egyre növekvő fontosságú geofizikai kutatómódszert: a *radiológiai*, a *geokémiai* és a *bakteriológiai* kutatómódszert.

A *radiológiai kutatás* azon alapszik, hogy a kőzetekben levő sugárzó anyag minőségének és mennyiségének különbözősége lehetőséget ad a kőzetek elkülönítésére (lásd XIII. táblázat). Mivel azonban még a legkeményebb sugárzást, a γ sugárzást is már igen vékony (0,5–2 m) kőzetréteg elnyeli, a radiológiai kutató módszer csak akkor alkalmazható, ha a vizsgálandó kőzetet ilyen mértékben meg tudjuk közelíteni.

XIII. táblázat

Az ismertebb kőzetek átlagos radioaktivitása

Az adatok nagyrészt észak-amerikai és európai kőzetekre vonatkozó, főleg *C. A. Heilandtól* származó adatok. Ezek a számok a megfelelő hazai kőzetekre is jellemzők.

K ő z e t	10^{-12} g Ra·g ⁻¹	10^{-6} g Th·g ⁻¹	K ő z e t	10^{-12} g Ra·g ⁻¹	10^{-6} g Th·g ⁻¹
Gránit	2,7	20	Porfirit	2,8	15,4
Szienit	2,4	17	Homokkő	2–4	—
Diorit	1,6	9,9	Pala	3–8	—
Trachit	3,0	17,9	Mészkö	2–3	—
Gabbro, norit	1,3	5,0	Dolomit	8	—
Bazalt	5	15	Gipsz	7	—
Bazalt	0,5	4	Kvarcit	5	—
Diabáz	1,0	2,2	Gneisz	2,1	8,7
Kvarcporfir ..	3,9	22			

A radiológiai kutatás egyik fontos célja radioaktív értelemek, ércfeldúsulások helyének meghatározása.

Ritkábban arra is használják ezt a módszert, hogy radioaktív nyomelemekre támaszkodva, a sugárzó elemmel geokémiai rokonságban levő egyéb ércet, pl. molibdenitet kutassanak.

A kutatás eszköze legtöbbször a sugárzás jelzésére szolgáló *Geiger—Müller-féle számlálócső*, amely a sugárzó részecskék impulzusszerű ionizációs áramát használja fel. Alkalmazzák emellett még az ún. *szcintilloszkópot*, amely a sugárzó részecske fénytani hatásával dolgozik.

A *geokémiai kutatómódszerrel* a felszínre migrált elemek felszíni eloszlásának képéből következtetnek — bizonyos törvényszerűségek ismeretében — arra, hogy hasznos ásványi nyersanyagok a mélyben hol dúsultak fel műrevaló mennyiségben.

A szerves geokémiai kutatómódszert főleg érces területen alkalmazzák. Az eljárás lényege az, hogy a kutatási területen folyó patakok vizét elemezve állapítják meg, hogy a vizek fémszennyezése honnan származik. Az elemeloszlási térkép gyakran rávezet az ércetest helyére.

A szerves geokémiai kutatómódszert szénhidrogénkutatásnál, főleg vastag medenceüledékekkel fedett területeken alkalmazzák. Ez a kutatómódszer közvetlen, mert nem kőolajtároló szerkezetet vagy csapdát kutat, hanem magára a kőolaj jelenlétére igyekszik következtetni. Módszere a talajgáz és a talaj bitumen tartalmának elemzése. A geokémiai kutatás nagy területen hálózatosan történik. Gyors és olcsó módszer, de ma még nem alakult ki teljesen.

Fokozottabban áll ez a *geobakteriológiai kutatómódszerre*, amely azon a tapasztalaton alapszik, hogy más-más ásványi nyersanyagtelepek felett más-más talajbaktérium fajták élnek.

Nem kétséges, hogy e módszerek fejlődésével az ásványi nyersanyagkutatás értékes kutatási eszközök birtokába jut.

MÉLYFÚRÁSOK GEOFIZIKAI VIZSGÁLATA

A fúrólukak geofizikai vizsgálatán azoknak a fizikai méréseknek az összességét értjük, amelyekkel a fúróluk által harántolt kőzetekről, azok tartalmáról és a fúróluk állapotáról szerzünk felvilágosítást. A fúrólukak geofizikai vizsgálatát röviden szelvényezésnek nevezzük. A továbbiakban szelvényezésen mindig fúrólukszelvényezést értünk.

A megoldandó feladatok sokfélesége számos mérési eljárás és mérő-berendezés kialakításához vezetett.

A fúrólukszelvényező eljárásokat a felszíni kutató módszerekhez hasonlóan két főcsoportba sorolhatjuk :

1. mesterségesen előidézett hatásokat mér
a többféle *elektromos*,
a *szeizmikus* és
a *neutronszelvényező* eljárás,
2. természetes hatások mérésén alapszik
a *természetes potenciál*,
a *hőmérsékleti*,
a *radiológiai* (γ -sugár) fúrólukszelvényezés.

Egyik csoportba sem sorolható, de mégis a fúróluk által harántolt kőzetek vegyi, illetve fizikai tulajdonságairól ad felvilágosítást a *geokémiai* szelvényezés, illetve a *vészőhaladási* szelvényezés.

Nem az átfúrt kőzetek minőségére, hanem egyéb, a fúrólukkal kapcsolatos igen fontos adatok meghatározására szolgál

- a *fúrólukátmérő* meghatározása, és
a *fúróluk ferdeségének* a meghatározása.

Rendkívül fontos felvilágosításokat nyújt a kutatott kőzetösszetétel szerkezetére vonatkozóan

- a *rétegdőlésmérés*.

Mielőtt az egyes mérési eljárásokat részletesebben ismertetnénk, rövid tájékoztatást adunk a fúrólukszelvényezéshez szükséges berendezés főbb részeiről.

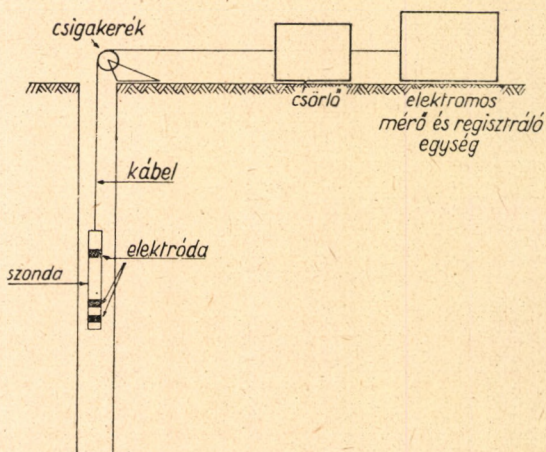
Vannak a berendezésnek olyan részei, amelyek csaknem minden szelvényezési eljárásnál azonosak. Ezek :

1. Az *észlelőkocsi* vagy *műszerkocsi*. A műszerkocsiba van beépítve a felvett jelek regisztrálására szolgáló „*optikai doboz*”; ugyancsak itt

kapnak helyet a mérőszonda tápláló és mérő áramköreinek szabályozására szolgáló áramköri elemek ; és a kábeldob, amelyről a mérőszonda kábellel ereszkedik le a fúrólukba — a meghajtó és a sebesség-szabályozó művel együtt.

2. A *kábel*. Csaknem minden szelvényezési eljárás ugyanazt a kábelfajtát használja. Ez a kábel három vagy több eres, hő- és olajálló szigetelésű, több tonna teherbírású kábel. Az acélér különlegesen sodrott. Ha a leeresztő kábel háromnál több eret tartalmaz, akkor egy menetben esetleg többféle mérés is végezhető.

Van ezenkívül a berendezésnek olyan része is, amely minden szelvényezési eljárásnál más és más.



108. Fúrólükszelvényező berendezés elvi vázlata

Ez a *szonda*. A szonda a berendezésnek a fúrólukba leeresztett része. Rendszerint súlyosbítóval ellátott, torpedó alakúra kiképzett, több méter hosszú test, megfelelően tömítve és szigetelve.

A korszerű szelvényező berendezések teljesen önműködően regisztrálnak, vagyis a — legtöbbször mozgó állapotban levő — lyukműszer (szonda) által szolgáltatott jeleket a mélység függvényében, mozgó fényérzékeny filmszalagra vagy papírszalagra jegyzik.

A régebbi (félautomatikus) berendezések az észlelő (vagy esetleg két észlelő) állandó közreműködését kívánták.

Az automatikus fúrólükszelvényező berendezés elvi vázlatát a 108. ábránk mutatja.

Fúrólükszelvényező eljárások

A természetes potenciál mérése

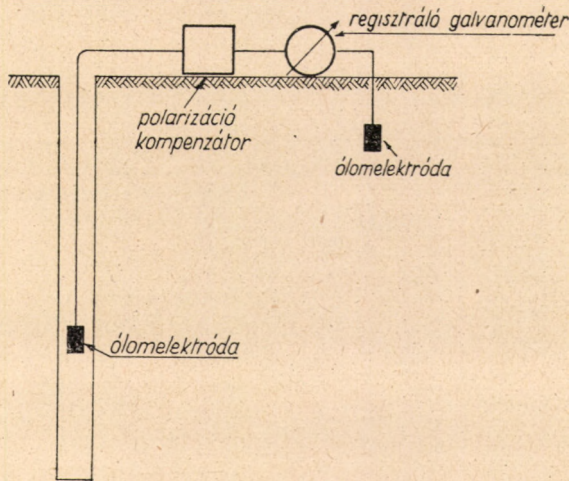
A legegyszerűbb elektromos vizsgálat a fúrólukban a természetes potenciál (SP) mérése. A 109. ábrán láthatjuk a mérés elrendezési vázlatát. A polarizációkompenzátor és az ólomelektrodák használata egyaránt a polari-

zációs áramok elkerülése végett szükséges. Az észlelt feszültségkülönbség két komponensből tevődik össze : részben *filtrációs*, részben *elektrokémiai*.

A *fúróiszap* nyomása rendszerint különbözik a likacsos kőzetben levő folyadék nyomásától ; amennyiben nagyobb, fúróiszap szívárog be a likacsos kőzetbe. Ha pedig fordítva, a kőzetben levő folyadék nyomása nagyobb, mint a fúróiszapé, akkor a kőzet likacsáiban levő folyadék szívárog a fúrólyukba. A szívárgás következtében potenciálkülönbség jön létre. Ez a potenciálkülönbség így fejezhető ki :

$$E = K \cdot \rho \cdot \Delta P,$$

ahol K az elektrolitek összetételétől és az áteresztő rétegeket határoló agyagos réteg adataitól függő arányossági tényező, ρ a folyadék fajlagos ellenállása és ΔP a beszívárgó folyadék mennyisége.



109. Természetes potenciál (SP) mérésére szolgáló berendezés elvi vázlata

Potenciál jelentkezik általában ott, ahol agyagos vagy márgás rétegek jó áteresztő képességű rétegeket határolnak. A potenciál millivolt nagyságrendű és annál nagyobb, minél nagyobb az áteresztő rétegben levő elektrolit ionkoncentrációja, mert a feszültségkülönbség nagyságát az ellenállás határozza meg. Ebből következőleg kevésbé sós rétegvíz esetén előfordulhat, hogy a potenciál előjele megfordul.

Az elektrokémiai potenciál különböző elektrolitek között jön létre. Ezt a potenciálkülönbséget az

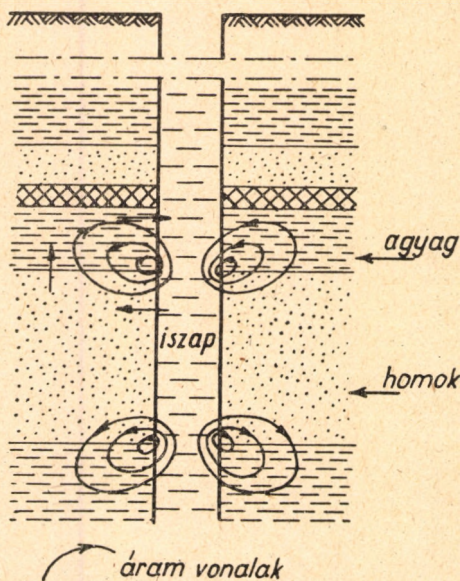
$$E = C \log \frac{\rho_i}{\rho_v}$$

összefüggésből számíthatjuk, ahol C olyan állandó, amely a rétegek és az oldatok vegyi összetételétől függ, ρ_i az iszap, ρ_v a rétegvíz fajlagos ellenállása.

Ez a potenciálkülönbség a kőzeten és a fúróiszapon keresztül elektromos áramot tart fenn, amely a fúróiszapban feszültségesezt hoz létre. A viszonyokat a 110. ábra mutatja.

Mivel tehát a fúrólukban olyan körülmények vannak, hogy mind filtrációs, mind pedig elektrokémiai úton keletkezhet potenciálkülönbség és mivel keletkezésének helye az átteresztő és az átneresztő rétegek határa, a természetes potenciáldiagram alkalmas az átneresztő rétegek közé beágyazódott átteresztő rétegek kimutatására.

Ha az átteresztő rétegek mészkő rétegek közé vannak beágyazva, akkor a probléma nem ilyen egyszerű, mert a kialakuló természetes áramok mindig



110. Természetes potenciál- és árameloszlás a fúróluk fala mentén (Doll nyomán)

az agyagos rétegekből a fúróiszap felé, a fúróiszapból pedig a jó átteresztő képességű rétegek felé haladnak; mészkő esetén tehát kevésbé alakulhat ki zavartalan áramkör. Ilyenkor a természetes potenciálgörbe elmosódottabb, a réteghatárok nem olvashatók ki megfelelő határozottsággal. A 111. ábra agyagos, illetve mészköves összletben mért természetes potenciálgörbéket ábrázol.

Elektromos ellenállásmérés fúrólukban

A fúrólukban harántolt különbözőféle kőzetek fajlagos elektromos ellenállásának meghatározására és ennek alapján a kőzethatárok helyének a kijelölésére szolgálnak a különböző ellenállásmérő-módszerek.

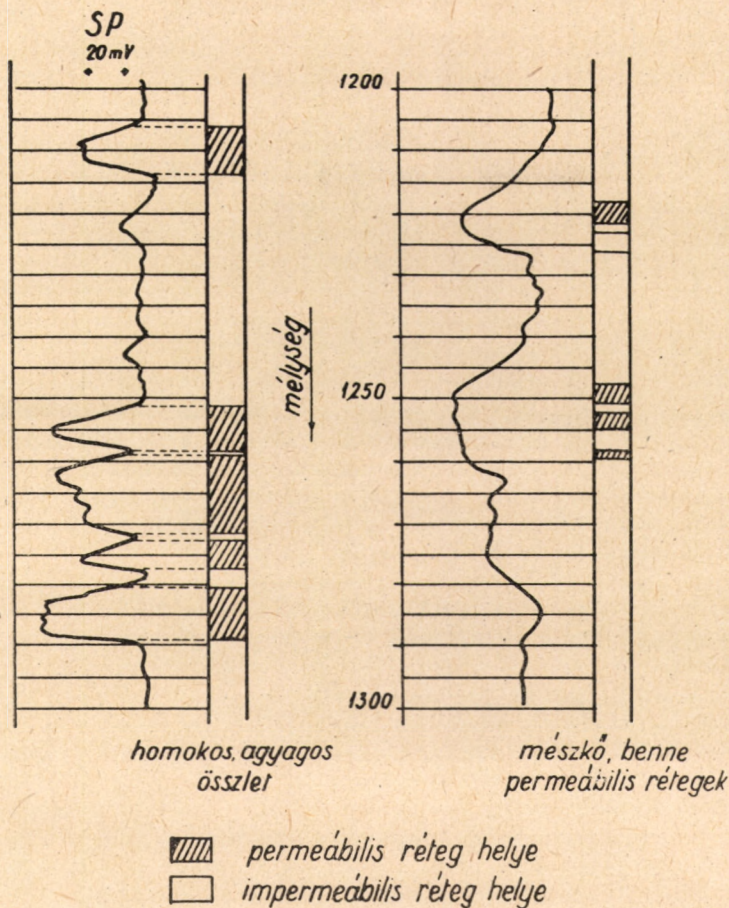
A kőzetek fajlagos elektromos ellenállását úgy mérjük, hogy ismert erősségű áramot bocsátunk keresztül rajtuk és mérjük, hogy a kőzet ellen-

állása következtében mekkora feszültségessé jön létre. A vizsgálandó kőzethez, mind árambevezetés, mind feszültséglevétel céljából ólomelektroda útján csatlakoznak. Az elektródák nem érintkeznek közvetlenül a fúróluk falával, hanem csak a fúróiszap közvetítésével. Az iszap fajlagos ellenállásának tehát igen fontos szerepe van a fúróluk elektromos vizsgálatában. Fontos a fúróiszap szerepe azért is, mert többé-kevésbé beszívárog a fúróluk falát képező kőzetekbe, és megváltoztatja azok fizikai tulajdonságait. Így jön létre az *elárasztott zóna*. Minthogy az ellenállásmérések célja a kőzetek valóságos fajlagos ellenállásának meghatározása, az elárasztott zóna hatását lehetőleg ki kell küszöbölni.

A felszíni ellenállásméréseknél láttuk, hogy az elektródák elhelyezésétől függően általában kétféle mérőelrendezés van használatban. A fúrólukak szelvényezésénél a szondáknak nagyobb változatossága alakult ki. Minden különleges feladatra megvan a megfelelő szonda.

Leggyakoribbak a háromelektrodás szondák. Ezeknél a negyedik elektródát a felszínen földelik, és hol áram-, hol pedig feszültségelektrodaként használják.

Azt az elektródaelrendezést, amelynél a szondán levő két összetartozó elektróda egymástól való távolsága nagyobb, mint a harmadik elektródának e kettő közül a hozzá közelebb eső elektródától mért távolsága — *potenciál-szondának* vagy *normálszondának* nevezik. Ha pedig az összetartozó elektródák



111. Agyag- és mészköösszletben mért természetes potenciál (SP) görbék

távolsága a harmadik elektródának az előzőek középpontjától mért távolságához viszonyítva kicsiny, akkor *gradiensszondáról* vagy *laterálszondáról* beszélünk. Néhány szondafajtát 112. ábránk mutat.

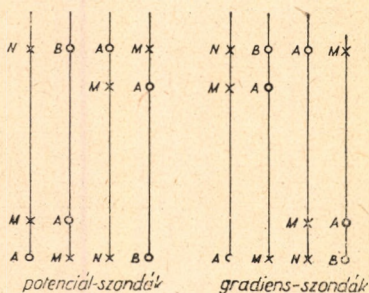
Az ellenállásmérő szondákra olyan jelölésmódot alakítottak ki, amely az elektródák helyzetét is pontosan megadja. Ez abból áll, hogy az egyes elektródákat jelölő betűk közé (A, B az árambevezető, M, N a potenciálmérő elektródák jele) azok méterben mért távolságát is beírják: pl. A 8,0 M 0,5 B olyan potenciálszondát jelent, amelynél az A és M elektródák között 8 m, az M és B elektródák között 0,5 m távolság van, alulról fölfelé.

Az elektródák elrendezéséből és egymástól való távolságukból, továbbá az áramerősségből a kőzetek látszólagos fajlagos ellenállása így számítható ki: potenciálszonda esetében

$$\rho_{\text{látsz.}} = 4\pi \overline{AM} \frac{\Delta E}{I}$$

gradiensszonda esetében

$$\rho_{\text{látsz.}} = 4\pi \frac{\overline{AM} \cdot \overline{AN}}{\overline{MN}} \frac{\Delta E}{I},$$



112. Néhány szondafajta ellenállásméréshez (fúrólyukban)

ahol ΔE az M és N elektródák között mért potenciálkülönbség, I az áramerősség.

A szondák számos jellegzetes tulajdonsággal rendelkeznek, amelyek alkalmazási területüket megszabják.

A potenciálszondára jellemző, hogy az általa mért görbék szimmetrikusak a vizsgált kőzet felező síkjára.

Hátránya, hogy az \overline{AM} távolságnál (amelyet a szonda „hosszának” szoktak nevezni) vékonyabb kőzetretegek ezzel a szondával nem mutathatók ki.

A gradiensszonda görbéje aszimmetrikus; ezért értelmezése nehezebb, de a képződményhatárok kimutatására jól alkalmazható. Fúrólyuk ellenállásmérések diagramjait mutatja 113. ábránk.

A kőzetretegek kőolajkutató szempontjából lényeges tulajdonságainak pontosabb meghatározására való törekvés az ellenállásmérő szondáknak különleges formáit hozta létre. Ezek egyike a *mikroszonda*, amelyet 114. ábránk mutat.

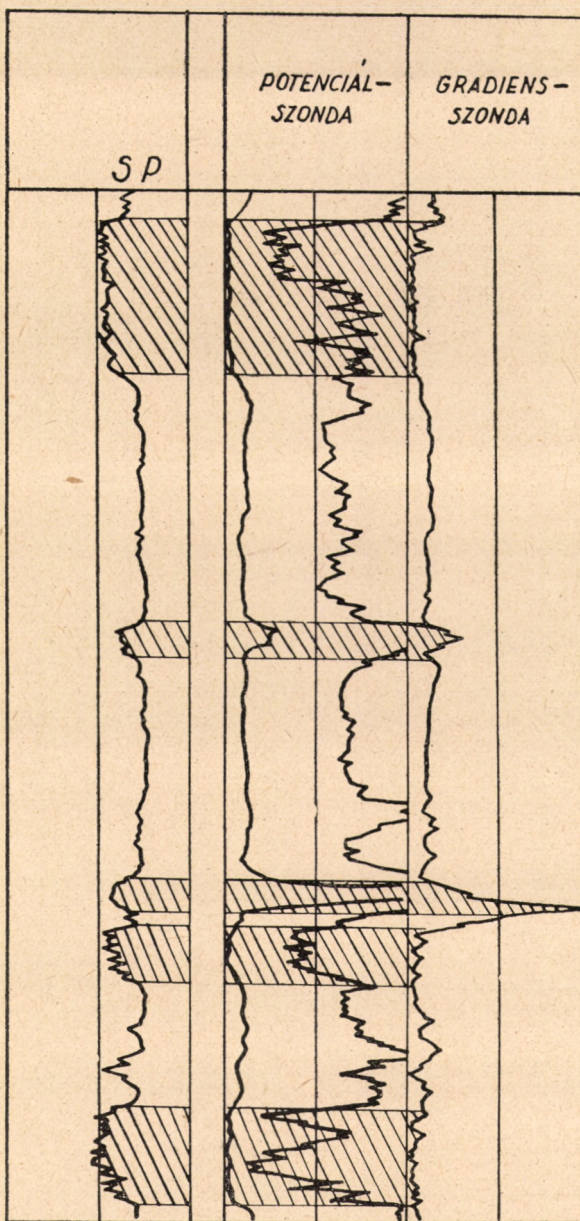
Ez lényegében igen kis (néhány cm) távolságra elhelyezett elektródákból álló ellenállásmérő szonda, amelynek működési elve lényegileg ugyanaz, mint az ellenállásmérő szondáé. Alkalmas arra, hogy az igen vékony, likacsos kőzeteket is jelezze a nem likacsos kőzetek között.

A másik különleges felépítésű ellenállásmérő szonda a *laterologszonda*, amely vékony rétegek valóságos fajlagos ellenállásának meghatározását teszi lehetővé. A laterologszonda olyan, hogy segítségével az áramvonalak keskeny — első közelítésben párhuzamos — nyálabbá alakíthatók. Így még igen vékony rétegek esetén sem hatnak zavaróan a szomszédos rétegek. Ennek a szondatípusnak különleges jelentősége a vékony kőolajtároló homokrétegek (lencsék) kimutatásában van és a kőszénkutató mélyfúrások szelvényezésében ígérkezik (115. ábra).

A kőzetek polarizációs potenciáljának mérése fúrólyukban

Ennek az eljárásnak a lényege röviden az, hogy alkalmas berendezés segítségével az árambevezetést időnként megszakítjuk, és az áramfolyás szünetében regisztráljuk a mérőelektróda potenciálját. A berendezés vázlatát 116. ábránk mutatja.

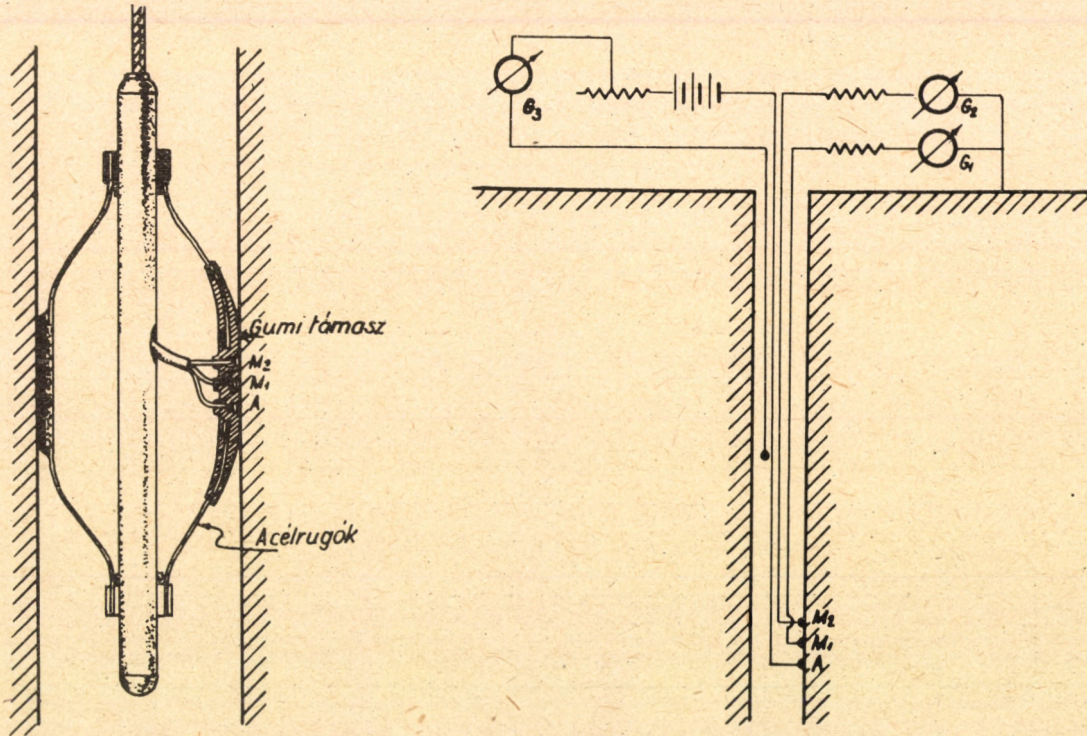
A kőzetek polarizációs potenciáljának mérésénél a mérőelektródát kettéosztott áramelektróda közé (A_1 és A_2 közé) helyezik el, hogy ezáltal a



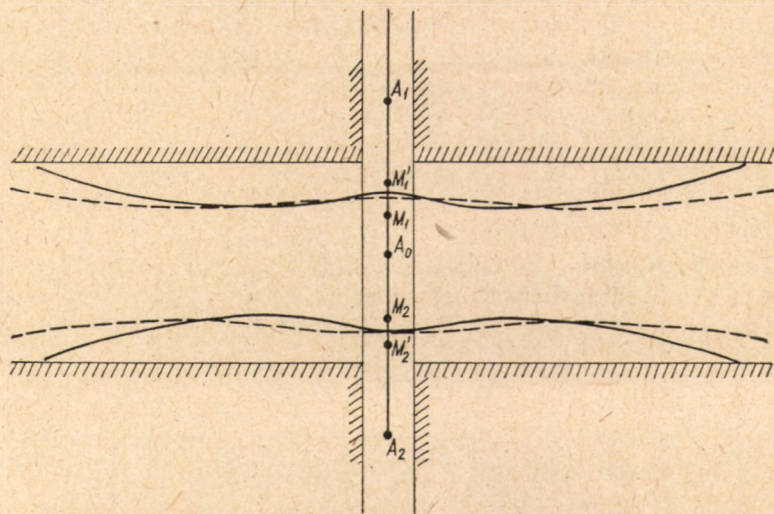
tömött réteg

 porózus réteg

113. Ellenállásmérés görbéi

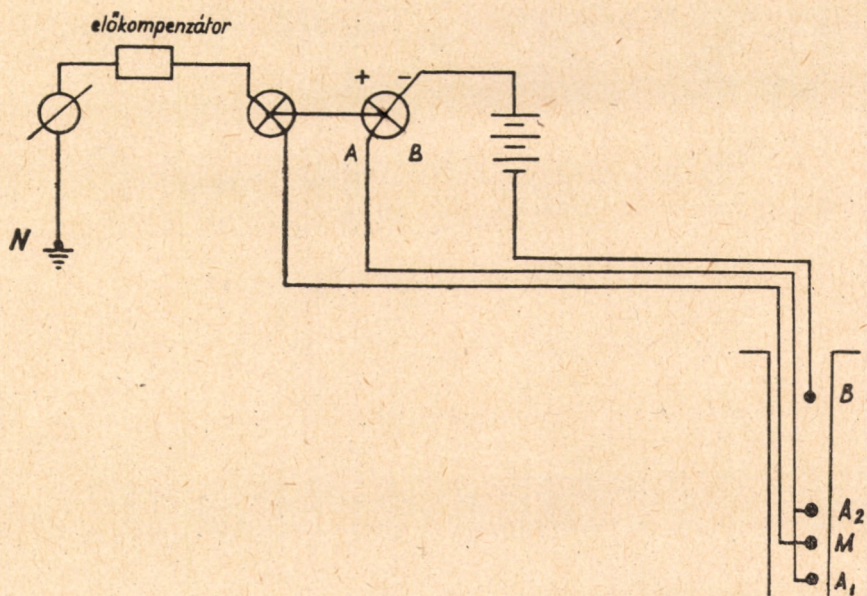


114. A mikroszonda és a mikroszelvevényező berendezés kapcsolási vázlatja



- - - - - áramvonal-nyaláb homogén közeg esetén
 ————— áramvonal-nyaláb nagyobb ellenállású beagyazás esetén
 A_0 - főáramelektroda, A_1, A_2 - segéd áramelektrodák
 M_1, M_1' ; M_2, M_2' potenciál elektródák, (az azonos indexűek között a potenciál különbség 0-n tartandó)

115. A laterolog szonda elve



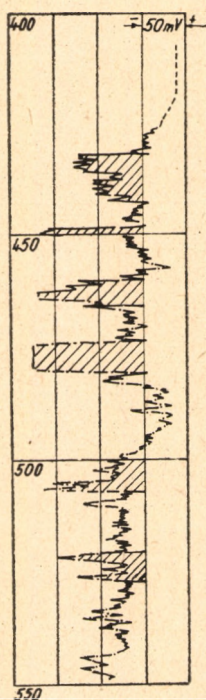
116. A kőzetek polarizációs potenciáljának mérésénél használt berendezés vázlata

mérés helyén lehetőleg nagy áramsűrűséget biztosítsanak. A második áram-elektrodát messzire (8–10 m) eltávolítják, hogy az általa okozott ellentétes gerjesztés a mérést ne zavarja. Polarizációs potenciálméréssel készült fúrólukszelvényt láthatunk 117. ábránkon.

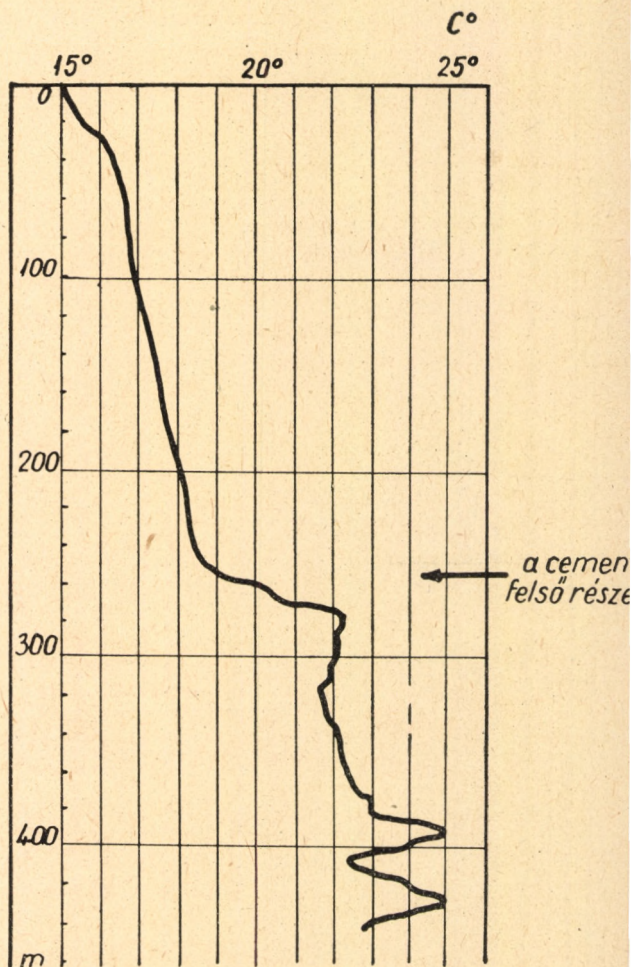
A polarizációs potenciált mérő lyukszelvényezési eljárás, elsősorban kőszénrétegek fúrólukban történő kimutatására alkalmas, de sok esetben sikert ígér a kőolajtartalmú homokrétegek vizsgálatában is.

Hőmérsékletmérés fúrólukban

Hőmérsékletmérést fúrólukban rendszerint azért végeznek, hogy a kőolajkutató mélyfúrások beléscsővezése után a lyukfal és a csőfal közé nyomott csőrögztítő cementgallér magasságát megállapítsák (118. ábra),



117. Polarizációs potenciálmérés görbéje
(Egyed nyomán)



118. Cementmagasság meghatározása hőmérsékletméréssel

a cement kötése közben ui. hő fejlődik. Emellett sikerrel alkalmazható arra is, hogy megállapítsa az esetleges helytelen zárás miatt a béléscső és a fúrólyuk fala között létrejött folyadékáramlást. Ha ugyanis folyadékáramlás lép fel, akkor konvektív hőátadás is történik, és a fúrólyuk adott mélységeiben hőmérsékleti anomália jelentkezik. Az anomália az eredeti termikus szelvényhez viszonyítva olvasható ki.

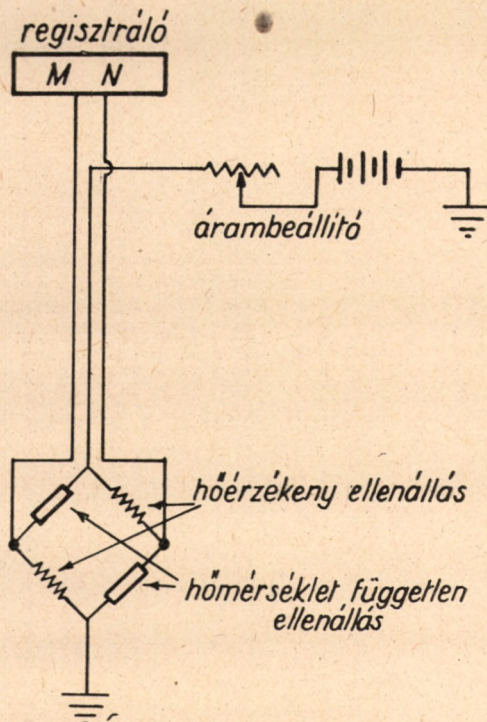
Tekintettel arra, hogy a kőzetek hővezetőképessége különböző, a hőmérsékletmérés fúrólyukakban néha a kőzetösszetétel egyes tagjainak elkülönítésére is felhasználható. Így pl. újabb vizsgálatok azt mutatják, hogy a kőszén környezeténél általában rosszabb hővezető, és ezért a mélyfúrás termikus görbéjén negatív anomáliaként jelentkezik.

Fúrólyukban a hőmérsékletet különleges ellenálláshőmérővel mérik. Ez lényegében ellenálláshíd, amelynek egy vagy két oldala nagy hőmérsékleti együtthatójú ellenállásból készült. A termikus szonda elvi kapcsolási vázlatát 119. ábránk szemlélteti. Úgy szerkesztik, hogy a hőérzékeny ellenállások a fúróiszappal minél közvetlenebbül érintkezzeuiek. Az általában használt termikus szonda (termoszonda) érzékenysége $10 \text{ mV}/\text{C}^\circ$ körül van, ami azt jelenti, hogy 1 C° hőmérsékletkülönbség 10 mV feszültségkülönbséget okoz.

A fúrólyukak termikus szelvényezése általában közvetlenül ipari célú mérés. A termikus szelvényezéssel csak viszonylagos hőmérsékletkülönbséget kívánnak megállapítani, és ezért nem várják meg, amíg a fúrólyukban a fúrás és az iszapcirkuláció következtében megbomlott termikus egyensúly helyreáll. Ez sajnálatos körülmény, mert a mérési adatok tudományos kiértékelése lehetetlenné válik; holott ezekből az adatokból nemcsak az alaphegységre, hanem a földkéreg ún. Conrad- és Mohorovičič-felületeire is következtetéseket lehetne levonni.

Fúrólyukferdeség mérése

A fúrólyukak helyzetének egyik jellemző adata az a szög, amelyet a fúrólyuk tengelye a függőlegessel pontról-pontra bezár. Ez tulajdonképpen két adatnak — az elhajlási szög nagyságának és azimutjának — a meghatározását jelenti.



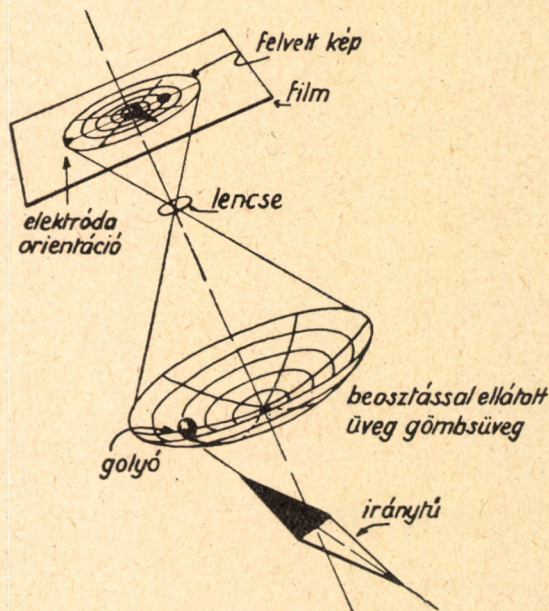
119. A termoszondda elvi vázlatá

Két gyakorlatilag jól bevált műszer van :

1. a *fotoklinométer* és az
2. *ingás ferdeségmérő*.

Mindkét berendezésben a ferdeség azimutját a szondában elhelyezett iránytű jelzi, ezért egyik eljárás sem alkalmas csővezetett fúrólukban történő mérésre.

A *fotoklinométer*nél a lyukferdeség mérésére egy skálabeosztással ellátott gömbsüvegben elhelyezett rögzítetlen fémgolyó szolgál. Ha a fúróluk ferde,



120. A fotoklinométer vázolata

akkor a golyó elmozdul. Minden esetben a legmélyebb pontot igyekszik elfoglalni, és ez ferde lyuk esetében nem azonos a gömbsüveg középpontjával. A golyó helyzete tehát jellemző a fúróluk ferdeségére. A golyó és az iránytű helyzetét a berendezés lefényképezi. A felvételtől a fúróluk ferdeségének a szöge és az elferdülés azimutja közvetlenül kiolvasható. A fotoklinométer elvi vázolata a 120. ábrán látható.

Az *ingás ferdeségmérő*ben (121. ábra) a függőlegessel bezárt szöget egy inga jelzi. Ennek vége egy finom huzalellenálláson mozog. Az elmozdulás megváltoztatja az ellenállást, tehát az ellenállás megváltozása jellemző a lyuk ferdeségére. A műszerben iránytű is van, amelynek vége szintén huzalellenálláson mozog. Az ellenállás megváltozása az iránytű áramkörében, lehetővé teszi az elferdülés azimutjának megmérését. Mindkét berendezés a ferdeségnek egyes pontokon való mérésére alkalmas, folytonos szelvényezésre nem.

Rétegdőlésmérés fúrólukban

A fúróluk által harántolt rétegek dőlésének meghatározására szolgál a rétegdőlésmérő, amely rendszerint közös egységet alkot a ferdeségmérő szondával.

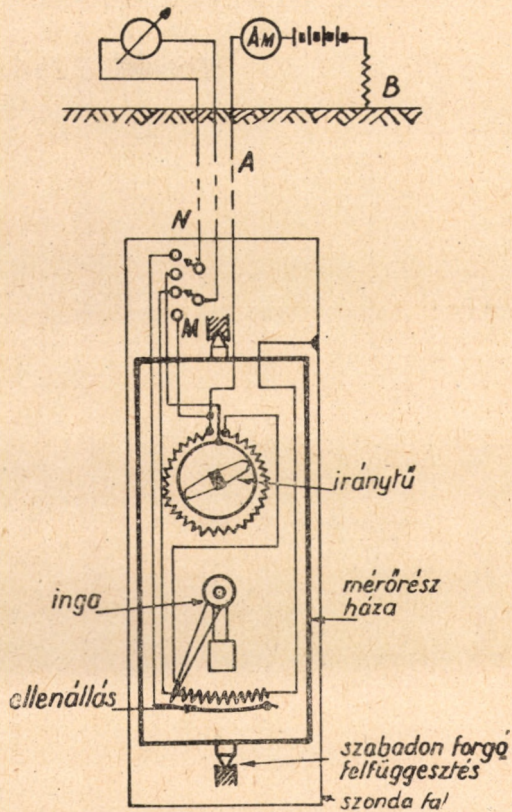
A rétegdőlésmérés tulajdonképpen három elektródával felvett természetes potenciálgörbével történik. A mérésre szolgáló szondának három egyenlő magasságban elhelyezett, egymáshoz képest 120° -kal elforgatott helyzetű elektródája van (122. ábra). Ha a szonda dőlt réteg előtt halad el, akkor az elektródák nem egyszerre, hanem a dőléstől függően egymásután veszik fel a rétegre jellemző természetes potenciált. Az elektródák (illetve a szonda) irányának és a fúróluk ferdeségének ismeretében a réteg dőlése kiszámítható.

A fúróluk átmérőjének mérése

Ahhoz, hogy egy fúróluk köbtartalmát meghatározhassuk, ismernünk kell pontról-pontra a fúróluk átmérőjét. Nagyon lényeges ez pl. a cementezéshez használt cement mennyiségének megállapításához.

Az átmérő meghatározására szolgáló szonda elvi felépítését 123. ábránk mutatja. A szondán három erős rugóból álló érintkező van egymástól 120° -ra. Az érintkező a szonda felhúzása közben pontról-pontra követi a fúróluk falának, vagyis a fúrólukátmérőnek a változásait. A rugók végére dugattyúrúd van erősítve, amely a rugóvégek mechanikus mozgását közvetíti a szondába, hogy ott a lyukátmérő változásai következtében előállott mechanikus elmozdulás elektromos jellel alakítódjék át. A berendezésben ezt úgy oldották meg, hogy a lyukátmérő változásai szerint mozgó dugattyúrúd egy nyitott vasmagú transzformátor primér és szekundér tekercesei között a csatolást változtatja.

Újabb vizsgálatok azt mutatják, hogy a fúróluk átmérőjének mérése egyes kőszénrétegek helyének meghatározására is alkalmas lehet. Azok a kőszénrétegek, amelyek erős hegyesszerkezeti mozgásokon mentek át, és ebből következően milonitosodtak, azaz könnyen morzsolhatóak, a fúrólukban fúrás alkalmával utána omlanak a vésőnek; ezért ahol a fúrólukfal kőszéntelepben van, ott az átmérő megnő, a lyuk kiöblösödik.

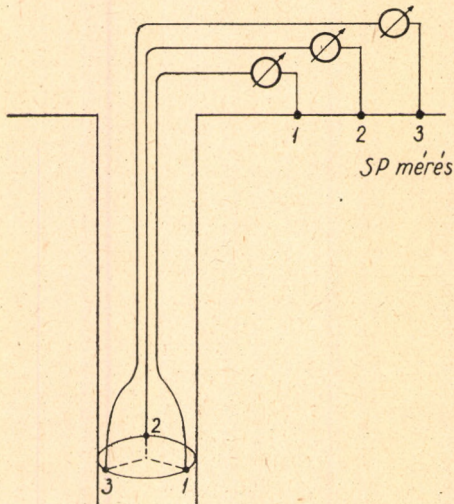


121. Az ingás ferdeségmérő vázlata

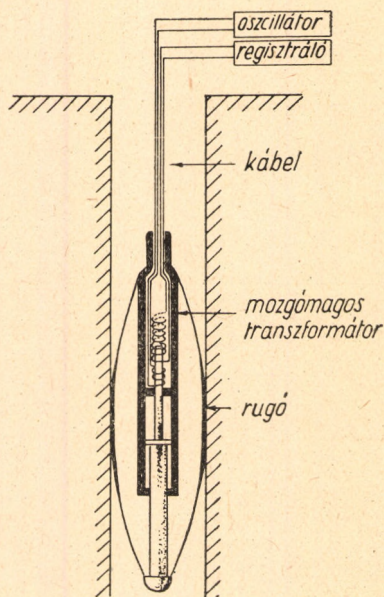
Radiológiai fúrólükszelvényezés

A kőzetek sugárzó anyagtartalma különböző, ezért a sugárzás mérésével az egyes kőzetek között különbséget lehet tenni. Ezt a tulajdonságot használják fel a radiológiai szelvényezési eljárások.

A fúróluk γ -szelvényezésénél a kőzetek természetes sugárzásának erősségét mérik a mélység függvényében.



122. Rétegdőlés meghatározása a természetes potenciálmérés elven (vázlat)



123. Fúrólukátmérőt mérő szonda vázlat

A fúróluk neutron- γ szelvényezésénél neutron-forrás által keltett γ -sugarak erősségét mérik a mélység függvényében.

Nagy előnye a radiológiai fúrólükszelvényezési eljárásnak az egyéb szelvényezési eljárásokkal szemben az, hogy csővezetett fúrólukban is elvégezhető. Így egyrészt régi mélyfúrások újbóli vizsgálata, másrészt a nem eléggé állékony és ezért fúrás után azonnal béléscsővezetett mélyfúrásoknak, a csővezetés után történő vizsgálata is lehetővé válik.

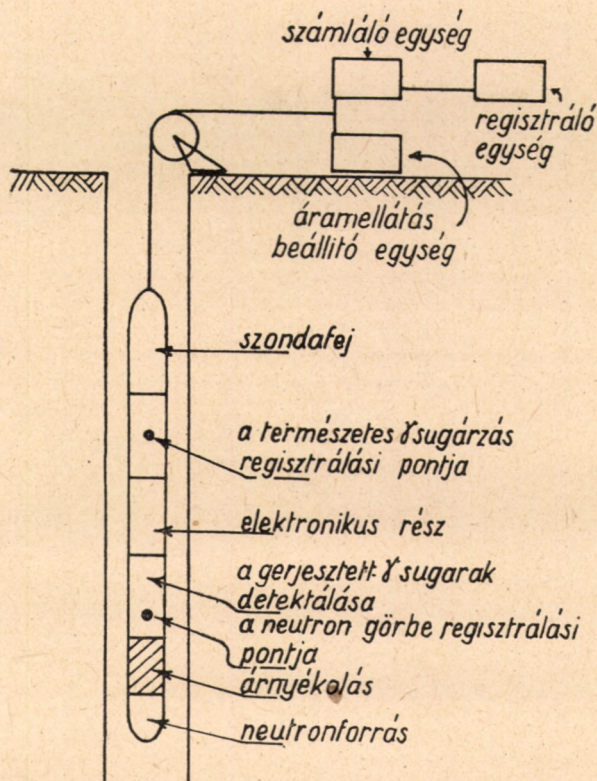
A γ sugárzás mérésére szolgáló berendezés több egységből áll. A szondában van a sugárzás felfogására szolgáló rész (GM-cső, ionizációs kamra, szcintillációs kristály). Ugyancsak a szondában van a felvevő rész áramellátását biztosító nagyfeszültségű áramforrás, és a kapott impulzusok felszínre küldéséhez szükséges elektronikus egység.

A felszíni berendezés a kábelen érkező impulzusok rögzítéséhez szükséges elektronikus és elektromos egységeket tartalmazza.

A fúróluk neutron- γ szelvényezésénél használt szonda az előzőtől abban tér el, hogy a szonda alján, a felvevő résztől jól (ólommal) árnyékolva, neutronforrás van.

A γ -szelvények kiértékelésére általános érvényű szabály nem adható, mert a sugárzás értéke, a földtani viszonyokkal szeszélyesen változik. Az általános tapasztalat az, hogy a γ -szelvénygörbék alakja a természetes potenciálgörbékhez hasonlítanak, mert a homokok általában kisebb aktivitásúak, mint a agyagok.

A neutron- γ -szelvényezésnél a másodlagos sugárzás lényegesen erősebb, mint a természetes sugárzás. Ez a módszer elsősorban a kőzetek hidrogéntartalmának vizsgálatára alkalmas. A mérési tapasztalatok szerint azokban a kőzetekben, amelyekben nagy a hidrogéntartalom, csökken a másodlagos γ -sugárzás. A görbén tehát a hidrogént (pl. szénhidrogént) tartalmazó kőzetrétegek minimumként jelentkeznek.



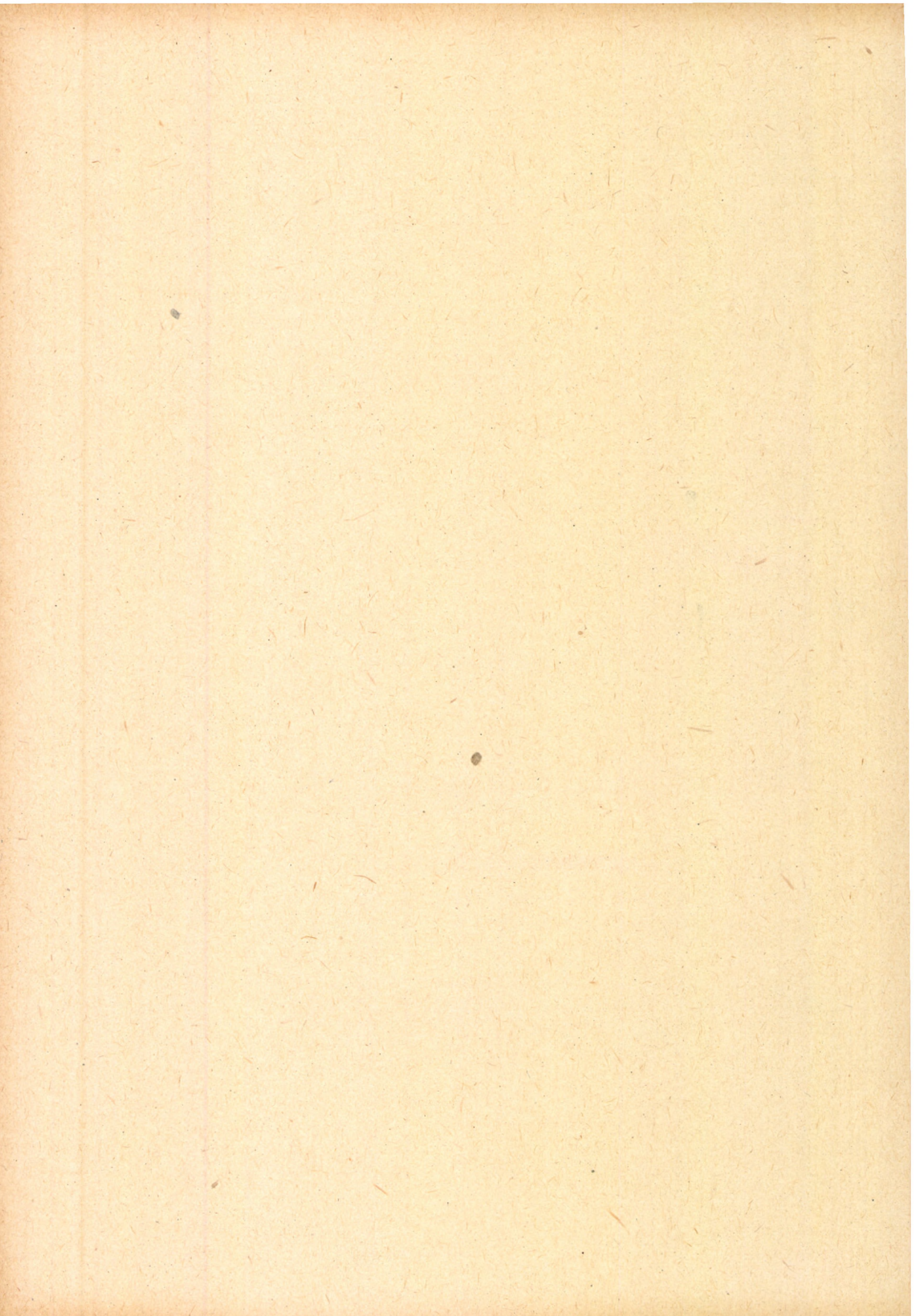
124. Radiológiai fúrólúkszelvényező berendezés elvi vázlata

A radiológiai fúrólúkszelvényező eljárásokat általában a kőolajkutatásokban alkalmazzák, de alkalmazható víz- és kőszénkutatásban is.

A radiológiai fúrólúkszelvényezés elvi elrendezését a 124. ábra mutatja.

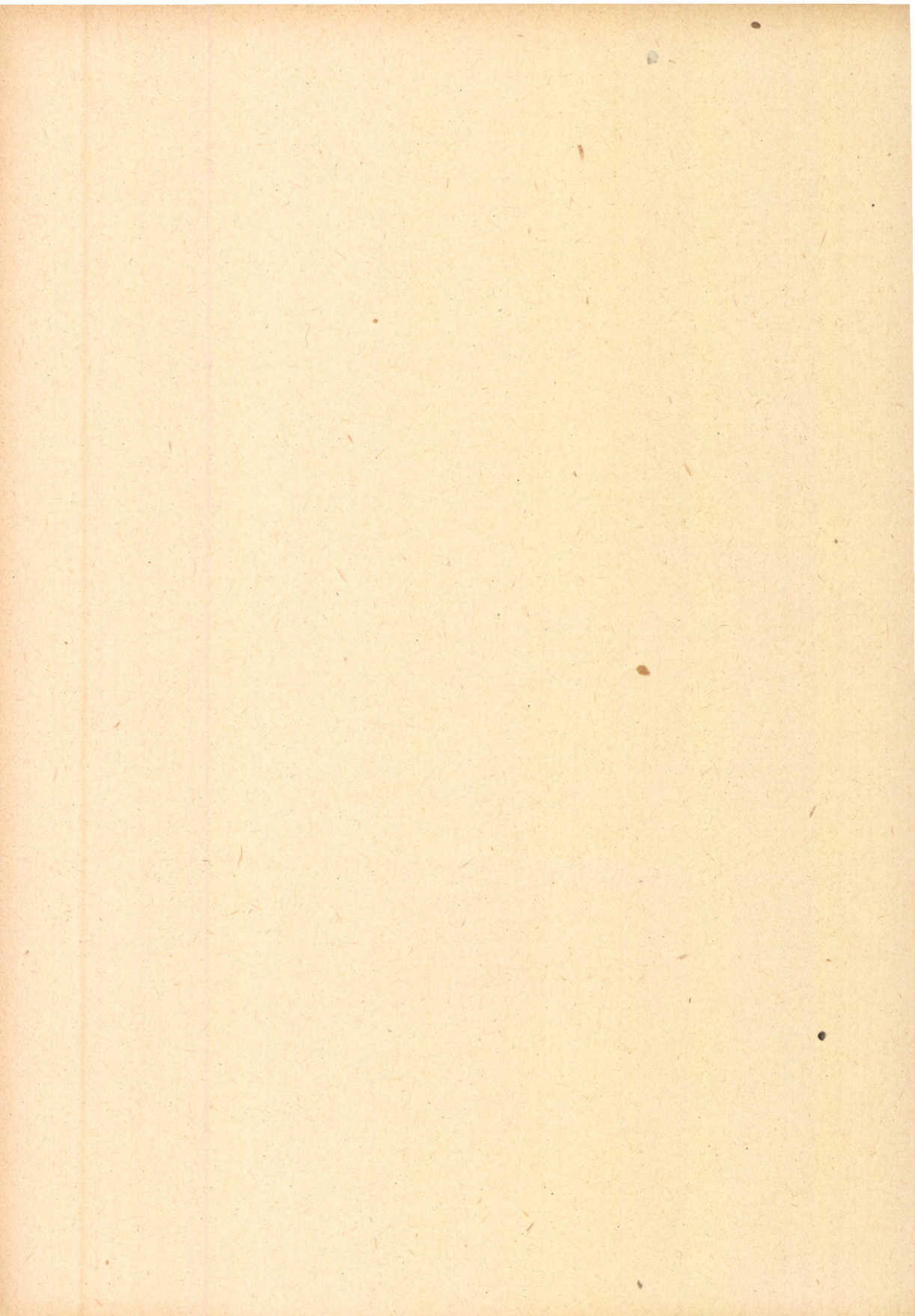
Az ismertetett szelvényezési eljárásokon kívül még számos különleges, de éppen ezért helyi jelentőségű eljárás lehetséges egyes ásványi nyersanyagok kutatására vagy különleges célra, pl. egy rétegösszlet átlag- és intervallumssebességének megméréseire.

Ezek részletes tárgyalása meghaladná ennek a könyvnek a feladatát.



III.

**Ásványi nyersanyagtelepek
és geofizikai módszerekkel való kutatásuk**



SZÉNHIDROGÉNEK

Kőolaj és földgáz

A *kőolaj* a kőzetek hézagait kitöltő folyékony ásványi nyersanyag. Rendszerint üledékes kőzetekben foglal helyet.

A feltárt *kőolajok* közül mindössze néhány olyat ismerünk, amely képződési helyén, az ún. *anyakőzetben* van (*menilitpala*, Lengyelország; *mansfeldi rézpala*, Németország; *monterey márga*, Kalifornia), a többi vándorlás (*migráció*) után halmozódott fel az ún. *tárolókőzetben*.

Feltehető, hogy a *kőolaj* sekély, zárt, rosszul szellőző tengeröblökben képződött. Kiindulási anyaga tengeri állatok és növények — főleg plankton egysejtűek — szerves maradványa volt. A *kőolajjává*llási folyamat kevés oxigén jelenlétében anaerob baktériumok közreműködésével zajlott le.

A *kőolajképződés* első szakasza a szaproelképződés. A *szaproel* az öböl fenekén levő finomszemű üledék, amely a bomló szerves anyaggal keveredik. A kőzettéválás után ez lesz a *kőolaj* *anyakőzete*. Az előrenyomuló és visszahúzódó tenger változatos faciesű újabb üledékekkel takarja be az *anyakőzetet*. Ha az üledékgyűjtő medence lassan — az üledékképződéssel lépést tartva — süllyed, a *kőolajtelep* vastag üledékösszlet fogja borítani.

A vastag takarónak nagy nyomása van, emellett a mélyre süllyedt *kőolajtelep* most melegebb környezetbe került. A nyomás és a hő együttes hatására előbb polimerizációs, majd desztillációs folyamat indul meg a telepben, amelynek végső termékei a *szénhidrogének*; mégpedig annál könnyebben illő *szénhidrogének*, minél tovább tartottak az említett hatások.

A magas hőmérséklet következtében a *kőolaj* belső sűrűlódása kicsiny, a fedő kőzetretegek nyomása tehát könnyen kényszeríti arra a *kőolajat*, hogy eredeti helyéről olyan helyre vándoroljon (*migráljon*), ahol kisebb nyomás uralkodik.

A *kőolaj* vándorlása mind oldalirányban, mind függőleges irányban lehetséges; feltétele csak az, hogy a likacsos kőzetek sorát ne szakítsa meg valamely tömött kőzet. Amennyiben a vándorló *kőolaj* útjába olyan tömött kőzet kerül, amely elhelyezkedésénél és mértani formájánál fogva alkalmas arra, hogy a *kőolajat* — mintegy tartályba — összegyűjtse, a *kőolaj* felhalmozódik, *akkumulálódik*.

A kőzeteknek olyan elhelyezkedését, amely a *kőolaj* felhalmozódását lehetővé teszi — *tároló szerkezetnek* nevezzük. A *tároló szerkezet* azonban nem azonos a *kőolajcsapdával*.

Valamely *tároló szerkezet* akkor válhatik *kőolajcsapdává*, ha rétegorában — alkalmas elhelyezkedésben — tömött, át nem eresztő kőzet van.

Amit a *kőolaj* képződéséről írtunk, az már nagyjából ki is jelöli azokat a helyeket, ahol a *kőolajat* keresni kell. Fel kell kutatni ősi tengeröblök

helyét, mert ezeknek a közelében legvalószínűbb az, hogy a valaha ott képződött kőolaj, valamely közeli csapdában elhelyezkedett. Ez gyakorlatilag azt jelenti, hogy a kőolaj kutatására kijelölt területnek az ősföldrajzi képét meg lehetőségen jól kell ismernünk. Ha regionális vonatkozásban ezt a képet földtani kutatómódszerekkel felvázoltuk, akkor a részletek csaknem mindig geofizikai kutatásra várnak. Vannak ugyan olyan kismélységű kőolajtelepek, amelyek elárulják jelenlétüket szivárgások, aszfalttavak stb. révén, de a mélyebben fekvő kőolajtelep tároló szerkezete legtöbbször semmi felszíni jelet nem ad sem magáról, sem alakjáról.

*

A kőolaj benzinszagú, zöld, barna, fekete, fluoreszkáló folyadék. *Kőolajjal átitatott fűrőmag vagy furadék ibolyántúli fényben jellegzetes foszforeszkáló színt mutat (a lovászi olaj pl. halványzöld színben foszforeszkál).

A kőolaj fajsúlya $0,7-0,9 \text{ g/cm}^3$ körül van. Különböző szénhidrogének keveréke, amelyek lehetnek nyíltláncúak, telítettek és zártláncúak, telítetlenek.

A nyíltláncú szénhidrogének több hidrogént tartalmaznak. Ezek a legjobb kőolajfajták, emellett szerencsére a leggyakrabban ezek fordulnak elő.

A kőolajat felépítő szénhidrogének egy homológ sorba, az ún. *parafin-sorba* tartoznak. A *parafinszénhidrogének* általános képlete: C_nH_{2n-2} , tagjai a metán, etán, propán, bután, pentán, hexán, heptán, oktán. Az ilyen kőolajat *parafinbázisúnak* nevezzük.

A kőolaj és a földgáz között nincs lényegi különbség. A folyékony halmazállapotú homológokat kőolajnak, a gázhalmazállapotúakat földgáznak tekintjük. Mivel azonban halmazállapotuk a hőmérséklet és a nyomás függvénye, megegyezés szerint a kis szénatomszámú tagok tekintendők földgáznak, a nagyobb szénatomszámúak pedig kőolajnak.

A kőolaj és a földgáz a Föld mélyében nagy nyomás alatt van. Ha a nyomási egyensúlyt pl. egy mélyfúrás megbontja, akkor a kis belső sűrűlődsű földgáz, térfogatát kiterjeszteni igyekeztén, nagy erővel a felszínre tör. Ilyenkor a vele együtt települt kőolajat is magával ragadja. A kőolaj kitermelésének ez a legtermészetesebb és legegyszerűbb módja. A kőolaj és a földgáz együttes előfordulása rendszerint feleslegessé teszi a költséges mélyszivattyú berendezéseket.

A parafinbázisú szénhidrogének kivül ismerünk még *naftén-* és *aszfaltbázisú szénhidrogének* is. Ezekben zártláncú és telítetlen, sőt benzol-szerű aromás vegyületek is vannak. Színük sötétebb, belső sűrűlődsük nagyobb, és több bennük a nehezen illó alkotórész. Az ún. „*fehértermék arányuk*”, vagyis a lepárolható benzin, petróleum, gázolaj mennyiségének aránya a visszamaradó bitumenhez kedvezőtlenebb, mint a parafinszénhidrogének *fehértermék aránya*.

A kőolaj „*korszabálya*” és „*mélység szabálya*” azt mondja, hogy minél idősebb, illetve minél mélyebben van a kőolaj, annál dúsabb parafinekben. Ez könnyen érthető, mert a kőolajtelepben lényegében desztillációs folyamat zajlik le, és ennek három lényeges tényezője van: a nyomás, a hőmérséklet és az időtartam. A parafinszénhidrogének tehát egy a földtörténeti időkben lejátszódott desztillációs folyamat termékei, ahol maga a természet végezte el azokat a technológiai műveleteket, amelyeket kevésbé „*érett*” szénhidrogéneknél a finomítóknak kell elvégezni.

A kőolajtelep környezetében rendszerint konyhasós víz is van. Elhelyezkedését tekintve, ez a víz lehet *peremi víz* vagy *talpi víz*. *Krejčí-Graf* a kőolajtelep környezetében levő konyhasós vizet szerves eredetűnek és a kőolajjal szingenetikusknak tartja. Más felfogás szerint a sós víz fosszilis tengervíz.

A kőolaj a kambriumtól a jelenkorig minden földtörténeti korszakban ismeretes. A feltárható kőolajmennyiség — az ún. tartalékok — szempontjából legkedvezőbbek a fiatal, harmadkori kőolajtelepek. Ezeknél a telepeknél ugyanis — fiatal koruk következtében — a rétegtömörülés még nem haladt annyira előre, hogy jelentős hézagterefogatot ne hagyott volna. Néhány kivételtől eltekintve, minőségi szempontból természetesen az idősebb kőolajok a legkedvezőbbek.

A kőolaj földrajzi elterjedése szintén alig korlátozott. Az ősi pajzsok és a metamorf vagy magmás kőzetek vidékeit kivéve, bárhol lehetséges kőolaj, ahol nagy üledékes medencék vannak vagy voltak. Az Alpok—Himalaja-vonulat előmélyedéseiben és belső medencéiben, a hercyni-variszkuszi-altáji vonulat lepusztult nyergű redőiben, a paleozóos üledékes táblákban, tönkökben (sok földtani és ősföldrajzi követelmény együttes teljesülése esetén) elvileg lehetséges kőolaj.

A kőolajtelepnek és környezetének földtani és fizikai jellemzői

A kőolajnak több mérhető fizikai tulajdonsága van. Ilyenek : a kőolajnak az oxidációból származó saját melege, amely a kőolajtelepek környezetében csökkenti a reciprok geotermikus gradienst, a kőolaj fajlagos elektromos ellenállása, amely nagyobb mint a környezetében levő bármely képződmény fajlagos ellenállása. Ezeket a sajátosságokat azonban csak mélyfúrásban lehet észlelni, megállapításuk a mélyfúrás geofizika feladata.

A geofizikai módszerekkel folytatott kőolajkutatás szempontjából a kőolajtelep környezetében levő üledékes kőzetek fizikai jellemzői lényegesek.

Mint az „*Üledékes folyamatsor és kőzetei*” c. fejezetben tárgyaltuk, az üledékes kőzetek általában rétegzettek, mert bennük képződésükkor, az ülepedés fizikai és kémiai körülményeinek változásai, különbségeket hoztak létre. A rétegek határfelülete rendszerint nemcsak kőzettani, hanem fizikai különbségek határfelülete is.

A kőolajat tároló kőzetek likacsosak, hasadékosak. Ilyen kőzet a homok, homokkő, hasadékos mészkő, dolomit, dolomitosodott mészkő és a mésztufa. Leggyakoribb tároló kőzet a homok és a homokkő.

A kőolajtelepet fedő kőzetek ellenben finomszeműek, hézagmentesek. Ilyen kőzet az agyag, márga, pala, tömött mészkő, dolomit.

Ezért a tároló és a fedőkőzet között sűrűségkülönbség várható, a fedőkőzet sűrűsége nyilván nagyobb, mint a tároló kőzeté. A telep közvetlen fedőjétől a felszínig vastag és változatos üledékösszlet települhet. Ennek a vastagsága 3—6000 m-t is elérhet. Természetes az, hogy ilyen esetben a kőolajtelepnek, illetve tároló szerkezetének a felszínen semmiféle földtani jele nincs.

Lehetséges ellenben az, hogy ebben a vastag üledéksorban a kőzettani különbségek határfelületei úgy helyezkednek el, hogy e határfelületeket geofizikai kutatómódszerekkel ki lehet mutatni.

Ha ezek a geofizikai módszerekkel kimutatható határfelületek a kőolajtelep tárolószerkezetével valamilyen egyszerű összefüggésben vannak (pl. párhuzamosak vele), akkor a kőolajtároló szerkezetet geofizikai kutatómódszerekkel — legalább közvetve — mindig meg lehet határozni.

Hazánkban pl. a kőolajtelepeink egy részét fedő alsó- és felsőpannóniai márgák, homokok és homokkövek lencsés településsűk. Az összlet egyes tagjainak sűrűségkülönbsége kicsiny. Az alaphegység paleozóos kristályos pala vagy mezozóos mészkő. Az alaphegység és a fedőösszlet sűrűségkülönbsége meglehetősen nagy (0,3—0,6). Nyilvánvaló, ha az alaphegység nincsen nagy mélységben, akkor domborzata a gravitációs anomáliák (Bouguer-anomáliák) képében döntő szerephez jut.

Ha azonban meggondoljuk, hogy ott, ahol az alaphegységnek bérce van, nyilvánvalóan a fedőösszlet is viszonylag magasabban helyezkedik el, akkor megállapíthatjuk, hogy az alaphegység bérceinek meghatározásával együtt — jóllehet közvetve — meghatároztuk a fedőösszlet emeltebb helyzetben levő részeit is.

A gravitációs módszerekkel folytatott szénhidrogénkutatást bizonyos esetekben (ahol az alaphegység nincs túl mélyen) az alaphegység bérceinek kutatásává egyszerűsíthetjük. Méginkább az alaphegység domborzata a feladata a kutatásnak ott, ahol maga az alaphegység a tároló kőzet.

Legnehezebb a helyzete a gravitációs módszerű szénhidrogénkutatásnak azokon a helyeken, ahol az alaphegység igen nagy mélységben van. Megvan ellenben az az előnye, hogy ilyen esetekben — amennyiben a felszínközeli képződmények homogének — a kimutatott gravitációs maximum többé-kevésbé vonatkozásba hozható magával a kőolajtároló szerkezettel. Példa erre a *lovászi és budafapusztai kőolajmező*.

A gravitációs hatás integrált hatás. A gravitációs térkép kőolajkutatás alapjául sohasem elégséges. A „*Gravitációs kutatómódszer*” c. fejezetben számos példát említettünk arra vonatkozóan, hogy a gravitációs maximumokat és minimumokat földtani fogalmakban értelmezni távolról sem egyszerű feladat.

A szeizmikus kutatómódszer hivatott arra, hogy a felszín alatti képződmények elhelyezkedéséről mennyiségi képet nyújtson. Minthogy a szeizmikus kutatást a gravitációs kutatás általában megelőzi, a szeizmikus módszernek kell esetről esetre arra is feleletet adnia, hogy a mélyben a képződmények valóban úgy helyezkednek-e el, mint ahogy a gravitációs térkép alapján feltételeztük.

Az az elvi megállapítás, amelyet az alaphegység bérceinek és a kőolajtároló szerkezeteknek az összefüggéséről tettünk, a szeizmikus kutatómódszer alkalmazása szempontjából sem hagyható figyelmen kívül. Évtizedes kutatási tapasztalat bizonyítja azt, hogy a magyar pannóniai medencében a mélybeli határfelületek közül a szeizmikus kutatómódszer számára is az alaphegység határfelülete a legkedvezőbb.

Ennek igen egyszerű magyarázata van. Az alaphegységet borító neogén rétegösszlet éppen lencsés települése miatt nem tartalmaz egyetlen olyan vezérszintet sem, amely szeizmikus kutatással folyamatosan és megbízhatóan nyomozható lenne. Az alaphegység határfelülete ellenben — mégha egyetlen is — diszkordanciafelület, tehát mind a földtani, mind a fizikai jellemzőknek olyan határfelülete, amely biztosítékot nyújt arra, hogy jól elkülöníthető.

A reflexiós módszerre — éppen az egyenetlenség miatt — az alaphegység felszíne nem kedvező. Az egyenetlenségből adódó nehézségeket leg-

feljebb a nagyobb hosszúságú rengéshullám segítségével lehet kiküszöbölni, amint ezt a „Szeizmikus kutatómódszer” c. fejezetben ismertettük.

A refrakciós módszer számára azonban az alaphegység határfelülete igen kedvező. A refrakciós módszer — mint tudjuk — átlagol. Nem jelenthet azonban hátrányt a kutatás számára az, ha a refrakciós módszer segítségével „kiátlagoljuk” a kutatás szempontjából esetleg amúgy is felesleges, aprólékos részleteket, amennyiben ennek árán meg tudjuk határozni azokat a nagyobb mélybeli morfológiai egységeket, amelyeknek ismeretére feltétlenül szükség van.

Az alaphegységek terjedési sebessége általában nagyobb, mint a fedőösszleté. A magyar medence alaphegységére is vonatkozik ez, mert ennek terjedési sebessége 5—6000 m/s, míg a fedőösszlet legnagyobb sebességű tagjának a sebessége sem haladja meg (a medencében) a 4000 m/s-ot.

A következőkben megismerkedünk a kőolajtároló szerkezetek fajtáival.

A kőolajtároló szerkezetek fajtái

1. *Redő vagy boltozat (antiklinális)*. Az antiklinálist a hegyszerszerkezeti mozgásokat tárgyaló fejezetben ismertettük. Ez a szerkezeti forma a kőolaj felhalmozódása szempontjából igen fontos. Ha kőolajtartalmú kőzet gyűrődik, a nyeregben a kőolaj rendszerint feldúsul. Emellett más kőzetekből migráló kőolaj is összegyűlhet a zárókőzettel fedett antiklinálisban. A nyugodt településű, kis dőlésű szárnyak — a fizikai jellemzők kedvező eloszlása esetén — a geofizikai (főleg szeizmikus) kutatás számára könnyű feladatot nyújtanak. Az álló redők, fekvő redők, áttolt takarók, pikkelyek stb. ellenben rendkívül megnehezítik — sok esetben lehetetlenné teszik — a geofizikai kutatást.

Szerte a Földön igen sok, redőben elhelyezkedő kőolajtelep ismeretes. Az észak-amerikai, a délamerikai, a közel- és középkeleti kőolajtelepek, valamint a Szovjetunió kőolajtelepeinek a zöme ilyen. Néhány példa: San Joaquin Valley, Kalifornia; Maszjudi-Suleiman, Irak; Baku, Ural—Emba-vidék, Szovjetunió. Enyhe hajlású boltozatban van a budafapusztai és a lovászi kőolajtelep is.

Teknőben (szinklinálisban) ritkán találhatunk kőolajat. Megtörténhet ellenben, hogy az a redő, amelyben kőolaj egyszer már feldúsult, újabb hegyszerszerkezeti mozgások következtében teknővé alakul át. Ilyen esetben — ha a teknő szárnyait át nem eresztő kőzet alkotja — a teknőben bennmaradhat az eredeti kőolaj (Seminola Field Okl., USA).

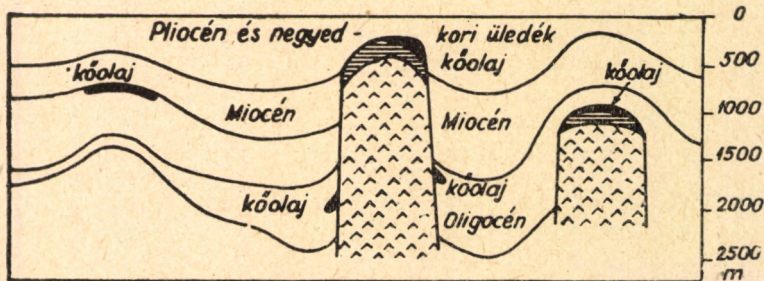
2. *Átütő vagy diapir redő*. A diapir redő mindössze abban különbözik a többi redőtől, hogy felnyomuló kősótömzs boltozta fel. A kősó sűrűsége elég csekély, 2,2 gr/cm³, képlékenysége azonban igen nagy. Ezért a kősó és a környezetében levő sósagyag magas hőmérsékleten, nagy nyomás hatására benyomul a fiatalabb, nála sűrűbb üledékes kőzetek közé, és azokat felboltozza. Azokat a rétegeket, amelyek közé benyomul, magával vonszolja, s ezért nemcsak a teteje fölött, hanem a szárnyain is kialakulhatnak olyan rétegalakulatok, amelyekben kőolajfelhalmozódás történhet.


Ilyen kőolajtelepek Texasban, Louisianában és Romániában (125. ábra) ismeretesek.

A kősó kiválását egyéb ásványok kiválása kíséri. Ilyenek a kálisó, anhidrit, gipsz, dolomitos mészkő és néha a kén. Gyakran megtörténik, hogy a kősótömzs felett ezek a kísérő kőzetek ún. „sapkát” alkotnak.

Mivel a kősótömzs fizikai állandók tekintetében környezetétől erősen különbözik, a kősótömzs, ill. a vele kapcsolatos kőolajcsapda felkutatása geofizikai módszerekkel meglehetősen könnyen megoldható feladat.

A kőó sűrűsége — mint mondtuk — csekély, ezért gravitációsan minimumként jelentkezik. A kősótömzsről a gradienstérkép nyújtja a leg-
hívebb képet, ezért kősótömzsök kutatására — főleg sík vidéken — elsősorban az *Eötvös-inga* látszik alkalmasnak. Bizonyos feltételek teljesülése esetén azonban az *Eötvös-ingával* hegyes vidéken is kimutathatók a kősótömzsök. Erre példa a *M. All. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Parajd* környékén *Eötvös-ingával* végzett kutatása.




Anhidrit, gipsz, dolomitos mészkő, gyakran kén
Kőó

125. Kősódómszerkezet; Texas
(Judson és Murphy nyomán)

Ha a kősótömzs felett az említett „sapka” van, akkor a gravitációs térképen egy nagy minimum közepén kisebb maximum látható.

A kősótömzs a fiatalabb rétegekbe való benyomulása alkalmával azokat szétfeszítheti, és nagyon gyakori jelenség, hogy a kősótömzs, mint központ körül sugaras törések képződnek (Esperson Dome, Texas).

A kősódómszerkezetek kutatására igen alkalmas a szeizmikus módszer is. A kőó terjedési sebessége igen nagy, elérheti az 5200 m/s-ot is; ezért terjedési sebességben környezetétől élesen különbözik. Kezdetben a kősótömzsök kutatására — éppen a nagy terjedési sebességkülönbség miatt — leginkább a refrakciós és a *legyező módszert* alkalmazták. Három-négy sugáran telepített refrakciós (vagy legyező) szelvényvel, ily módon rendszerint az egész szerkezetet sikerült felkutatni.

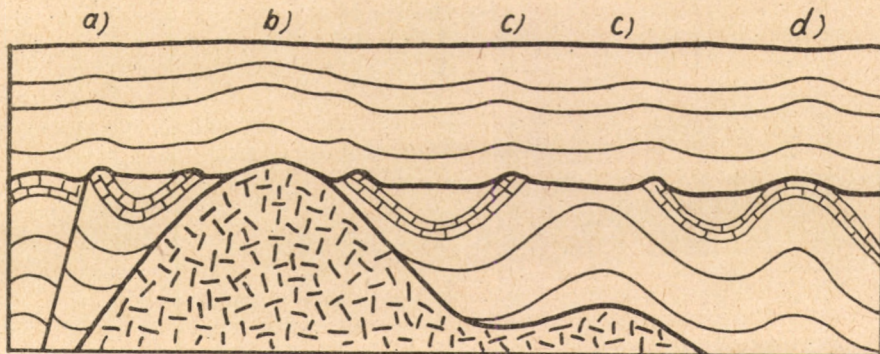
A refrakciós első beérkezések módszerének igen költséges volta azonban 1500 m körüli mélységben határt szabott a refrakciós és a legyező módszer alkalmazásának. A Gulf Coast ennél mélyebben települt kősódómmal kapcsolatos kőolajtároló szerkezeteinek felkutatása ezért csak később vált lehetővé; akkor, amikor a szeizmikus reflexiós módszer megfelelő fejlettséget ért el.

A reflexiós módszer alkalmazásával magának a kősótömzsnek, mint fizikai jellemzőiben környezetétől elütő testnek a jelentősége csökkent. A reflexiós kutatás tárgya nem a kősótömzs, hanem az általa — a fiatalabb

rétegekben — létrehozott hajlításos formaelemek. A kőstömzs benyomulása alkalmával képződött sugaras törések a reflexiós módszerre természetesen nem kedvezőek. A törések helyét csak a reflexiók kimaradásából lehet megállapítani.

A szeizmikus kutatómódszer a kősdómokkal kapcsolatos tároló-szerkezetek felkutatásában fejlődött ki. Az itt szerzett tapasztalatok alapján indult aztán szerte a Földön, a ma ismeretes nagy virágzásnak.

3. *Eruptív tömzsökkel kapcsolatos szerkezetek.* Ritkán eruptív tömzsökkel (ún. *vulkánembriókkal*) kapcsolatban is keletkezhet olyan szerkezet, amely a kőolajfelhalmozódást lehetővé teszi. Mexikóban például az Ebano-



126. Eltemetett hegység és a felette kialakuló boltozatok fajtái
(Lahee nyomán)

mezőben, az üledékes kőzetekbe benyomult bazalt tömzsök az üledékes köze-
teket dómszerűen felboltozták; ezzel lehetővé tették ott a kőolaj felhal-
mozódását.

Az ilyen szerkezet geofizikai módszerrel való kutatása egyszerű. A bazalt igen sűrű kőzet ($2,74-3,21 \text{ g/cm}^3$). Emellett sok vastartalmú alkálimeta-
szilikátot tartalmaz, amelyeknek a mágneses szuszceptibilitása nagy. A kör-
nyezeténél nagyobb sűrűség és mágneses szuszceptibilitás következtében az
ilyen szerkezet mind gravitációs, mind mágneses módszerrel jól kutatható.

A boltozat teteje, méginkább a szárnyai szeizmikus reflexiós módszerrel
nyomozhatók.

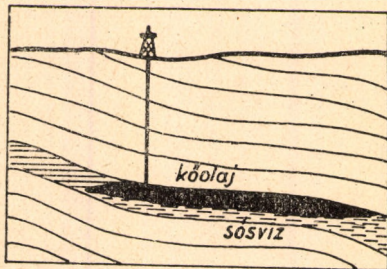
4. *Eltemetett hegység felett kialakult boltozatok.* Ha egy hegység — kéreg-
szerkezeti mozgások következtében — lassan süllyed, akkor — ha a süllyedés
már jelentősen előrehaladt — a hegység nagy részét tenger fogja elborítani,
amelyből csak a hegység csúcsai emelkednek ki, mint szigetek. A hegység
lejtője most tengerfenék, és erre a lejtős tengerfenékre települnek a tenger
üledékei. Az így kialakult üledékes kőzetek — még ha semmiféle hegység-
szerkezeti mozgás nem is éri őket — dőlt településűek lesznek, mert hiszen
már eredetileg is egy dőlt felületre üledtek.

Amennyiben a hegység végül teljesen tenger alá süllyed, csúcsát is
üledékek fogják elborítani. A csúcsot elborító üledékes kőzetek a csúcs alakja
következtében boltozat alakot öltenek. Ez a boltozat természetesen nem
tektonikai, hanem települt forma. Tekintettel arra, hogy az eltemetett völ-

gyekben a nagyobb rétegvastagság nagyobb rétegtömörülést hoz létre, a völgyekben (a régi öblökben) képződött kőolaj a szárnyak kiemelkedő csapdáiban és főleg a tető felett levő boltozatban igyekszik felhalmozódni.

Ha a hegységszerkezeti mozgások megújulnak, az emelkedő alaphegység kaptafaszerűen működve újabb szerkezeteket hozhat létre fedőkőzeteiben, vagy a már meglévőket élesebbé teheti (126. ábra). Hazánk kőolajtároló szerkezeteinek egy része ilyen eredetű.

5. *Tektonikai küszöb és terasz.* A tektonikai küszöb olyan hajlításos formaelem, amelyben a dőlés vízszintesbe megy át, majd változatlan előjellel folytatódik. *Térdráncnak* vagy *flexurának* is nevezik. Kőolajfelhalmozódás ebben akkor történhet, ha az emelkedő szárnyban a tárolókőzet kiemelkedik és zárókőzet váltja fel (127. ábra).



127. Küszöb (terasz) szerkezetű kőolajtároló

A terasz fölött kialakult tárolószerkezet alakja hasonlít a térdránc alakjára, de eredete más. Ha valamely szárazföld emelkedik, akkor folyóvizeinek erodáló képessége megnő, mert az az üledékgyűjtő medence, amelybe a lefolyó vizek törekszenek, az ún. *erózióbázis* viszonylag mélyebbre kerül. A folyóvíz ilyenkor esetleg szakaszjellegét is megváltoztatja; alsószakasz jellegűből középsőszakasz jellegűvé válik és saját lerakott hordalékába újból és újból bevágódik. Így alakulnak ki a folyópartokon a lép-

csőzetes teraszok. Ha az ilyen ősi teraszos folyóvölgyet üledékek takarják el, a terasz felett a térdráncra emlékeztető alakú tárolószerkezet alakulhat ki.

6. *Töréses szerkezetek.* Ha a törés nyílt, akkor a törés által megosztott kőzetekben felhalmozódott kőolaj általában megszökik. Ha ellenben zárt, és a kőzetek a törés mentén egymáshoz képest úgy mozdultak el, hogy a tároló réteg fölé a törés szemközti oldalán záróréteg esik, akkor a tárolórétegben kőolajfelhalmozódás történhet, különösen akkor, ha a rétegek a törés felé haladva, emelkednek (128. ábra).

A töréses szerkezet gyakran gyűrt formák kíséretében jelentkezik.

A kőolaj tárolódásához nem szükséges nagy vetőmagasság. Elégséges az, ha a tároló kőzettel szemben, a törés szemközti oldalán zárókőzet van, vagy ha a törést tömött kőzet, pl. agyag tölti ki.

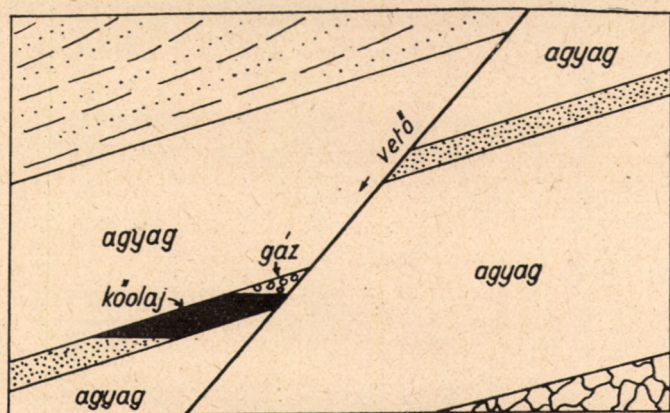
A töréses szerkezetek részletező geofizikai kutatásokat igényelnek, mert a kőzetrétegek elhelyezkedését és a törések helyét még a kutató mélyfúrások kitézése előtt fel kell deríteni.

A törések helyének meghatározására a gravitációs mérések közül elsősorban az Eötvös-inga mérések jönnek számításba. A törés ugyanis hirtelen vízszintes irányú sűrűségváltozást hoz létre, ezért a töréseket nagy gradiensek jelzik, amelyek a levetett oldal felől a fennmaradt oldal felé mutatnak. A gravitációs térképen az izogamma vonaloknak egy közelítőleg egyenes vonal mentén való összesűrűsödése jelzi a törések helyét.

Szeizmikus reflexiós kutatással a töréseket legtöbbször csak közvetve tudjuk meghatározni. A törések környezetében ugyanis olyan zavart körülmények uralkodnak, amelyek sem a rengéshullám energiatovábbításának, sem a kialakuló hullámfelületeknek nem kedveznek.

Ha ellenben a töréses szerkezetet üledékes kőzetek borítják, amelyeknek a vastagsága nem haladja meg a 2000 m-t, emellett a vetők magassága jelentékenyen meghaladja a szeizmikus hullám hosszúságát, akkor töréses szerkezetek kutatására a szeizmikus refrakciós módszer jól alkalmazható. Ez a módszer ugyan átlagolja a töréses határfelület kisebbmértű (100 m-nél kisebb) egyenetlenségeit, de az ennél nagyobb vetődéseket általában jól kimutatja.

7. Rétegtani (sztratigráfiai) és kőzettani csapdák. Rétegtani csapda akkor jön létre, ha az egyébként vízszintes, táblás településű tárolókőzetet felülről üledékhézaggal települő fiatalabb zárókőzet határolja. Rétegtani csapdák, az eltemetett hegységek oldalaihoz támaszkodó öves kiékelődések is.



128. Töréses tárolószerkezet

Kőzettani csapda ott keletkezik, ahol a felülről is zárókőzettel fedett vízszintes, táblás tárolókőzet oldalirányban is zárókőzetbe megy át (Saratoga Field, Texas, 129. ábra).

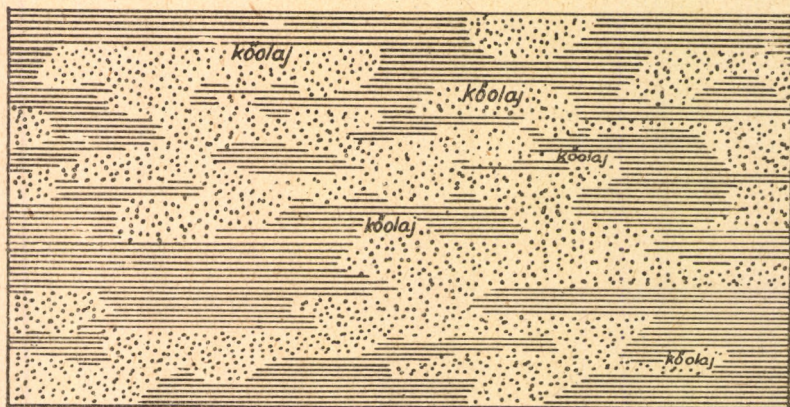
Kőzettani csapda a homoklencse is. A magyarországi kőolaj nagy része homoklencsékben tárolódik.

Kőzettani csapdák a likacsos zátonymész-kőtárolók (reef), amelyeket tömött kőzet vesz körül.

A rétegtani és kőzettani csapdák geofizikai módszerekkel való kutatása nem könnyű. Ezt azonnal beláthatjuk, ha a 129. ábrára egy pillantást vetünk. Ezzel azonban nem akarjuk azt mondani, hogy lehetetlen, mert mindenütt található olyan települési körülmények, amelyek egyik vagy másik geofizikai módszer alkalmazását lehetővé teszik.

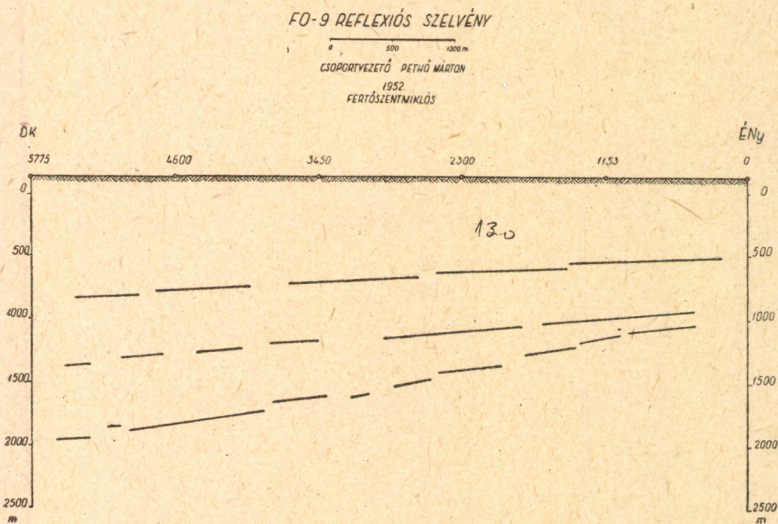
Geofizikai kutatás leginkább alkalmazható az eltemetett hegységek oldalaihoz támaszkodó öves kiékelődéseknél. Az ilyen csapdák kutatásánál felvilágosítást ad az is, ha az alaphegység domborzatát meghatározzuk. A domborzat minőségi meghatározása gravitációs módszerrel lehetséges, a mennyiségi meghatározás ellenben a szeizmikus módszer feladata. Szeizmikus módszerrel az alaphegység domborzatának meghatározásán kívül gyakran a fiatalabb fedő, illetve tároló kőzetek kiékelődései is nyomozhatók. Ilyenre éppen hazánkban találunk szép példát. A Kisalföld mélyének kristályospala

bérceihez rétegtani csapdát alkotva simulnak a fiatal harmadkori üledékes kőzetek. A *M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet* szeizmikus reflexiós mérésekkel 1952-ben itt igen pontosan kimutatta ezeknek a csapdának egy részét (lásd 130. ábra).



 *homok*  *agyag*

129. Kőzettani csapda, agyag és homok szabálytalan eloszlása. Saratoga, Texas



130. Szeizmikus módszerrel felkutatott öves kiékelődés a Kis-Alföldön

Említettük, hogy kőolaj a Földön mindenütt lehetséges, ahol nagy üledékes medencék vannak. A legtöbb kőolajat manapság észak-amerikai karbon-, kréta- és dél-amerikai harmadkori rétegekből termelik.

Jelentékeny kőolaj termelése van még a Közel- és Középkélet országainak, valamint a Szovjetuniónak. Jóllehet a termelés Észak-Amerikában a legnagyobb, a készletek szempontjából a Közel- és Középkélet (Szaudi Arabia, Irak, Kuwait, Irán), valamint a Szahara helyzete kedvezőbb; itt található a világkészletnek körülbelül 50%-a.

A kőolaj és kutatása Magyarországon

Magyarország legjelentősebb kőolajtelepei (131. ábra) a Dunántúl délnyugati részén vannak. Ezek közül a budafapusztai (lispei) és a lovászi kőolajtelepek enyhén gyúrt, 3–4°-os dőlésű diszharmonikus szerkezetekben helyezkednek el. A kőolajtároló rétegek az alsó pannóniai emelet alsóbb szinttájainak homoklencséi.

Nagylengyelben a triász mészkőalaphegységet teljes felsőkréta szenon sorozat borítja, e fölött tortonnal kezdődő neogén üledéksor van. A kőolaj részben a triász alaphegységben és tetején levő másodlagos likacsokat tölti ki, részben pedig a tortonai lithothamniumos mészkő likacsait.

Hahóton a kőolaj tárolódása szintén az alaphegység felszínéhez kapcsolódik.

Görgetegnél az alaphegység által megemelt enyhén boltozott szerkezet van, amelynek a kristályos alaphegység bérceit borító alsópannóniai szinttájában szénhidrogénfelhalmozódás történt.

Lendvaújfalunál, Kerkaszentkirálynál és Inkénél az alaphegység ismeretlen mélységben van; az alaphegységet borító neogén üledékösszlet alsópannóniai és szarmata tagjaiban szénhidrogén nyomok mutatkoztak. Tekintve, hogy ezeken a helyeken az alaphegység feltehetően igen nagy mélységben van, az enyhén boltozott szerkezetek kialakításában, az alaphegység kaptafa szerepe mellett, a neogén rétegösszlet önálló gyűrődésének szerepét is feltételezhetjük.

Mihályinál a kristályos alaphegységet tortonnal kezdődő neogén üledékösszlet borítja. A neogénösszlet idősebb tagjaiban, ott ahol ezek az alaphegység magasabb bérceit borítják, főleg CO₂ gáz halmozódott fel.

Mezőkövesdnél a triász mészkő alaphegységet oligocénnal kezdődő harmadkori üledékösszlet borítja. Az alaphegység is és a fedőhegység is erősen töredezett. Mind az alaphegység tetején, mind pedig az oligocén homokköves fáciesekben, csekély szénhidrogén felhalmozódást lehetett kimutatni.

Bükkszéken a triász mészkő alaphegység fölött töréses szerkezetű oligocén riolittufában csekély mennyiségű szénhidrogén halmozódott fel.

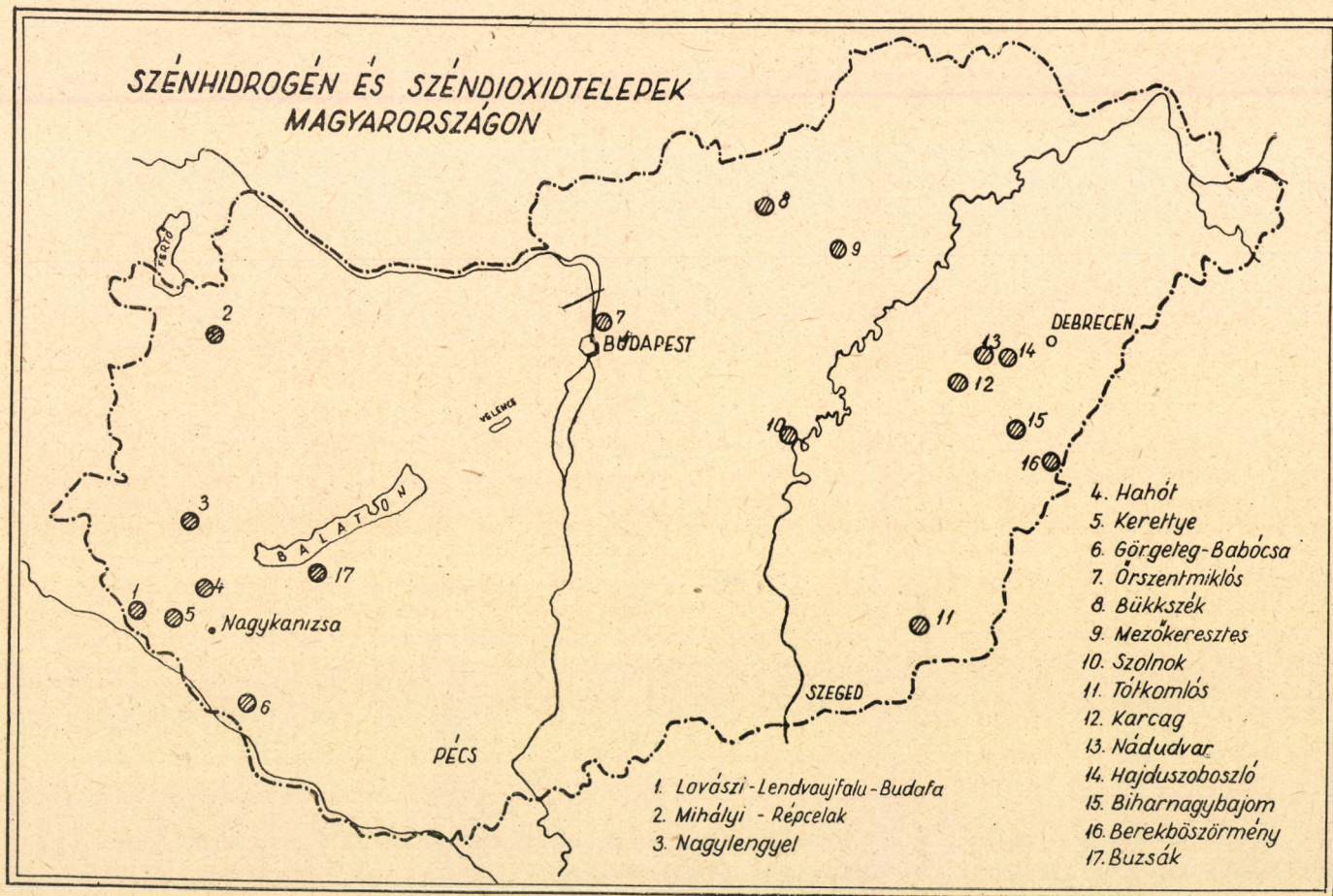
Biharnagybajom, Körösszegapáti, Berekböszörmény és Tótkomlós környékén a kristályos alaphegység bércei felett miocén és pannóniai rétegekben helyenként szénhidrogén felhalmozódás történt.

A Tisztaberek, Gödöllő—Aszód környéki kutatófúrások, amelyeket főleg gravitációs mérések alapján tűztek ki, eddig még eredményt nem adtak, mindössze szénhidrogén nyomokat mutattak.

Szolnok mellett egy ún. *alappúrás* 1800 m mélység körül szénhidrogén tartalmú alsó pannóniai rétegeket harántolt. Az alsó pannóniai rétegek alatt még tortonai és kréta képződmények is voltak.

Az első kőolajkutatófúrást hazánkban az Anglo-Persian Oil Company mélyítette le 1925-ben Budafapusztán, majd utána még egyet fúrtak Kurd mellett. Mindkét fúrás eredménytelen maradt. A fúrópontok kitérését geofizikai kutatások nem előzték meg.

Az Eurogasco (később Magyar Amerikai Olajipari Részvénytársaság, Standard Oil Company of New Jersey) által 1937-ben lemélyített 2. budafapusztai (lispe-szent-

131. Szénhidrogén- és CO₂-telepek Magyarországon

adorjáni) fúrását, amely az első termelhető kőolajat adta, már kiterjedt geofizikai mérések előzték meg; főleg részletes földmágneses és gravitációs mérések (Eötvös-inga, Humble—Boucher graviméter), de szeizmikus reflexiós mérések is, amelyeket a Carter Oil Company (Seismic Research Corporation) végzett.

Magyarország Dunától keletre eső területén részben kincstári kutatás folyt (Bükkszék), részben pedig a Magyar-Német Ásványolaj Társaság kutatót (Nagyalföld) a harmincas évek végén és a negyvenes években. Ez a vállalat, valamint az Észak-Erdélyben, a Visó-völgy és Iszacsacsal környékén kutató olasz vállalat, az AGIP (Azienda Generale Industria Petrolifera), a geofizikai kutatást a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézettel végeztette. A Nagyalföldön és a Tiszántúlon a MANÁT megbízásából német geofizikai magánvállalatok is kutattak, a Seismos G. m. b. H. és a Wintershall A. G. Ezek a kutatások legfeljebb csak jelentéktelen eredményt értek el, jóllehet a magyar föld megismerését rendkívüli mértékben előmozdították.

A Délnyugati Dunántúl valamennyi kőolajtároló szerkezetének kijelölése geofizikai mérések segítségével történt.

Az a körülmény, hogy néhány gravitációs maximumot bebizonyítottan kőolajtároló szerkezet okozott, egy időben a gravitációs módszerű kutatás túlértékeléséhez vezetett. Az a szemlélet uralkodott egy ideig, hogy a gravitációs maximum csaknem minden esetben kőolajtároló szerkezetet jelent. Ismeretes volt ezenkívül egy másik végletes szemlélet is: a magyar medence gravitációs térképe az alaphegység domborzatát tükrözi. Természetesen egyik szemlélet sem helyes önmagában. Ellenben a magyar medence mind a kettőre számos példát nyújt, amellyel, hogy van olyan része is, amelyre egyik szemlélet sem vonatkozhat.

Hibás szemlélet nyilatkozott meg sokáig a szeizmikus kutatásokkal szemben is. Ennek következtében e fontos önálló kutatómódszer feladata részben a gravitációs kutatások ellenőrzésére szűkült, részben pedig regionális kutatásra alkalmazták. Jelentőségét soká lebecsülték. Az értékelés hibás szemlélete a hibás alkalmazásban gyökeredzett és gyökeredzik.

Már a *Szeizmikus kutatómódszer* c. fejezetben ismertettük, hogy hazánk medenceüledékeinek települési körülményei között a szeizmikus reflexiós kutatás milyen nehézségekkel küzd. Azt is megállapítottuk, hogy az esetek többségében a refrakciós módszerű kutatás alkalmasabb azoknak az adatoknak a nyújtására, amelyeket a kőolajkutatás a geofizikától vár.

Vizsgáljuk meg most ezt a kérdést a szorosán vett kőolajkutatás szempontjából.

Jóllehet a magyar medencében még nem mélyült le olyan szénhidrogén-kutató fúrás, amely legalább szénhidrogén nyomokat ne talált volna, mégis ma már — kutatófúrások százainak eredményét ismerve — megállapíthatjuk, hogy a pannóniai medencében kitermelésre érdemes kőolaj lényegében kétfajta csapdában halmozódhatott fel:

1. enyhén gyűrt boltozatban, alsó pannóniai homokkőben, és
2. a mészkőalaphegység másodlagos likacsosságú tetején, vagy az alaphegységet lepelként borító valamely likaesos fiatalabb mészkőben.

Ez a beosztás egyébként geofizikai szempontból is alkalmas. Geofizikai szempontból ugyanis — bizonyos absztrakcióval — valamennyi kőolajtelep e két típus valamelyikébe besorolható.

Az 1. esetet két alesetre oszthatjuk fel, aszerint, hogy

- a) a fiatal szerkezetnek nincsen az alaphegységgel közvetlen kapcsolata, vagy
- b) a fiatal szerkezetnek az alaphegységgel közvetlen kapcsolata van.

Azt, hogy a fiatal szerkezetnek az alaphegységgel nincsen közvetlen kapcsolata, azokon a helyeken tételezhetjük fel, ahol az alaphegység igen nagy mélységben (3—4000 m) van. Ezekben a helyeken a fiatal üledékösszletre ható erők könnyebben vezettek annak önálló és az alaphegységgel egyszerű kinematikai összefüggésben nem levő elmozdulására.

Ha ilyen területeken valamely geofizikai módszerrel az alaphegység meghatározására törekednénk, akkor először is a nagy mélység miatt csaknem megoldhatatlan nehézségekkel kerülnénk szembe, másodsor pedig a mért adatok a kőolajkutatás szempontjából nem nagy értéket képvisel-nének.

Ha a gravitációs maximumok valahol fiatal boltozatokat tükröznek, erre az ilyen terület különlegesen alkalmasnak mutatkozik. Viszont a pannóniai boltozatok magassága olyan csekély, kőzeteiknek sűrűsége a felettük levő kőzetekétől oly kevéssel tér el, hogy a gravitációs módszer csak akkor látszik alkalmazhatónak az ilyen területen, ha

1. a felszín vízszintes irányban igen homogén,
2. a mélyben sincs más vízszintes irányú sűrűségváltozás, csak az, amit a boltozat okoz,
3. a méréseket és a korrekciószámításokat igen nagy pontossággal végzik és
4. a magasabb deriváltak módszerét alkalmazzák.

A szeizmikus kutatás az egész üledékes összletben csak egyetlen olyan földtani és valamelyest kőzettani határfelületet remélhet, amelyet esetleg ki tud mutatni: ez pedig az alsó- és a felsőpannóniai emelet határa. Figyelembe véve azonban a lencses települést, amely mind az alsó-, mind a felsőpannóniai rétegek sajátja, ismét hangsúlyoznunk kell, hogy a szeizmikus kutatás ilyen területeken, csak olyan robbantási-észlelési módszert használhat, amely hosszú hullámú rengéseket kelt, illetve ilyeneknek az észlelésén alapszik. Ez a módszer a légrobbantásos módszer.

Hogy melyik az a mérési rendszer, amely ilyen területen legjobban beválik, erősen vitatott kérdés. A mi felfogásunk szerint a folytonos szelvényezést dőlésmérésekkel kell kiegészíteni vagy sok helyütt éppen helyettesíteni. Folytonos, regionális reflexiós szelvényezés — különösen lyukrobbantásokkal — egyáltalában nem adja meg a neogén képződményeknek azokat az adatait, amelyek a kőolajkutatás szempontjából lényegesek. Sőt, a hibás alkalmazás azzal a veszéllyel jár, hogy a hiba általánosítását a szeizmikus módszer alkalmazásának minden válfajára kiterjesztik, holott a szeizmikus módszer — helyesen alkalmazva — nagyon sok felvilágosítást tud adni a magyar medence szerkezetéről.

Ha az alaphegység domborzata a kőolajtároló szerkezetekkel mértani kapcsolatban van, vagy a kőolajtároló maga az alaphegység, illetve az alaphegységet lepelként borító fiatalabb mészkő, akkor a geofizikai kutatás feladata nagyon világosan megfogalmazható: az alaphegység felszínét kell nyomozni.

Ilyen helyeken az alaphegység nincs nagyon mélyen, vagy legalábbis közte és a fiatalabb szerkezet között nincsen vastag kőzetsor. Ha pedig az alaphegységet fiatalabb mészkő borítja, akkor ez — minthogy minden fizikai jellemzője közelebb áll az alaphegységéhez, mint a fedőösszlet bármelyik tagjához — geofizikai szempontból átveszi az alaphegység szerepét.

A gravitációs kutatómódszer az alaphegység domborzatának minőségi meghatározására rendkívül alkalmas olyan helyeken, ahol

1. az alaphegység 1500 m-nél nincs mélyebben,
2. a felszín vízszintes irányban igen homogén,
3. a mélyben a legnagyobb sűrűségváltozás a vízszintesben az alaphegység határfelületén van.

Ha ezek a követelmények teljesülnek, akkor a gravitációs térkép valóban többé-kevésbé az alaphegység domborzatát tükrözi.

A szeizmikus kutatómódszernek pedig igazi feladata éppen az alaphegység felszínének meghatározása. Ez a megállapítás elsősorban a refrakciós módszerű kutatásra vonatkozik, de ha az alaphegység felszíne nem túlságosan egyenetlen, akkor légrobbantásos reflexiós módszerrel is kitűnően meghatározható (48. ábra).

Több száz mélyfúrásból a magyar medence aljzatát ismerjük már annyira, hogy azt tudjuk, vagy legalábbis sejtjük, hogy azok a területfajták, amelyeket az előzőekben felsoroltunk, merre fekszenek. Ebből következik, hogy ma már hazánkban bármilyen geofizikai módszerű kutatást nagyon is határozott szempontokkal tudunk tervezni és végezni.

Meg kell itt még említenünk egy olyan területet, amellyel kapcsolatban eddig geofizikai kutatás számításba sem jött. Ez pedig az alaphegységnek a felszíne alatt levő szerkezete. Az alaphegységről a geológusok megállapították, hogy annak felszíne alól kőolaj nem remélhető, a geofizikusok is megállapították, hogy annak felszíne alól semmiféle jel, beérkezés nem jöhet. Tudjuk azonban, hogy a Bécsi medencében a neogén rétegek csak ott tartalmazznak kőolajat, ahol alaphegységük nem közvetlenül kristályos pala, hanem krétaösszlet is közbeiktatódik. Kézenfekvő a gondolat, hogy ilyen körülmények esetén a neogén rétegek kőolaja valószínűleg a krétaképződményekből származik. Ebben az esetben pedig a krétaalaphegység szerkezete is méltán számot tarthat az érdeklődésre.

A különös hasonlóság kedvéért megemlítjük, hogy hazánkban az Alföld alatt a mélyben délnyugatról északkeletre húzódó kristályospala bérc északnyugati odalán jelentős krétaösszlet települ a kristályos palára, és Szolnoknál az alapfúrás által feltárt kőolajtároló neogén rétegek alatt krétaközetek is vannak. Ami a jövőbeni geofizikai kutatásokat illeti, ezeket a tényezőket is célszerű figyelembe venni.

KŐSZÉN

Ebben a fejezetben a kőszén képződését, vegyi és ásványi összetételét csak oly mértékben ismertetjük, amennyire ez a kőszén geofizikai kutatásához, illetve a geofizikusok enciklopédikus tájékoztatásához szükséges.

A kőszén — *Vadász Elemér* szerint — éghető kőzet. Szerves eredetű, átalakult törmelékes üledék, túlnyomólag növényi anyagok felhalmozódásából és bomlásából keletkezett, rétegzett kőzetkeverék.

A kőszén bonyolult vegyületek sorozatából áll. Az elemzésekből kitűnik, hogy a kőszén anyagának túlnyomó része szén, hidrogén, oxigén, nitrogén és kén. Ezek az alkatrészek többnyire szerves eredetűek. Ezekhez az ún. *illó alkatrészekhez* több-kevesebb víz és jobbára éghetetlen alkatrészekből álló *hamu* járul.

A kőszéntelepekben mutatkozó metángáz nem a kőszén tartozéka, hanem a kőszénérválás átalakulási származéka.

A kőszén gyakorlati felhasználásának egyik legfontosabb értékmérője a kőszén elégetésekor felszabaduló hőmennyiség, az ún. *égési meleg*, amelynek gyakorlati mértékegysége a *fűtőérték* vagy *kalória*; vagyis az a hőmennyiség, amely 1 kg 15 C° hőfokú víz hőmérsékletét 1 C°-kal felemeli.

A kőszén *égési melege* kapcsolatban van a kőszén elemi széntartalmával, tehát a kőszénülés mértékével egyenes arányban áll. Az alábbiakban — *Vadász Elemér* nyomán — tájékoztatásul közöljük az egyes főbb kőszénfajták és a fontosabb magyar kőszének átlagos fűtőérték adatait:

XIV. táblázat

Egyes kőszénfajták fűtőértéke

	Fűtőérték
Antracit	8000
Feketekőszén	7144—7445
Cseh barnakőszén	4892
Különleges cseh barnakőszén	5500—7200
Lausitz—Ilse barnakőszén	4967
Pécsvidéki liász feketekőszén.....	6482
Tatabányai barnakőszén	5664
Salgótarjáni barnakőszén	4840
Borsodi barnakőszén	3474
Gyöngyösi barnakőszén	2255

Ha a kőszent szabad levegőn hevítjük, meggyullad és elég. Ha azonban a kőszent zárt térben, levegő kizárásával hevítjük, akkor a kőszentből kiszabadulnak az illó alkatrészek és egy megolvadt kőszentanyag, az ún. koks marad vissza.

A kőszentfajták megkülönböztetésének egyik módja az illó rész és a koks mennyiség százalékos viszonya. Ezen alapszik a megkülönböztetésnek az ún. *Regnault—Gruner* rendszere :

XV. táblázat

A kőszentfajták *Regnault—Gruner*-féle beosztása

Kőszentfajta	Illórész %	Koksmennyiség %	Fűtőérték
Hosszúlánjú-kőszent	45—40	55—60	8000—8500
Gázkőszent	42—32	58—68	8500—8800
Kovács-kőszent	32—26	68—74	8800—9300
Kövért-kőszent	26—18	74—82	9300—9600
Sovány-kőszent	18—10	82—90	9200—9500
Antracit	10—8	90—92	9000—9200

Számos egyéb, a vegyi összetételén alapuló megkülönböztetés használatos még, különösen az angolszász irodalomban.

Földtani szempontból alkalmasabb *Vadász Elemér* alább következő beosztása, mert ez a kőszentülési folyamat minden fokozatára alkalmazható, ezenkívül lehetővé teszi a *fekete-* és a *barnakőszent* megkülönböztetését.

1. *Feketekőszent*

- Fényes feketekőszent
- Fénytelen feketekőszent
- Antracit
- Égő pala

2. *Barnakőszent*

- Kemény barnakőszent
 - fényes
 - fénytelen
- Lágy barnakőszent
 - földes, fás barnakőszent
 - palás barnakőszent

A feketekőszent és a barnakőszent megkülönböztetésének egyszerű és biztos módja : a karcvizsgálat, az alkálioldatos vizsgálat és a salétromsavas reakció. A feketekőszent karc fekete, a barnakőszenté barna. Alkálioldatban a feketekőszent semmi humuszanyagot nem szolgáltat, s így színtelen oldat marad, míg a barnakőszent oldata sötétbarna vagy világosbarna. Salétromsavban a feketekőszent szintén nem ad reakciót, míg a barnakőszent vörösbarna, zöldesbarna ritkábban színtelen. E három egyszerűen fölismerhető főjelleget közül kettőnek pozitív volta, a vizsgálat megfelelő kivitele esetén, biztosan megadja a fekete- vagy barnakőszent nagyvonalú megállapíthatóságát és megkülönböztetését.

Geofizikai szempontból igen lényeges a *kőszénképződés*. A kiterjedt kőszénképződés üledékgyűjtő medencékben játszódott le; az üledékgyűjtő medencék alakulása pedig mindig a földkéreg szerkezeti mozgásainak a függvénye volt. A szárazföldeknek és az üledékgyűjtőknek a Föld mozgási szakaszai szerint alakuló helyzete szabta meg a kőszénképződés térszíni, éghajlati és növényzeti viszonyait. A növények kőzetalkotó mennyiségű felhalmozódásához különlegesen gazdag tenyészet szükséges; vagyis olyan talaj, ahol a növényzet kellő mennyiségű tápanyagot talál. A földtörténet folyamán ilyen helyek voltak a letarolási térszínek törmelékfelhalmozódásos előterületei. Fokozottabb letarolás a hegységképződés által kiemelt terület-részekén volt, tehát feltehető, hogy a hegységképződés és a fokozott kőszénképződés között közvetlen kapcsolat van. Valóban, Európában a karbonkorszakban és a harmadkorban volt a legnagyobb kőszénképződés, de ugyanakkor volt a legnagyobb hegységképződés is.

Amint láttuk, a kőszén növényi törmelékből keletkezett. A kőszén-nváláshoz azonban hó és nyomás is szükséges. Az egyes kőszénfajták a kőszén-ülési folyamatnak azokat a stádiumait mutatják, ameddig az illető kőszénfajta nyomás- és hőhatásra eljutott. A feketekőszén és a barnakőszén különbsége is ezeknek a fizikai hatásoknak a különbségére vezethető vissza.

A kőszénréteg, amennyiben mennyisége és minősége a műrevalóság határát eléri: telep.

Azt a kőszéntelepét, amely tengerpartmenti mocsárban képződött, *paralikus* kőszéntelepnek nevezzük; a tengertől távolabb, édesvízű mocsárban képződött kőszéntelepnek pedig *limnikus* telep a neve.

Autochtonnak vagy helybenkeletkezettnek nevezzük az olyan kőszéntelepét, amely az eredeti növényi tenyészet helyén szenesedett meg; s *allochtonnak* vagy összehordottnak nevezzük az olyan kőszéntelepét, amely nem ott halmozódott fel, ahol növényi alapanyaga keletkezett.

Geofizikai szempontból lényegesebb az, hogy településük földtani jellege alapján megkülönböztetünk

1. *köztes telep* és
2. *alaptelep*.

A köztes telep folytonos rétegsorban konkordánsan települ. Nagy területen egyenletes kifejlődésű és csaknem állandó vastagságú telep. A kőszéntelepessé alatti az alaphegység rendszerint igen nagy mélységben van.

Az alaptelep viszont transzgressziós rétegsor alján van, diszkordánsan települt csaknem közvetlenül az alaphegységen. A telep vastagsága igen széles; vastagabb ott, ahol az alaphegység árkot alkot; és vékonyabb, vagy esetleg teljesen hiányzik azokon a helyeken, ahol az alaphegység bérce-szerűen kiemelkedik.

Az alaptelep szinte kínálkozik geofizikai kutatásra. A geofizikai kutatással azonban csakis a kőszéntelep alaphegységének a domborzatát lehet meghatározni. Erre elsősorban a szeizmikus refrakciós módszer alkalmas, de nagyvonalú szerkezeti képet a gravitációs módszertől is várhatunk.

A köztes telep geofizikai módszerekkel történő kutatására már nem adható ilyen határozott válasz. Ha a kőszéntelepessé alatti folytonos képződésű üledéksorában földtani fácieskülönbségek vannak, esetleg a reflexiós kutató-módszer alkalmazható, de nagyon is kétséges, hogy adhat-e ez felvilágosítást a telepek alakjára, elhelyezkedésére és mélységére vonatkozóan.

Azt mindenesetre megállapíthatjuk, hogy — eddigi ismereteink szerint — a kőszéntelepek geofizikai módszerrel történő kutatása csak közvetett kutatás lehet. Ez a megállapítás nem vonatkozik a kőszénkutató mélyfúrásokban végzett gerjesztett potenciálmérésekre.

*

Amint a növények megjelentek Földünkön, megvolt a kőszénképződés lehetősége. A növények a szárazföldet a szilurkorszakban hódították meg, de már a prekambriumból ismerünk szénkőzeteket, jöllehet ezeknek eredete vitatott.

A szilurkorszak óta valamennyi földtörténeti korszakban volt kőszénképződés; olyan fokozott kőszénképződés azonban, amely műrevaló kőszéntelepeket szolgáltatott, csak a karbon, perm, jura, kréta, eocén, oligocén, miocén korszakban volt. Földünk legtöbb és legjobb minőségű kőszene a karbonkorszakban képződött, amely nevét is a kőszéntől kapta.

Karbonkorú kőszéntelepek vannak Németországban, Franciaországban, Belgiumban, Nagybritanniában, a Szovjetunióban, Lengyelországban, Csehszlovákiában, Romániában, Törökországban és az Egyesült Államokban.

A permkorú kőszéntelepek jelentősége Európában elenyésző, azonban a Szovjetunióban, valamint Kínában, Ausztráliában és Dél-Afrikában jelentős permkori kőszéntelepek vannak.

A jura korszakban főleg Ausztriában, Jugoszláviában, Németországban, a Szovjetunióban, Kínában, Romániában és hazánkban képződtek kőszéntelepek.

A mecseki jurakorú feketekőszén földtani körülményeit később részletesebben fogjuk tárgyalni.

A kréta korszakban főleg Németországban, Angliában, Ausztriában, Romániában és hazánkban képződtek kőszéntelepek.

Az eocén korszakban a legjelentősebb kőszénképződés Németországban és az Egyesült Államokban volt. Ebben a korszakban hazánk területén is jelentős kőszénképződés zajlott le, főleg a Középhegység ÉNy-i előterében.

Az oligocén korszakban Japánban, Kelet-Európában és Kelet-Németországban, a miocén korszakban pedig főleg Németországban, Ausztriában, Görögországban, Franciaországban, az Egyesült Államokban, a Szovjetunióban és hazánkban volt jelentősebb barnakőszénképződés.

Hazánk kőszénterületei

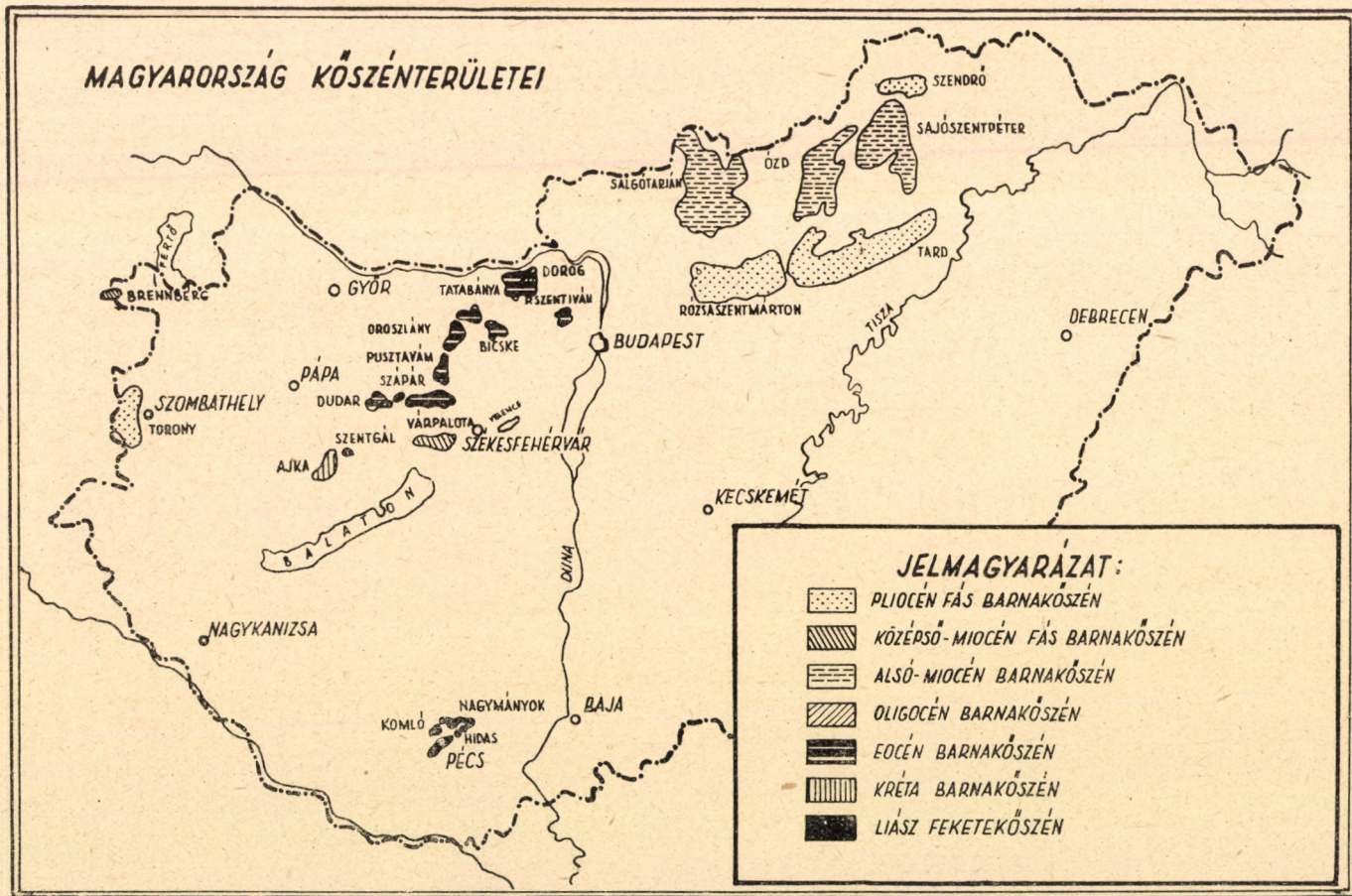
Hazánk legrégebb és legjobb kőszene a *mecseki liász feketekőszén*. Köztes telepei Pécs, Péccszabolcs, Vasas, Komló, Szászvár, Máza, Váralja és Nagymányok községek területén helyezkednek el. Később részletesen tárgyaljuk.

*Kréta*korú barnakőszéntelep van a Bakony ÉNy-i peremén Ajka, Padrag környékén. Ez a telep is köztes telep. Alaphegysége felső triász mészkő. A triász mészkő fölött liász mészkő is van; a telepek maguk felső kréta, törmelékes jellegű, ún. gosau faciesű rétegsorban helyezkednek el. A terület erősen töredezett.

Jelentős *eocén barnakőszéntelepeink* vannak. A legjelentősebbek a tatabányai medence és az esztergomvidéki terület telepei. Az utóbbinak egy jellemző szelvényét bemutatjuk (133. ábra).

Ezenkívül a *Bakonyban* Nagyesztergár, Bakonynána, Dudar, Csetény, Jásd, Nagy- és Kisgyón környékén;

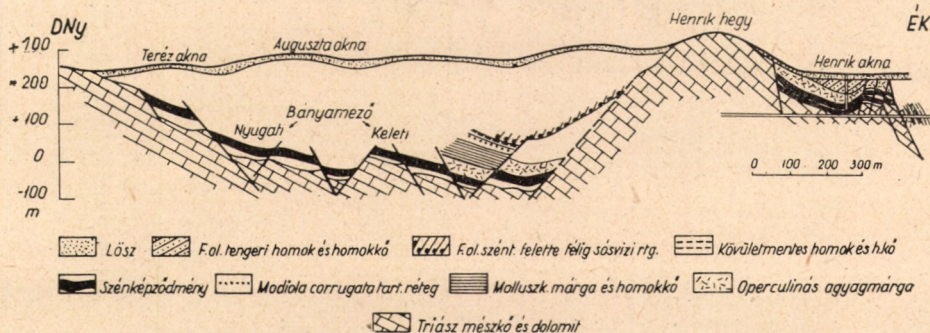
a *Vértesben* Gánt, Csákberény, Mór, Pusztavám, Bokod, Oroszlány környékén;



132. Magyarország kőszénterületei

(Vadász nyomán)

a *Vértes* és a *Gerecse* között a már említett *Tatabánya* és *Környe* környékén ;
a *Gerecse* DK-i részében *Nagyegyháza* mellett ;
a *Gerecse* és a *Pilis* között az esztergomi medencében *Dorog*, *Tokod*, *Tát*, *Ebszöny*, *Annayölgy*, *Csolnok* és *Sárisáp* környékén ;
a *Pilisben* *Pilisvörösvár*, *Pilisszentiván*, *Solymár*, *Nagykovácsi* környékén ;
és végül a *Nagyszál* lábánál *Kósdnál* ismerünk eocénkorú barnakőszéntelepeket.



133. Az esztergomvidéki paleogén kőszéntelepek szelvénye
(Rozlozsnik—Schréter—Telegdi-Roth nyomán)

Az eocénkorú barnakőszéntelepek transzgressziós alapterepek. Alaphegységük felső triász (dachsteini) mészkő vagy dolomit. A terület jellege töréses. A törések szemmel láthatólag határozott irányokban helyezkednek el.

Az oligocén kőszéntelepek alárendelt jelentőségűek. Egyedül Dorogon van bányászatra érdemes felső oligocén barnakőszéntelep.

Hazánk miocénkorú barnakőszéntelepei közül főleg az alsó miocénban képződött telepek jelentősek. Ezek a telepek három területegységhez kapcsolódnak :

1. a *salgótarjáni* medencében *Salgótarján*, *Kiskér*, *Herencsény*, *Nagybátöny*, *Mátraballa*
2. az *egercsehi—ózd*i medencében *Egercsehi*, *Szücs*, *Ózd*, *Királd* ;
3. a *sajóvölgyi* medencében *Diósgyőr*, *Pereces*, *Sajókazinc*, *Edelény*, *Szuhakáll* és *Bánfalva*

a legjelentősebb alsó miocén barnakőszéntelepek.

Ezek a telepek köztes telepek. A kőszéntelepek összetételben mészkő, agyag, márga, homokkő, vulkáni tufa van.

Középső miocén barnakőszéntelepeink :

- a *Mecsekben* *Mecseknádasd* és *Hidas* ;
- a *soproni hegységben* *Brennberg* ;
- a *Bakony* É-i peremén *Várpalota*, *Herend*, *Szentgál*.

A *Mátra*, a *Bükk* és a *Cserhát* alján gyenge minőségű, de jelentékeny mennyiségű miocénkorú földes, fás barnakőszéntelepek vannak.

Köszénkutatás geofizikai módszerekkel

Említettük, hogy a geofizikai módszerekkel folytatott köszénkutatás voltaképpen nem a köszéntelepeknek, hanem azoknak a szerkezeteknek a kutatása, amelyek a köszéntelep elhelyezkedését, a köszén települését megszabják.

Hazánk köszéntelepeinek jelentékeny része köztes telep. Az ilyen telepek rétegsorában az egyes rétegek fizikai különbözősége feltehetően kisebb, mint az alapterelepeknél a telep alján levő diszkordanciaszinten.

Ezért geofizikai kutatást hazánkban először a transzgressziós településű eocén barnaköszéntelepek területén alkalmaztak, ahol az alaphegység, vagyis a telepes összlet fekvője triászkorú dolomit vagy dachsteini mészkő. Egyes helyeken az eocén rétegek és a triász alaphegység között jura és krétakorú üledékes kőzetek települnek.

A gravitációs kutatás feladata ezen a területen az volt, hogy segítségével kimutassák az alaphegység bérceit és árkait. A gravitációs kutatás valóban adott is az eocén köszénterületek szerkezetéről nagyvonalú áttekintő képet, és segítségével sok helyütt ki lehetett jelölni a törések helyét (28. ábra).

A köszénkutatásnál azonban nemcsak azt kell tudnunk, hogy az alaphegység hol van emeltebb, és hol van mélyebb helyzetben, hanem a mélységet is minél pontosabban ismernünk kell.

Mind a kutatás, mind a feltárás szempontjából kedvezőbb az olyan köszéntelep, amelyik kiemelt bérc felett van, mert közelebb van a felszínhez. Azonban több szempontból éppen a kiemelt bérc nyújtja a legkevesebb reményt arra, hogy felette köszéntelep legyen, mert lehetséges, hogy a köszénképződés idejében is kiemelt bérc, vagyis sziget volt; vagy lehetséges az is, hogy a köszénképződés után kiemelkedett és éppen ezért a köszéntelep lepusztult róla.

Kutatófúrással kell tehát eldönteni, hogy a szerkezetileg legkedvezőbb helyeken van-e köszén vagy nincs. A kutatófúrások helyes tervezéséhez célszerű előre tudni az alaphegység várható mélységét. Erre vonatkozólag pedig a gravitációs kutatástól nem várhatunk felvilágosítást; a szeizmikus módszertől azonban igen.

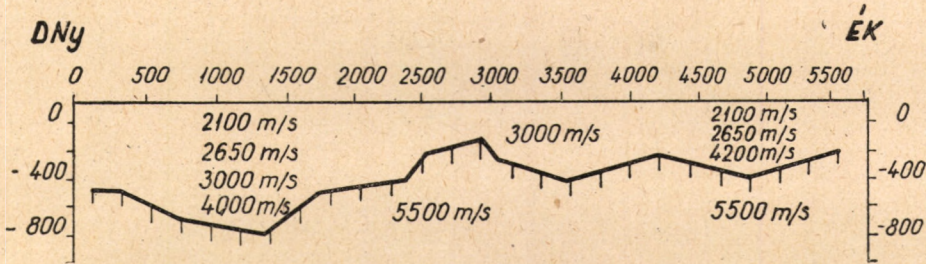
Ilyen — változatos kőzetekből felépített és töredezett — területen a reflexiós módszer nem sok sikerrel kecsegtet; még a mélyebb árkokban sem. A *Szeizmikus kutatómódszer* c. fejezetben azt állítottuk, hogy töréses területen a reflexiók *kimaradása* jelzi a töréseket. Éppen azért, ahol viszonylag sok törés van, a reflexiós módszerrel a kutatott szerkezetéről nem fogunk tudni kellő mennyiségű adatot szerezni.

A refrakciós módszert azonban lehet ilyen területen alkalmazni, és segítségével sikeresen lehet kutatni az alaphegység felszínét, mert az alaphegység felszíne diszkordanciafelület, és ezért elvileg és gyakorlatilag egyaránt igen eltérő fizikai jellemzőjű kőzeteket választ el egymástól; sőt — kedvező esetben — az alaphegység egyes fajtáit is meg lehet egymástól terjedési sebesség alapján különböztetni.

Szeizmikus refrakciós módszerrel sikeres alaphegységkutatások folytak Dorog, Tát, Bokod, Mór, Pusztavám, Tatabánya környékén (134. ábra).

Jóllehet a köztes telepekről azt állítottuk, hogy szerkezetük kutatására geofizikai módszer kevésbé alkalmas, mégis a Mecsekhegység példát nyújt arra, hogy a szeizmikus refrakciós módszer a köszéntelepek nagyszerkezetének kutatására még a köztes telepek területén is alkalmazható.

A Mecsekhegység egyike hazánk legbonyolultabb felépítésű terület-egységeinek. Nyugati része perm- és triászkorú kőzetekből álló antiklinális, keleti része pedig egy fiatalabb periszinklinális, amelyet a triásztól a krétaig terjedő folytonos képződésű üledékes kőzetek építenek fel (a továbbiakban ezt értjük Mecsekhegységnek). A települést az teszi bonyolulttá, hogy ezek az üledékes kőzetek erősen összegyűrődtek, töréseket is szenvedtek és helyenként pikkelyeződtek. A kréta és a miocén időszakban trachidolerit, illetve andezit törte át az üledékes kőzeteket és ez még fokozta a település bonyolultságát. A hegység peremreit neogén üledékek borítják.



134. Refrakciós szelvény Dorog környékéről
(Posgay nyomán)

A Ny-i és a K-i Mecsek alaphegysége a paleozoós gránit, továbbá azok az átalakult kőzetek, amelyek az egykori gránitpluton metamorf köpenyét képezték.

A kőszéntelepek az antiklinális és a szinklinális érintkezésénél, valamint a hegység É-i peremén vannak.

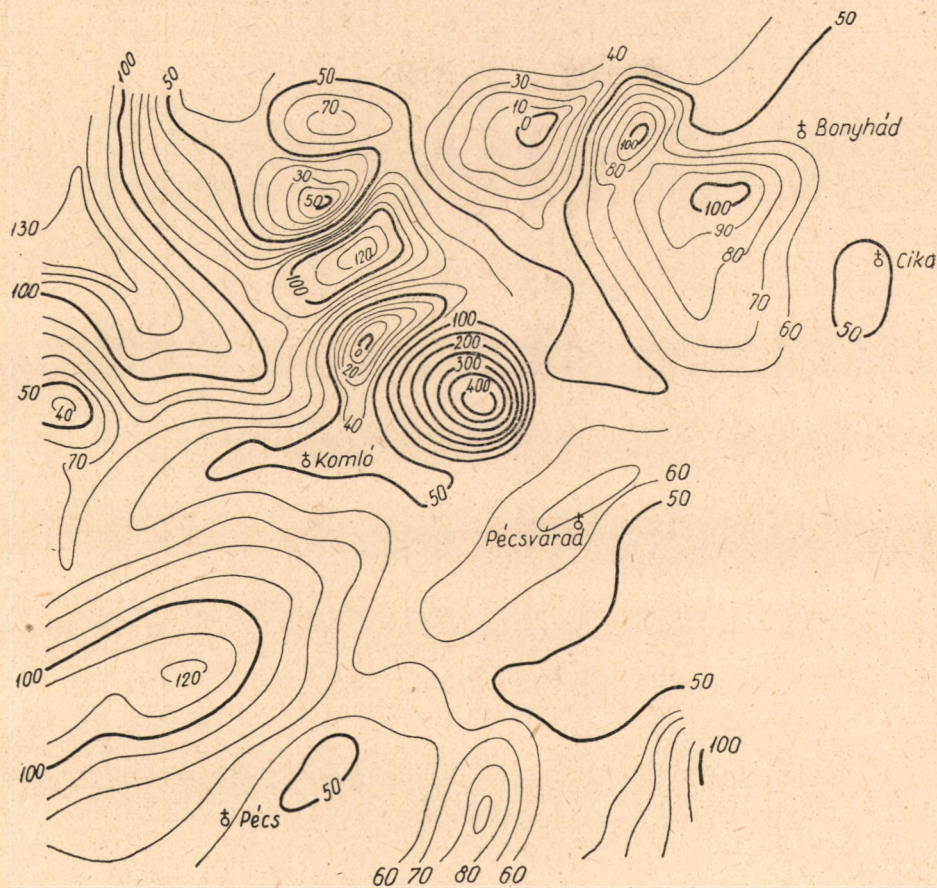
A főleg jurakori kőzetekből felépített periszinklinális É-ről egy miocén üledékekkel kitöltött, közelítőleg Ny—K csapású eróziós mélyedés határolja, amelyet „*miocén teknő*”-nek neveznek. Azok a kőzetek, amelyek a periszinklinálisist is alkotják, még északabbról rápikkelyeződtek erre a miocénnal kitöltött mélyedésre. Az ún. „*É-i pikkely*”-nek ez a vonulata Magyaregregytől Nagymányokig a felszínen nyomozható.

Jogosnak látszó kérdésként merül fel az, hogy ezen a nagyon is bonyolult felépítésű területen milyen feladatot oldhatunk meg geofizikai, pl. szeizmikus módszerrel. A legkedvezőbb az lenne, ha a szeizmikus kutatással közvetlenül a kőszenes összlet településére vonatkozóan tudnánk adatokat nyújtani. Ez azonban nem lehetséges, mert a Mecsekhegység területén több kőzetnek is lehet ugyanolyan terjedési sebessége, ugyanakkor viszont egy-egy kőzetnek igen sokféle terjedési sebessége lehet — szerkezeti helyzete, felszíntől való távolsága szerint.

Vizsgáljuk meg a XVI. táblázat alapján, hogy fizikai jellemzők szempontjából a K-i Mecsekben mely kőzetek, illetve kőzetösszletek különülnek el egymástól. Ez a táblázat meggyőző bennünket arról, hogy az egyes sebességek és az egyes kőzetek nem azonosíthatók. Ha azonban az összletek sebességeit vonjuk össze nagyobb értéktartományokba, akkor nyomban feltűnik, hogy az összletek rétegtani határait éles sebességhatárok jellemzik. 700-tól 2800 m/sec-ig terjed a fedőhegységet felépítő kőzetek sebességtartománya. Körülbelül itt kezdődik és 4900 m/sec-ig tart a triásznál fiatalabb

mezozoikum sebességtartománya ; 5000 m/sec-nál nagyobb sebességű kőzet — eddigi tapasztalataink szerint — csak középső triász mészkő lehet. 4000 és 5000 m/sec között helyezkednek el a tűzi eredetű és az átalakult kőzetek, beleértve a gránit alaphegységet is.

Ez az egyetlen tartomány mutat némi fedést az üledékes (fiatal mezozoós) kőzetek tartományával. Ebből azonban helyes földtani szemlélet mellett bizonytalanság nem származhat.



136. A függőleges mágneses térerősség anomáliái a keleti Mecsekben
(Scheffer nyomán)

Az említett sebességtartományokkal jellemzett rétegtani egységek, sűrűség szempontjából is csaknem hasonlóan különböznek el. Különösen éles a középső triász mészkő és a neogén (vagy ennél fiatalabb) képződmények sűrűségkülönbsége. Ezért jelzik nagy gravitációs maximumok a triász mészkő rögöket és nagy minimumok a mélyedéseket kitöltő vastag neogén takarókat.

Földmágneses szempontból ilyen jellegű különbségeket nem tehetünk. Földmágneses kutatással csakis a tűzi eredetű és az üledékes kőzeteket választjuk el egymástól (136. ábra).

Sebességtáblázat a Mecsekhegység néhány kőzetösszetételéről

		m/sec	m/sec
Neogén	Pleisztocén pannon miocén	700—2800	700—2800
Fiatalabb mezozoikum	Középső liász meszes márga, mészkő, meszes homokkő	2900—4900	2900—4900
	Alsó liász kőszéntelepes csoport	2600—3100	
	raeti emelet	3400—3800	
Triász	Középső triász mészkő	5200—5700	5200—5700
Tüzi eredetű kőzetek	Andezit	4300—4400	4300—4600
	Gránit	4400—4600	

Valamennyi — a Mecsekhegységben alkalmazott — geofizikai módszer eredményeinek egybevetéséből az tűnik ki, hogy a Mecsekhegység fizikai jellemzők szempontjából négy hatalmas kőzettani, illetve rétegtani csoportra bontható :

1. neogén,
2. fiatal mezozoikum,
3. triász,
4. paleozoikum.

Ha ezek közül kettő — a gránitot és a fiatal mezozoikumot kivéve — érintkezik, akkor ott, az érintkezés felületén, nemcsak éles kőzettani különbség jön létre, hanem a fizikai jellemzők éles különbsége is. Legélesebb a különbség akkor, ha neogén érintkezik bármi mással.

Éppen ezért a Mecsekhegységben gravitációs és szeizmikus kutatással a legjobban megoldható feladat: a neogénnek és az alatta levő bármilyen alaphegységnek a különválasztása (a 135. ábra mutatja, hogy a szeizmikus szelvények úgy veszik körül a periszinklinálist, mint ahogyan annakidején a neogén tenger övezte).

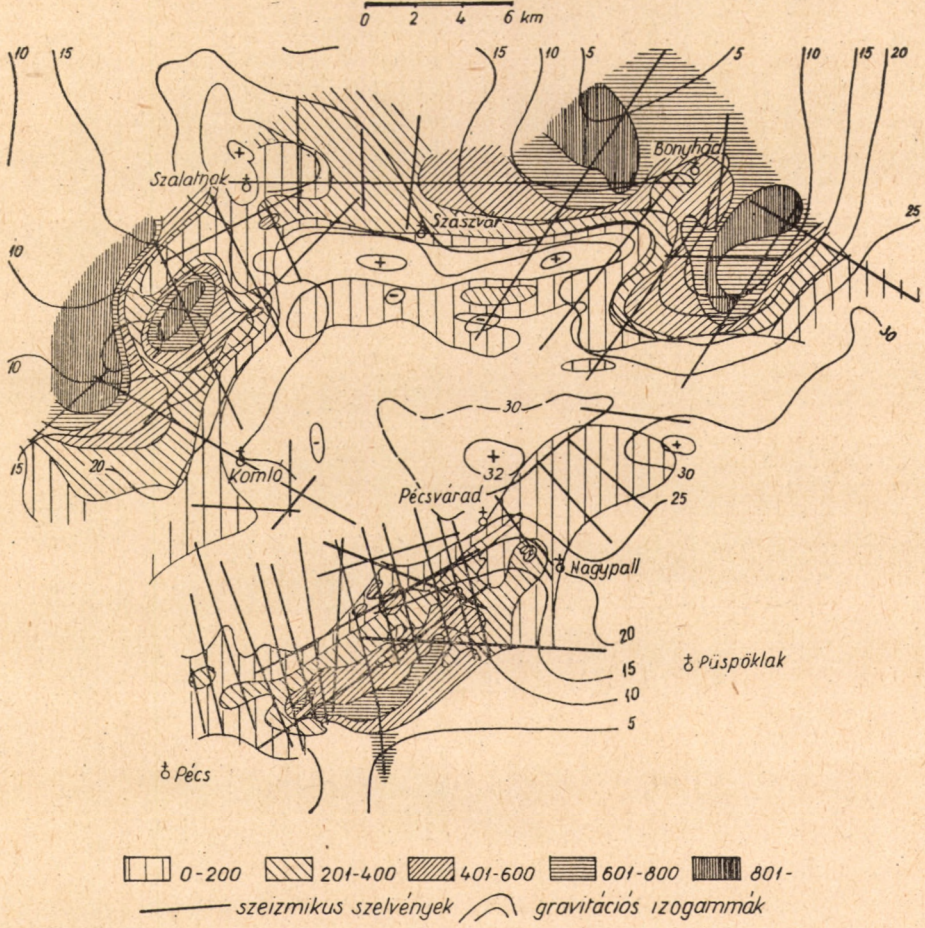
Gravitációs kutatással ezt minőségileg tudjuk elvégezni, szeizmikus refrakciós kutatással azonban mennyiségileg is.

Tudjuk, hogy a szeizmikus sebesség bizonyos határok között, anyagi jellemző. A Mecsekhegységben olyan mértékben anyagi jellemző a terjedési sebesség, amint a táblázat mutatja. Mivel a szeizmikus rengéshullám meglehetősen mélyre képes behatolni, a terjedési sebességek segítségével a Mecsekhegység mélyebb szerkezetén is elvégezhetjük ezt a négyes tagolást.

A Mecsekhegység geofizikai módszerekkel történt megkutatásának végső eredményét mutatják a 137—140. ábrák.

Az ábrákból megállapítható, hogy a geofizikai kutatás segítségével a Mecsekhegységről lényegében többet tudtunk meg, mint azt, hogy hol vannak újabb kőszételepek.

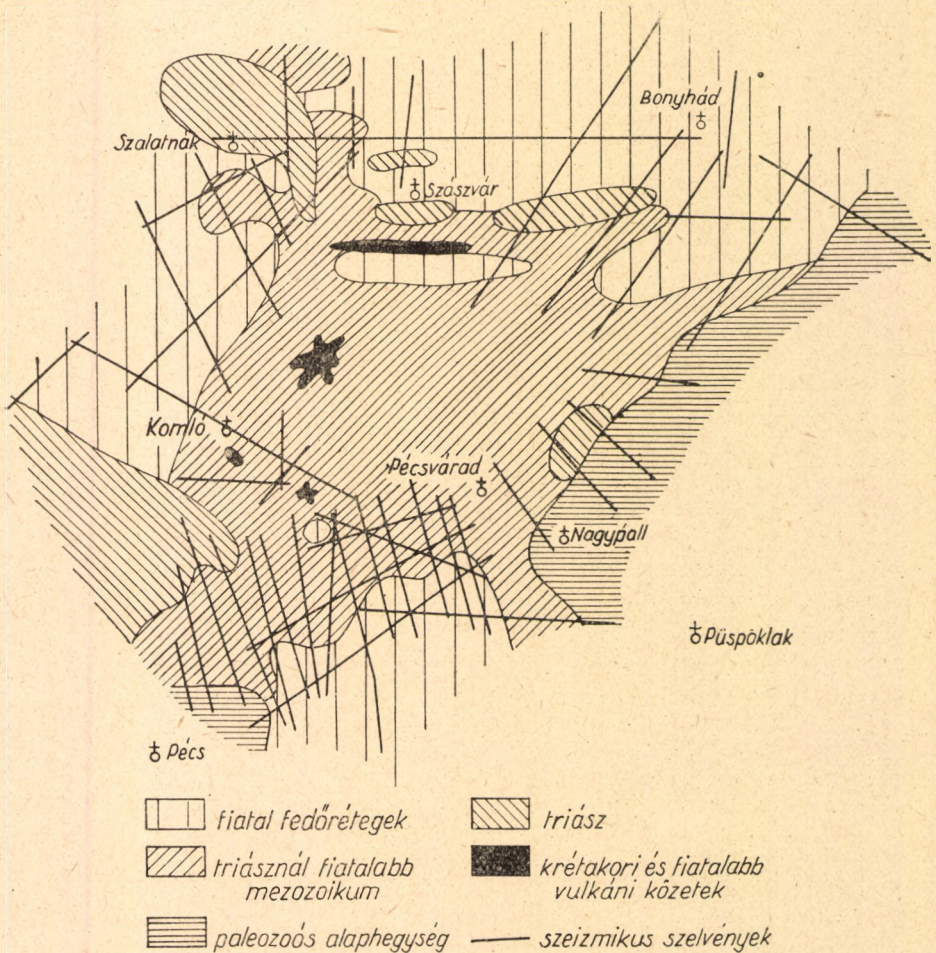
Valószínűsíthetjük ennek a kutatásnak az alapján azt, hogy a Mecsekhegységnek nemcsak délen, hanem északon is gránitpereme van, mégpedig



137. A neogén és ennél fiatalabb képződmények vastagságának változása a keleti Mecsek peremén

az É-i pikkelyhez meglehetősen közel. Az ábrák azt a gondolatot is ébresztik, hogy ez a perem ÉK-en záródik; azaz a Mecsekhegység nem folytatódik megszakítás nélkül ÉK felé Kiskőrösig, ahol pedig a közelmúltban egy kőolajkutató mélyfúrás mecseki jellegű kőzeteket tárt fel. A periszinklinális szerkezete szempontjából újdonságnak tekinthetjük azt, hogy alatta is lehetséges triász mészkő.

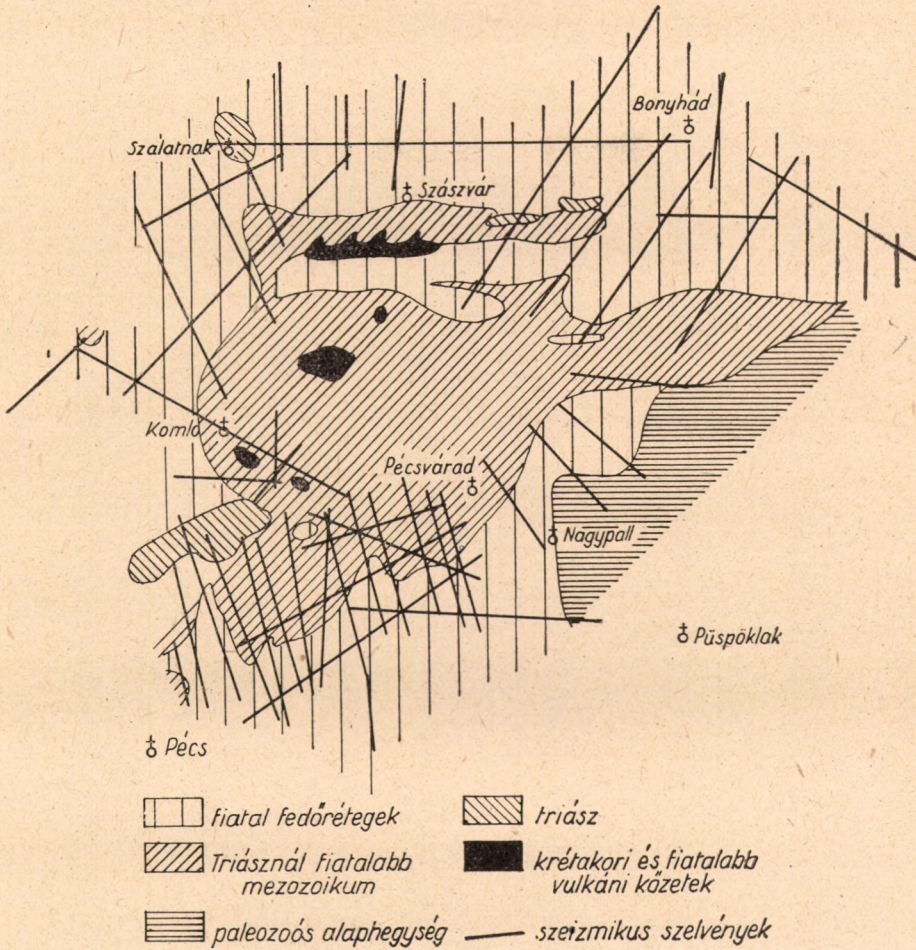
Ennek a kutatásnak az eredményeit nem kvantitatív szempontból kell megítélni, jóllehet az előzőekben hangsúlyoztuk, hogy a szeizmikus kutatástól elsősorban kvantitatív jellegű adatszolgáltatást várunk. A Mecsekhegység



138. A Mecsekhegység vízszintes metszete +100 m mélységben. Az ábrázolás a tényleges viszonyokat nagyvonalúan tünteti fel

különleges problémákat vetett fel, nyilvánvaló, hogy a megoldásnak is el kellett térnie a szokásostól. Szeretnénk ezzel kapcsolatban rámutatni arra, amit a bevezetésben állítottunk: szinte külön tudománynak kell ma már tekintenünk azt az eljárást, amelynek keretében egy-egy terület kutatásának legalkalmasabb módszerét, sőt a módszer végrehajtásának részleteit megválasztjuk. Világos, hogy a Mecsekhegységről közölt adatok nem méter-

pontosságú réteghatárok. Az általános szerkezeti kép azonban — hisszük — olyan, amilyennek ábrázoltuk. Adtunk emellett hasznos kvantitatív részleteket is.

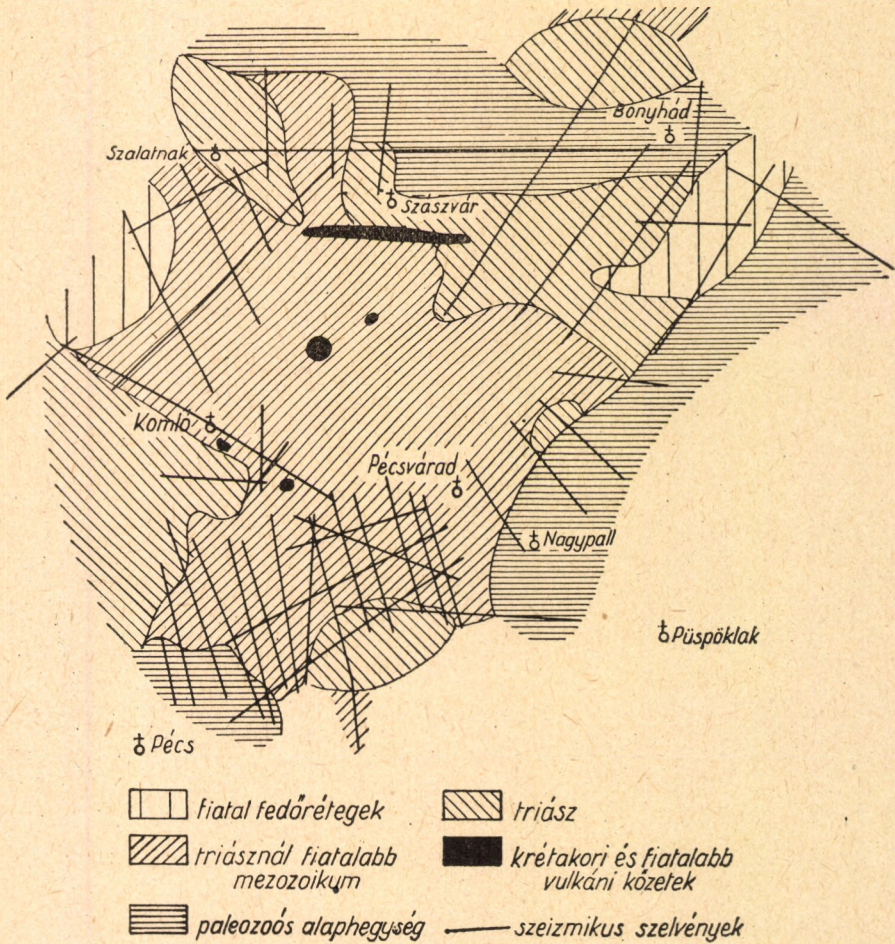


139. A Mecsekhegység vízszintes metszete — 200 m mélységben. Az ábrázolás a tényleges viszonyokat nagyvonalúan tünteti fel

A kőszénkutató mélyfúrások tervezése szempontjából ugyanis bizonyára nem közömbös az ún. „miocén teknő” és a DK-i perem (Pécsvárad—Nagypall) neogén üledékeinek csekély vastagsága, valamint a hatalmas neogén mélyedés Cikó és Bonyhád között (Hidas).

A geofizikai kutató módszerek alkalmazási lehetősége a kőszénkutatásban még korántsem merült ki a felsorolt példákkal.

További szerkezetkutatósi gravitációs és szeizmikus mérések lehetősége (a kréta és a miocén kőszénterületeken) mellett a fúrólukvizsgálatok polarizációs potenciálmérésekkel, radiológiai telepazonosítási vizsgálatok, geotermikus karsztvízkutatások nagy fontosságra tehetnek szert.



140. A Mecsekhegység vízszintes metszete — 800 m mélységben. Az ábrázolás a tényleges viszonyokat nagyvonalúan tünteti fel

BAUXITTELEPEK

A *bauxit* az alumíniumnak csaknem kizárólagos érce. Jelentőségét a könnyűfémipar fejlődése állandóan növeli.

Magyarországon külön jelentőséget ad a bauxitnak az a tény, hogy bauxitkészletünk mennyisége világviszonylatban is az elsők között van.

A bauxit (nevét *Les Baux* franciaországi helységtől kapta) agyagra emlékeztető, kolloid szemcsenagyságú tömött, rendszerint rétegzetlen anyag. Színe legtöbbször téglavörös, de vannak tarka, lilás, rózsaszín és szürkés-fehér bauxitok is. A színárnyalatok többször vasszennyeződésből származnak.

A bauxit trópusi égöv (száraz és esős évszakok váltakozása) alatt képződött, szárazföldi eredetű üledékes kőzet.

Sűrűsége $2,0 \text{ g/cm}^3$ körül van. Keménysége Mohs-skála szerint 2–7 között változik, de a legtöbb bauxité 3,5 alatt van.

A bauxit alumíniumhidroxidos ásványfajtákból álló keverékkőzet, több-kevesebb vashidroxid, titánoxid, kovásv és kaolinit szennyeződéssel. Alumíniumásványai a böhmít, a diaszpor és hidrargillit vagy gibbsit.

A bauxit vegyi összetétele — mint ásványkeverék voltából következik — változatos. A vegyi összetétel az ércjelleg próbaköve. Megállapítását az ún. főalkatrészek, az alumíniumhidroxid, a vashidroxid és a kovásv százalékos súlyrésze dönti el. A legfontosabb főalkatrész az alumíniumhidroxid (timföld). A bauxitnak kohósításra érdemes voltát a timföld és a kovásv viszonyából adódó hányadossal (modulussal) szokták kifejezni. Kőzettanilag bauxitnak minősül az a kőzet, amelyben a timföld mennyisége nagyobb, mint a kovásvtartalom, timföldgyártásra azonban — a jelenleg használatos kohászati eljárás (kriolitfürdős elektrolízises technológia), az ún. Bayer-féle eljárás mellett — csak olyan bauxitot használnak, amelynek $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ modulusa 6-nál nagyobb. A pirogén eljárással azonban kisebb modulusú bauxit feldolgozása is lehetséges.

A bauxit és az agyag között az a lényeges különbség, hogy az agyag alumíniumszilikát (siallit) a bauxit pedig alumíniumhidroxid (allit) ásványokból áll.

Kétfajta bauxitot különböztetünk meg :

1. *szilikátbauxit* vagy *lateritbauxit*,
2. *mészköbauxit* vagy *karsztbauxit*.

A szilikátbauxit a trópusok egyik közismert talajnemével, a laterittel kapcsolatos. Ezt az is bizonyítja, hogy a jelenkori lateritekben is vannak műrevaló kifejlődésű bauxittelepek. A laterit a trópusok olyan területein képződik, ahol az esős időszak a száraz időszakkal váltakozik, vagyis a szá-

vanna és a monszunerdő övében. Ide tartoznak a Föld legnagyobb bauxit-területei: a brit és holland guayanai (surinami) és az indiai bauxitterület (Dekkan).

A lateritbauxitok fekvője — az a kőzet, amelyből mállással képződtek — magmás vagy kristályos kőzet.

Amíg a szilikátbauxitok képződésére vonatkozó felfogások meglehetősen egyveretűek, addig a karsztbauxitok képződése még ma sem tisztázott. Annyit mindenesetre megállapíthatunk, hogy általában mediterrán éghajlat alatt keletkeztek és karsztos mészkőfelszín mélyedéseiben halmozódtak fel. A magyar bauxitok karsztbauxitok.

A Föld legidősebb ismert bauxittelepei a Szovjetunióban vannak. Ezek kambrium és devonkorúak. Ezenkívül az Uralban krétakorai bauxittelepek is vannak. Mongóliában krétakorú bauxittelepek vannak.

Az alsó- és a középső krétaidőszakban — főleg a Földközi tenger környékén — igen jelentős bauxittelepek képződtek. Ezek karsztbauxitok; fekvőjük rendszerint triász, jura, vagy alsókréta mészkő. Fedőjük felsőkrétakorú kőzet és ez diszkordánsan fedi a bauxittelepeket. Ilyen telepek vannak Franciaországban (Var és Hérault megyékben).

Valamivel fiatalabbak (felsőkréta-alsóeocén) Olaszország (Istria), Jugoszlávia (Dolomitok, Hercegovina), Görögország (Egesia, Naxos, Parnassos) és Magyarország bauxittelepei. Az Északamerikai Egyesült Államok bauxittelepei — Arkansas, Georgia, Alabama és Tennessee államokban — szintén kréta-alsóeocén korúak. A legjelentősebb arkansasi előfordulások paleozóos nefelinszenit mállásából keletkezett lateritbauxittelepek. Rétegtanilag az alsóeocén *Midway* és *Wilcox* szintek határához tartoznak.

A Föld legfiatalabb bauxittelepei Indiában és Surinamban vannak. Ezek bazalt-, illetve kristályos aljzatú recens laterittelepek.

Délkelet Európában Jugoszlávia mellett legjelentősebbek *Magyarország bauxittelepei* (141. ábra).

Magyarország bauxittelepeinek zöme a Dunántúli Középhegységben van. A legjelentősebbek: Halimba, Nyirád, Sümeg, Újbarok, Alsóperepuszta, Gánt, Iszkaszentgyörgy, Magyaralmás, Nagyegyháza, Vázsonypuszta. Jelentős még a Villány-Nagyharsányi hegységben a nagyharsányi bauxittelep.

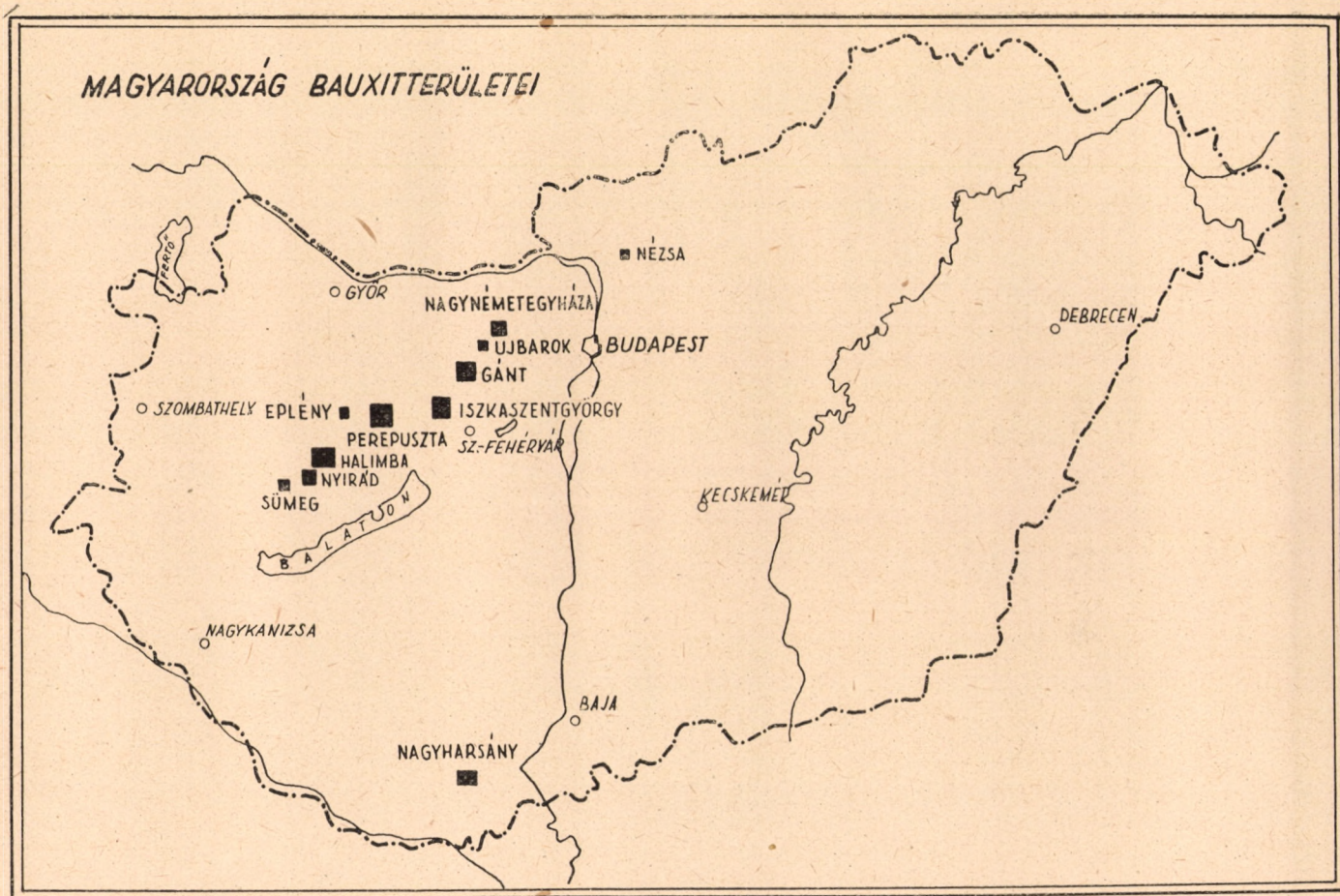
A Kárpát-medencében ezenkívül még a Bihar-hegységben, Romániában és Aggtelek környékén Szlovákiában ismerünk jelentősebb bauxittelepeket.

A magyarországi bauxitok a krétaidőszakban keletkeztek.

A bauxit kutatása geofizikai módszerekkel

Kisebb ásványtani és karkülönbségeiket nem tekintve, a hazai bauxittelepeknek közös jellemzője az, hogy fekvőjük töredezett triászkorú mészkő vagy dolomit; a szárazföldi eredetű bauxit jelzi az üledékhézagot; és felette diszkordánsan valamely más üledékes kőzet van (lásd pl. 142. ábra). Közös vonásuk még az is, hogy a telepek általában nem túlságosan vastagok, és fekvőjüknek, az alaphegységnek a mélyedéseit, az egykori karszt töbreit, dolináit töltik ki; illetve itt halmozódtak fel műrevaló mennyiségben. Az alaphegység mélysége 5 m és néhány száz méter között változik. A műrevalóság mélységi határa — a műszaki adottságoknak és a bauxit iránt megnyilvánuló keresletnek a figyelembevételével — jelenleg 200 m körül van.

Azokat a bauxittelepeket, amelyek a felszínen vagy a felszínhez egész közel voltak, ma már leművelték (143. ábra). Az érdeklődés ezért egyre inkább azok felé a telepek felé fordul, amelyek mélyebben vannak ugyan,

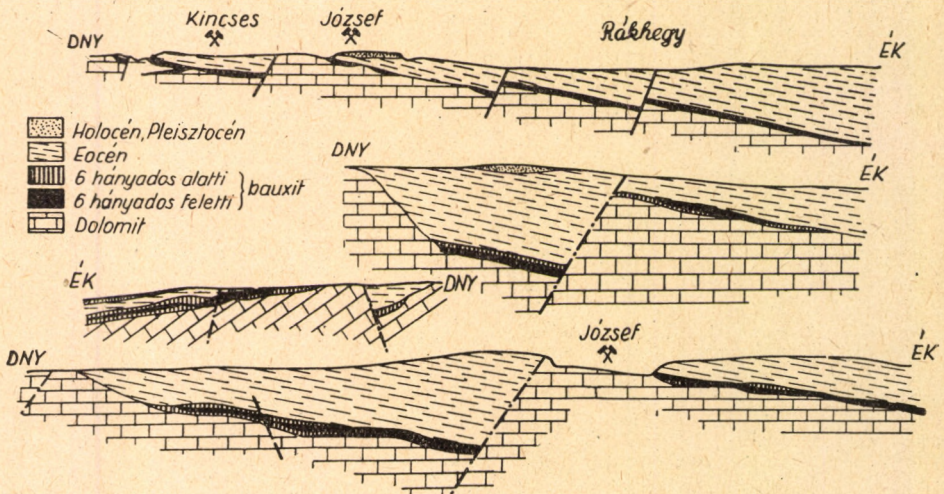


141. Magyarország bauxitterületei
(Vadász nyomán)

de mélységük nem haladja meg a műrevalóság említett határát, a 200 m-t. Az ilyen bauxittelepeket azonban kizárólag felszíni földtani módszerekkel nem lehet kutatni; ezért kerültek előtérbe a bauxitkutatásban a geofizikai kutatómódszerek és a mélyfúrás.

A bauxitkutatás kétfajta feladatot állít a geofizikai módszerek elé:

1. meg kell határozni magát a bauxittelepet, és
2. azokon a területeken, ahol a bauxit jelenléte egyébként valószínű, meg kell határozni a bauxit fekvőjének, az alaphegységnek a mélységét, nehogy a kutatófúrások az esetleg meglévő bauxittelepet a műrevalóság mélységi határán alul ériék el.



142. Az iszka-szentgyörgyi bauxittelepülés földtani szelvénye
(Sesekoldin nyomán)

A bauxittest jelenlétének kimutatására egyedül a földmágneses kutatómódszer látszik többé-kevésbé alkalmasnak (144. ábra), mert a bauxit átlagos mágneses szuszceptibilitása $60 \cdot 10^{-6}$ CGS, míg a környezetében levő többi kőzeté ennél kisebb. A különbség azonban nem olyan nagy, hogy a földmágneses kutatómódszert biztos eszköznek tekinthetnénk a bauxit kimutatására.

A geoelektromos ellenállásmérő módszer, a gravitációs módszer és a szeizmikus módszer csak arra vállalkozhat, hogy az alaphegység és a fedőösszlet fizikai jellemzői (lásd XVII. táblázat) között fennálló különbség alapján, minőségileg vagy mennyiségileg az alaphegységnek, a bauxittelek fekvőjének felszínét határozza meg.

XVII. táblázatunk is mutatja, hogy a bauxittelek rétegtani szelvényében a fizikai tulajdonságok legnagyobb változása az alaphegység felszínén van. Itt — hazai viszonylatban — a sűrűségkülönbség is jelentékeny. Erre a tényre alapították a közvetett meghatározást szolgáló (szerkezetkutató) méréseket. A gravitációs mérést alkalmazták ezek közül elsőnek olyan elgondolás alapján, hogy meghatározták a gravitációs anomáliát ismert

mélységű (éppen a műrevalóság mélységi határán levő) alaphegységgrög felett, és feltételezték, hogy az ennél nagyobb értékű pozitív gravitációs anomáliák (maximumok) a triász alaphegységnek azokat a rögeit fogják jelezni, amelyek a műrevalóság mélységi határa felett vannak.

Ez a feltevés azonban meglehetősen merésznek bizonyult, mert a fedő-összlet rendkívül változatos, és mivel a gravitációs hatás integrált hatás, gravitációs maximumot mutattak ki olyan helyeken is, ahol az alaphegység



143. Leművelt bauxittároló töbör (Gánt)
(Vadász nyomán)

mélyebben volt, mint a műrevalóság határa. Emellett a gravitációs kutatás nem vállalkozhat pontról-pontra valamely mélybeli határfelület mélységének a meghatározására; ez — az adott területen — az elektromos ellenállásmérés

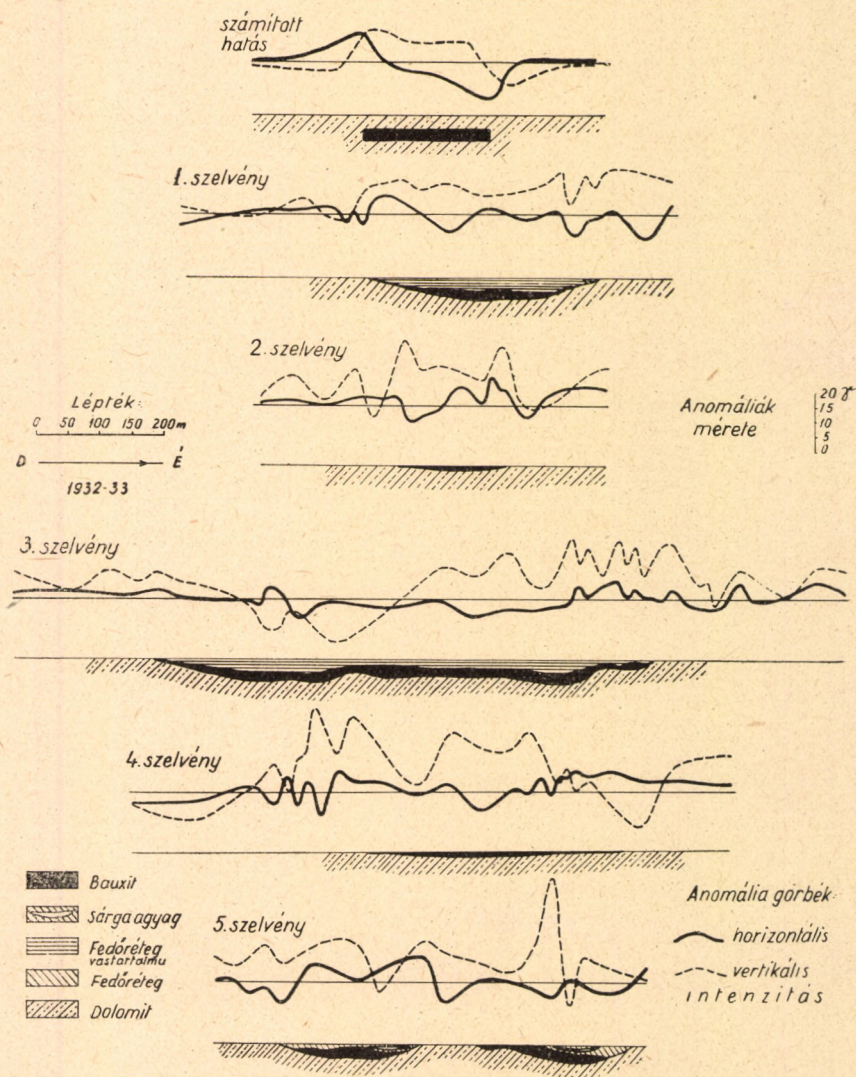
XVII. táblázat

A DNy-i Bakony átlagos rétegsorának főbb fizikai tulajdonságai

Rétegsor	Sűrűség g/cm ³	Fajlagos ellenállás ohmm	Mágneses szuszeptibilitás 10 ⁻⁶ CGS	Terjedési sebesség m/sec
Miocén mészkő	2,37—2,48	100—800	5—50	2200—2600
Miocén kavics	2,52—2,74	20—100	2—20	—
Felső eocén márga	2,15—2,35	50—500	—	—
Középső eocén mészkő	2,46—2,66	100—800	5—50	3050—3700
Alsó eocén agyag	2,10—2,30	20—100	—	2700—3380
Bauxit	2,0—2,25	20—100	20—100	2800
Triász dolomit és mészkő	2,72—2,83	200—2000	4—30	4200—5000
Mállott dolomit	—	—	—	3700

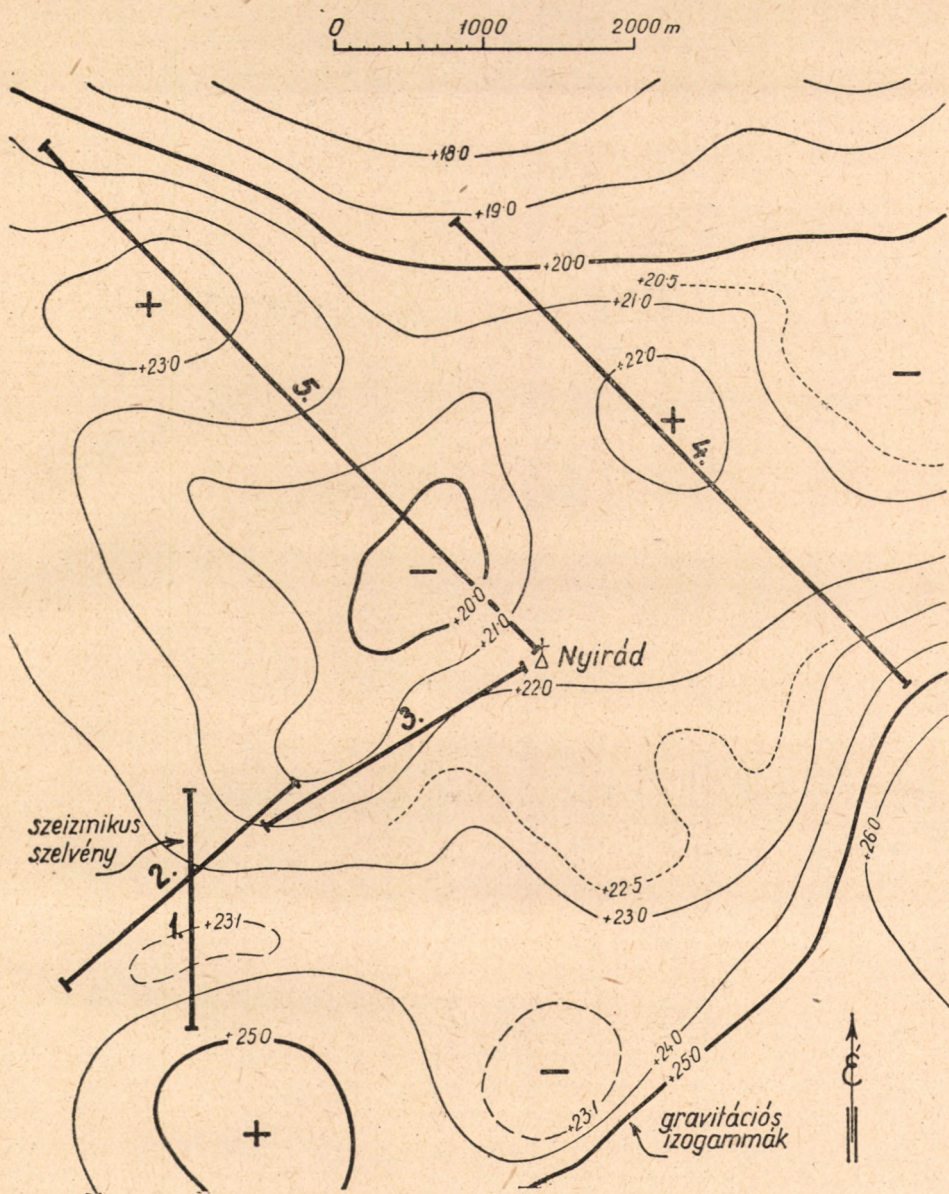
(Bárdossy nyomán)

és a szeizmikus mérés feladata. A szeizmikus kutatómódszer hivatott arra is, hogy a gravitációs maximumok helyes földtani értelmezéséhez adatokat nyújtson akkor is, amikor a maximumnak nem az előbb említett egyszerű magyarázata van.



144. A gánti bauxitbánya környékén végzett földmágneses mérések eredményei (Pekár nyomán)

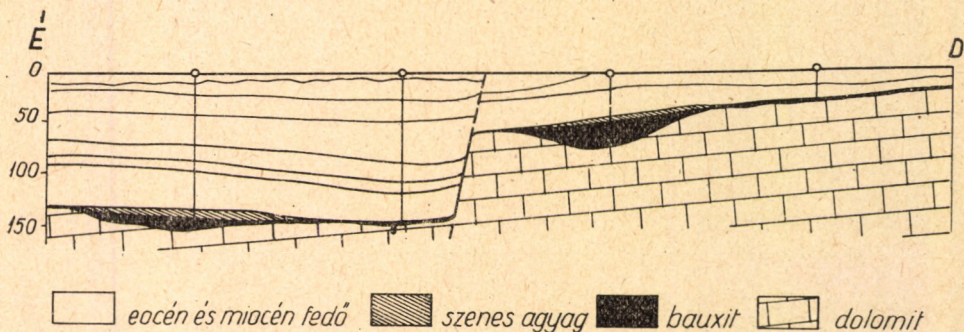
A triászkorú alaphegység felszínét geoelektromos (91. ábra) és szeizmikus refrakciós módszerrel egyaránt meg lehetett határozni; az alaphegységnek ugyanis mind a fajlagos ellenállása, mind pedig a terjedési sebessége általában nagyobb, mint a fedőösszlet bármely tagjéé.



145. A nyirádi bauxitterület gravitációs izogammatérképe a szeizmikus szelvényekkel

Azt, hogy a szeizmikus módszer alkalmazható-e a hazai bauxitkutatásban, kísérleti mérésekkel döntöttük el. A kísérletek színhelye a nyirádi bauxitterület volt, ahol a fekvő triász dolomit, a fedő pedig általában eocén kőszenes agyagból és mészkőből, valamint miocén kavicsból és durva mészkőből áll; vastagsága átlagosan 200 m.

A módszerkiválasztás során a reflexiós módszert a várható kis mélység kirekesztette. Ezt a légrobbantással végzett reflexiós kísérleti mérések eredménytelensége is igazolta. A kutatási feladat megoldására a refrakciós módszer látszott alkalmasnak, mert a bauxit fekvőjének, a triászkorú dolomitnak a terjedési sebessége 5000 m/s körül mozog, míg a fedőösszlet sebessége 2200—3700 m/s tartományban változik.



146. Az 1. sz. refrakciós szelvény földtani szelvénye
(Bárdossy nyomán)

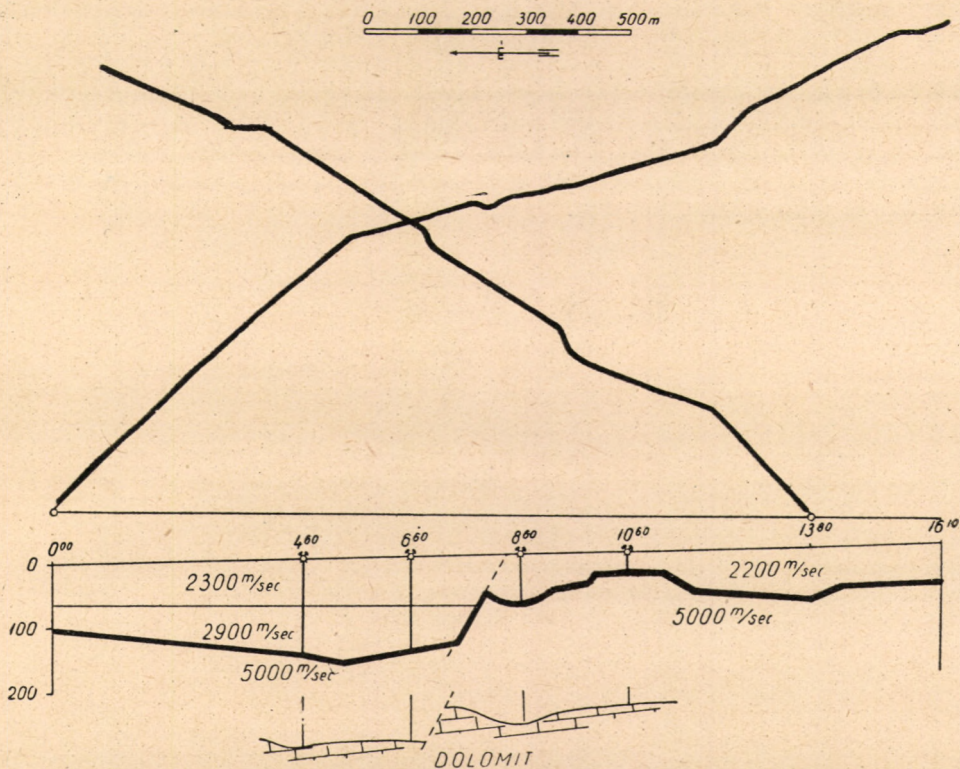
A mérési vonalakat az előbb vázolt alapelv szerint úgy igyekeztünk telepíteni, hogy gravitációs maximumokon menjenek keresztül, bár kísérlet, illetőleg ellenpróbaképpen gravitációs minimumterületeken is végeztünk méréseket (145. ábra).

A kísérleti refrakciós kutatásokkal jól meg tudtuk határozni az alaphegység domborzatát. Ennek az állításunknak az igazolására bemutatjuk az egyik jellemző mérési vonal földtani szelvényét (146. ábra) és refrakciós szelvényünket (147. ábra).

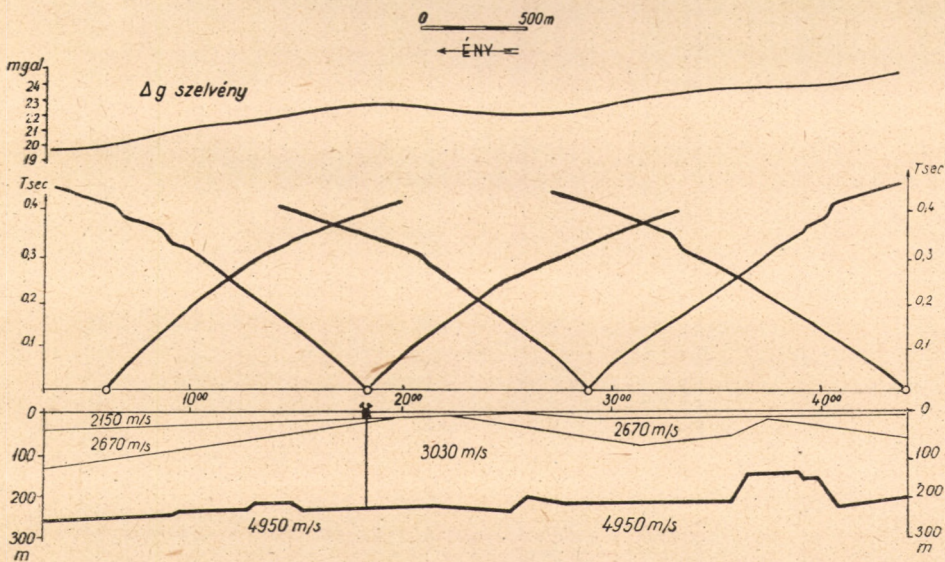
Egy másik szelvényvel azt vizsgáltuk meg, hogy jogos-e a gravitációs maximumoknak olyan értelmezése, amelyet a fejezet elején kifejtettünk. Ebben a szelvényben (lásd 148. ábra) megállapíthattuk, hogy a gravitációs maximumot nem a dolomit kiemelkedése, hanem a fedőösszlet egy nagyobb terjedési sebességű — feltehetően nagyobb sűrűségű — tagjának helyi kivastagodása okozza. A gravitációs maximumokat tehát nem mindig szabad az ismertett egyszerű módon értelmezni.

Ha ennek a kutatásnak az eredményeit általánosítjuk, megállapíthatjuk, hogy a szeizmikus refrakciós mérés hazai viszonylatban sikerrel alkalmazható a bauxitkutatás szerkezeti problémáinak megoldására vagy megkönnyítésére olyan területen, amelyen a bauxit fedője eocén üledékes kőzetekkel kezdődik. A további tapasztalataink azt mutatták, hogy a szeizmikus refrakciós módszer ott is alkalmazható, ahol a fedősorozatban kréta mészkő is van, de ilyen helyeken egyrészt hosszabb szelvényekben kell mérni, másrészt pedig a kiértékelés is nehezebb, mert a kréta mészkő terjedési sebessége meglehetősen közel van a dolomit terjedési sebességéhez.

A közelmúltban felfedezett (vékony hordalék alatt levő) felszíni bauxittelepek (Sümegek környéke)¹ nyomozására szintén alkalmas a szeizmikus refrakciós módszer. Nehézséget itt az okozhat, hogy a 10—20 m mélységben levő fekvő dolomit mállott és a szokásosnál kisebb terjedési sebessége van.



147. Bauxitfekvőt kutató refrakciós (1. sz.) szelvény



148. A 4. sz. refrakciós szelvény a nyirádi területen

Az ilyen kutatásnál és általában kismélységű kutatásnál a refrakciónak azt a módszerét alkalmazták, amelyik a kissebességű zóna méreteinek meghatározásánál, az ún. *korrekciónál* használatos. A korrekció a sűrű geofonközön és a kis robbantóponttávolságon kívül csak abban különbözik a szokásos refrakciós eljárástól, hogy egy terítésben a geofonközök nem egyenlők, hanem a robbantópont közelében kisebbek, mint a robbantóponttól távolabb. Ez azért szükséges, mert ezáltal a vékony felszíni rétegben terjedő direkt-hullámról több adatot kapunk.

¹ Bárdossy György (Bauxitkutató Vállalat) kutatásainak eredménye.

VASÉRC

A vas leggazdagabb ércásványa a magnetit vagy feketevasérc, amely 70%-on felül tartalmaz színvasat. A hematit vagy vascillám vastartalma 70% körül van. A limonit vagy barnavasérc 60%, a sziderit, vaskarbonát, vagy vaspát körülbelül 50% vasat tartalmaz. Gyenge vasérc a pirit, amelyet inkább kéntartalmáért fejtenek.

A vasérc elsődleges telepei a magmadifferenciáció különböző fázisaiban képződnek: likvidmagmás, kontakt, hidrotermális, metasomatikus és exhalációs vasérctelepeket ismerünk.

A másodlagos telepek az elsődleges telepek lepusztulásából és újrafelhalmozódásából keletkeztek (torlat), tehát üledékes kőzetek. Üledékes vasérctelepek még a tengeri és a mocsári mikrobiológiai működés során keletkezett vaslerakódások.

Átalakult vasérctelepek az átalakult kőzetek képződésének törvényei szerint főleg üledékes torlattelepekből keletkeznek. A kőzet eredeti vastartalma az átalakulás következtében rendszerint feldúsul.

Jelentősebb példák a magmás vasérctelepekre: Kirunavaara, Luossavaara, Gellivaara, Grängesberg Svédországban. Lofot szigetek, Arendal, Hitterő, Kragerő Norvégiában, Adirondacks az Észak Amerikai Egyesült Államokban. Ezek a telepek az ún. intruzív magnetit (-apatit) telepek. Hatalmas, összefüggő, nagy sűrűségű és nagy mágneses szuszceptibilitású ércetek.

Jelentősek a kontaktmetasomatikus telepek. Ezek benyomuló magma és üledékes kőzet határfelülete közelében alakulnak ki, szulfidos ércék és egy jellegzetes, szívós, kemény szilikátkőzet, az ún. „skarn” kíséretében. Hatalmas fészketet, tömzsöket alkotnak.

Olaszországban (Elba szigete, Traversella), Spanyol Marokkóban, a Szovjetunióban (Magnyitogorszk, Szibíria, Altáj hegység), az Északamerikai Egyesült Államokban (Iron-Springs, Utah) és Kínában vannak e telepfajták jelentősebb előfordulásai.

A hidrotermális vasérctelepek is jelentősek. Méreteik nem érik el az eddig felsorolt telepfajták méreteit, de összefüggő teléres ércetek (Siegerland, Németország).

Hidrotermális metasomatikus vaspáttelep a híres eisenerzi (Ausztria), valamint a bilbaoi (Spanyolország) és a varesei (Jugoszlávia) sziderittelep.

Exhalációs vasérctelep a német Lahn-Dill vidék devonkori vörösvasérce.

Jelentősebb példák az üledékes vasérctelepekre: a frankenwaldi (Csehszlovákia) alsó szilur oolitos ércetelek, az Egyesült Államok ún. clinton ércei (szilur) és a jurakori ún. minette vasérc Franciaországban és Luxemburgban.

Példák az igen jelentős átalakult (metamorf) vasérctelepekre: az itabirit, vagy vascillámpala (Brazília, Minas-Gerais), a vaskvarcit (Krivoj-Rog, Kurszk, Szovjetunió) és a Mesabi-Range vaskvarcit (USA, Felső tó vidék).

A világ vasércartalékának jelentős része metamorf vasérc.

A készletet a XVIII. táblázat millió tonnában mutatja.

A világ metamorf vasérckészlete

	Millió tonna
Brazília	15 000
Indiai Unió (Bihár áll.)	12 000
Krivoj Rog (Szovjetunió)	2 300
Labrador	2 000
Kína	1 390
Felső-Tó vidék	1 200
Kanada	600
Venezuela	535
Ausztrália	500
Dél-Afrika	430

A pannóniai fémtartomány ismertebb vasérctelepei :

1. Szepes-Gömöri Érc-hegység, Rőžnava (Rozsnyó), Betliar (Betlér), Dobsina.

2. Vepor, Banska Lubietová (Libetbánya), Poňik (Pónik), Giumbir (Gyömbér) Csehszlovákiában.

Romániában :

1. Pojana-Ruszka hegység, Nadrag (Nadrág), Hunedoara (Vajdahunyad), Lozna (Nagylozna), Rachitová (Reketyefalva).

2. Bánáti Érc-hegység, Dognecea (Dognácska), Oena de fer (Vaskő), Ciklova (Csiklova), Sasca-Montană (Szászabánya), Oravița (Oravica).

Magyarország legjelentősebb — úgyszólván egyetlen — vasérc-területe *Rudabánya*, a Rudabányai hegységben. Ez a telep a *Szepes-Gömöri Érc-hegység* ércesedésének déli nyúlványához tartozik.

Gyenge — néha ércnek nem is nevezhető — telepek vannak még *Nekézseny*, *Uppony*, *Zengővárkony*, *Bagamér* és *Nagyléta* környékén. Az utóbbi kettő mocsári eredetű, ún. gypvasérc.

A vasérc kutatása geofizikai módszerekkel

A vasérc kutatása geofizikai módszerekkel közvetlenül és közvetett módon lehetséges.

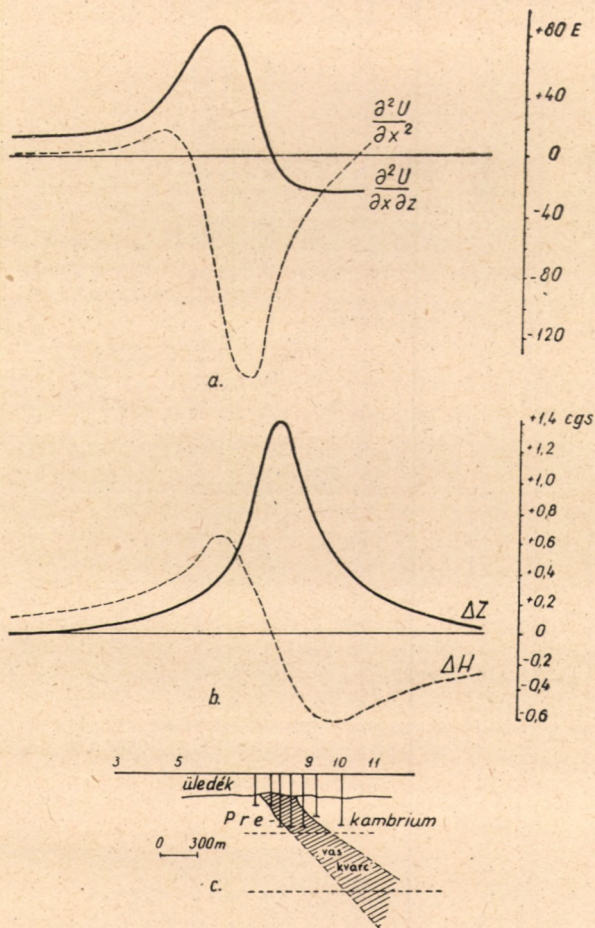
A vasérc mágneses szuszeptibilitása magnetittartalmuktól és annak eloszlásától függ. A környező üledékes vagy ércmentes magmás kőzetek szuszeptibilitását azonban rendszerint bármely vasérc meghaladja. A közvetlen kutatás legegyszerűbb eszköze tehát a földmágneses módszer (vertikális intenzitásmérés).

Nagy kiterjedésű és összefüggő ércesteknél a geoelektromos ellenállás-mérés is alkalmazható közvetlen kutatásra. Kisebb elszigetelt ércesteknél, lencséknel, teléreknél inkább az indukciós mérés lehet célravezető.

Az ilyen ércestek sűrűsége rendszerint jelentősen nagyobb a környezet sűrűségénél, tehát sűrű hálózatú gravitációs kutatással is nyomonozhatók.

¹ Symposium sur les Gisements de Fer du Monde, XIX. Congrès Géologique International, Alger, 1952.

Közvetlen kutatásra példa a svédországi Kirunavaara magnetittelepe, ahol földmágneses kutatással a hatalmas, éleshatárú, modellszerű ércetest alakját, nagyságát, sőt mélységbeli kiterjedését is meg lehetett határozni.



a. Eötvös-inga anomália b. mágneses anomália
c. földtani szelvény

149. A kurszki vasérctelep meghatározása gravitációs és földmágneses mérésekkel (Haalek nyomán)

A Szovjetunióban a kurszki vasérctelep nyújt példát a közvetlen kutatásra. A nagy mágneses szuszceptibilitású és nagy sűrűségű ércetestet földmágneses és gravitációs kutatással határozták meg (149. ábra).

Közvetett kutatást akkor kényszerülünk végezni, ha nem magának a vasérctelepnek, hanem valamely más, vele együtt települő ásványnak van olyan fizikai tulajdonsága, amely a környezetétől élesen különbözik. Közve-

tett kutatást kell végeznünk olyankor is, amikor a vasérctelep valamely éles földtani, kőzettani határfelülettel kapcsolatos.

A kontakt metasomatikus vasérctelepeket rendszerint szulfidos ércek kísérik. Ilyen telepeknél célszerű nem magát a vasérctelepet, hanem a telepet kísérő szulfidos érceket kutatni. Erre a célra pedig minden egyéb módszernél megfelelőbbnek látszik a természetes, vagy a gerjesztett potenciálmérés módszere.

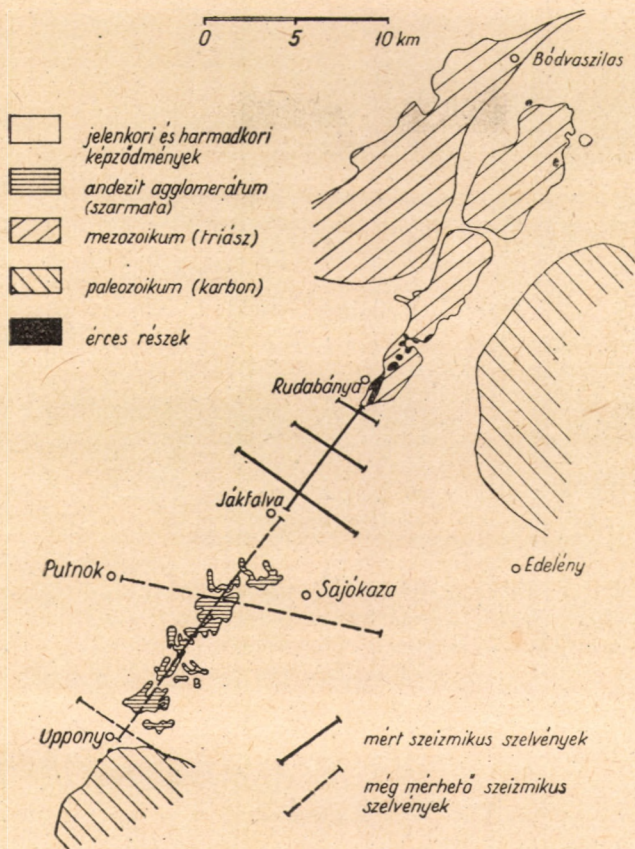


150. Rudabánya, Andrásy-külfejtés. Ércesedett triász mészkő
(Pantó nyomán)

Másutt, különösen az üledékes vasércnél, vagy a földtani diszkordancia szintjéhez kapcsolódó vasérctelepeknél szeizmikus kutatás is tekintetbe jöhet. A szeizmikus kutatás azonban a vasérc jelenlétéről — hacsak a vasérctelepnek jellegzetes sebessége nincs — felvilágosítást nem ad. Ha ellenben a vasérctelep jelenlétét más geofizikai módszerekkel már meghatározták, a vasérctelep mélységének, települési körülményeinek megállapítására alkalmas lehet a szeizmikus módszer.

A vasérctelepek környezetében — éppúgy, mint a kőszéntelepek környezetében — a kőzettani viszonyok sokkal zavarosabbak, mint a kőolajtelepek környezetében, ahol nagy kiterjedésű, meglehetősen homogén medenceüledékek vannak. Emellett a vasérctelepek általában közelebb vannak a felszínhez, mint a kőolajtelepek. Ezeknek a tényezőknek a következtében, a szeizmikus módszerek közül a refrakciós látszik alkalmasnak a vasérctelepek szerkezeti kutatására. Ennek ellenére ismerünk reflexiós módszerrel folytatott vasércutatást. Ilyen kutatást az Egyesült Államokban végeztek a Felső-tó

vidékén. Ezen a helyen a vasérctelepet, amely nem más, mint vassal impregnált salakos bazaltagglomerátum, 100–500 m vastag glaciális hordalék borítja. Az érces alaphegység felszínét úgy sikerült meghatározni, hogy a felszíni laza hordalék energiaelnyelő hatását légrobbantással zárták ki; a kis mélység következtében pedig a szokásosnál jóval nagyobb frekvenciájú (500 Hz) szűrőt alkalmaztak.

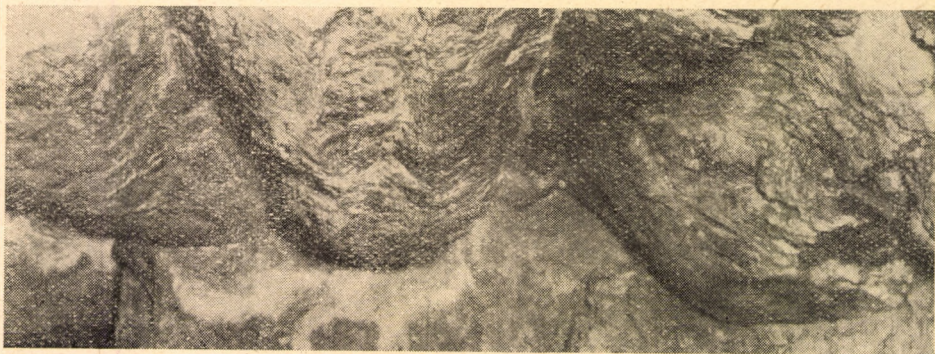


151. Rudabánya környékének földtani térképe (a képződmények geofizikai szempontból történt bizonyos összevonásával) a szeizmikus szelvényekkel
(Pantó nyomán)

Vasérc szerkezeti kutatására hazánkban is találunk példát.

Említettük, hogy a rudabányai hegységben van hazánk egyetlen vasércbányája, *Rudabánya* (150. ábra). Rudabányán két ércfajta ismeretes: az egyik az alsó triász (campili) mészkő felszínének metasomatózisa révén keletkezett ankerit. Ez az elsődleges érc. A másodlagos érc az ankerit felszíni mállásából, oxidálódásából keletkezett limonit. Jóllehet az utóbbinak igen nagy vastartalma van, mennyisége korlátozott. Ennek következtében az ankerit van az érdeklődés középpontjában. A geofizikai mérések célja is ennek a felkutatása volt.

A rudabányai terület helyi csapásiránya északkelet—délnyugat. A feltehetően ércesedett triász összlet e csapás mentén süllyed le délnyugati irányban oligocén-pannon rétegek alá (151. ábra). A rudabányai szerkezet meghosszabbításában, mintegy 24 km-re délnyugatra (Upponynál), már a triász összlet délkeleti peremét alkotó paleozoikum (karbon) bukkan a felszínre. Mivel helyenként ez is ércesedés nyomait mutatja, jogosnak látszik az a feltevés, hogy Rudabánya és Uppony között az ismeretlen mélységben húzódó mezozoos vagy esetleg paleozoos vonulat bárhol metasztatikusan ércesedhetett.



152. Alaphegységpikkely harmadkori rétegekben Rudabánya környékén
(Pantó nyomán)

A geofizikai kutatás feladata látszólag egyszerű, mert a fedőösszlet harmadkori kőzetei meglehetősen homogének, tehát alattuk a nagy üledék-hézaggal elválasztott alaphegység felszínének kimutatása elvileg semmi akadályba nem ütközik. A valóságban azonban több földrajzi és földtani tényező bonyolítja a helyzetet.

Ilyen először is a rendkívül tagolt terep, amelyen — szerencsétlen módon — a felszín domborzata a mélybeli szerkezettel semmiképpen nem vág egybe.

Ezenkívül Putnok, Vadna és Uppony között a felszínt nagy kiterjedésben andezitagglomerátum borítja.

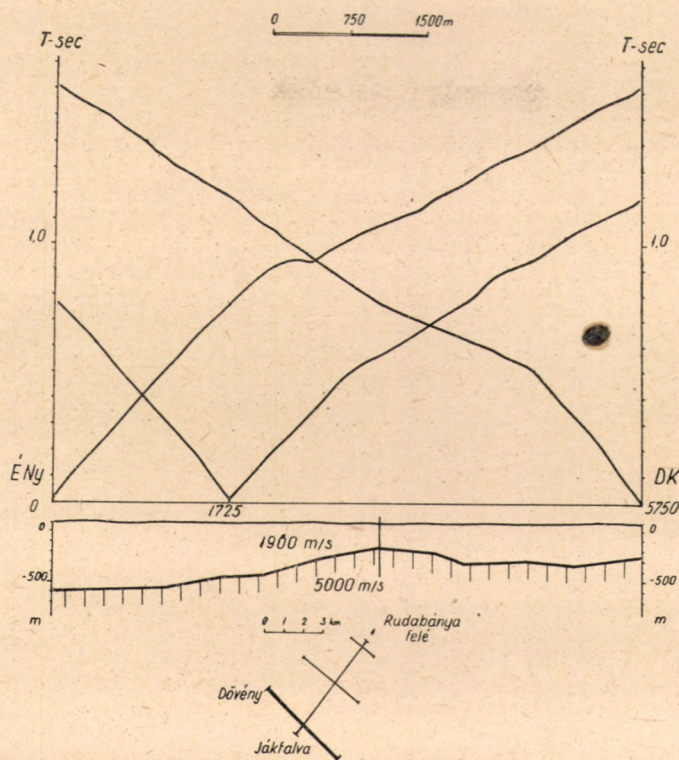
Ezen a területen két nagy hegység szerkezeti mozgás volt. Az első a kréta időszak végén játszódott le, amikor még csak az alaphegység volt meg. Ez a mozgás az alaphegységben DK—ÉNy irányú pikkelyeződést hozott létre. Geofizikai szempontból ez a mozgás nem lényeges, mert az alaphegység felszínének mindössze más alakot adott.

A második nagy mozgás az oligocén korszak végén játszódott le. Az alaphegységet ekkor már oligocén üledékek fedték. A mozgás olyan erős volt, hogy az alaphegység egyes rögeit az oligocén rétegek fölé pikkelyezte, és így fiatalabb kőzet fölé idősebb kőzet került (152. ábra).

A geofizikai kutatás szempontjából ez a második mozgás már nehezebb körülményeket teremtett, mert az alaphegység és a fedőhegység határának kimutatása néha még a gyakoribb zavartalan település mellett sem egyszerű, nemhogy pikkelyeződés esetén.

A miocén és a pannóniai rétegek, amelyek ezek után a mozgások után ülepedtek, meglehetősen zavartalanok.

Gravitációs kutatásnak ezen a területen csak az a feladata lehet, hogy meghatározza a meglehetősen homogén fedőösszlet alatt az alaphegység dőlését, a dőlés irányát és hozzávetőleges nagyságát. Ezt a feladatot a *Geofizikai Intézet* gravitációs kutatói megoldották.



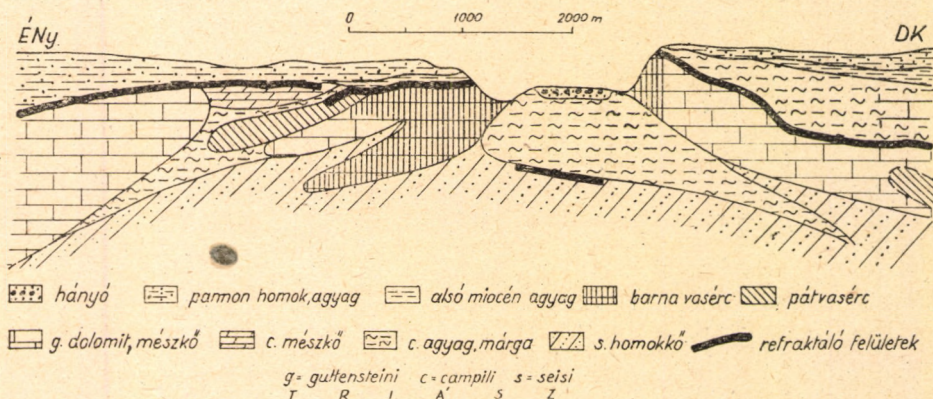
153. Refrakciós szelvény Rudabányától DNy-ra

Földmágneses kutatásnak a rudabányai vasérckutatók szempontjából nincs jelentősége, mert az üde érc mágneses szuszceptibilitása kevéssé vagy egyáltalában nem különbözik a környező kőzetekétől. Hasznos lehet azonban a földmágneses mérés az említett andezitagglomerátum felszíni kiterjedésének a körülhatárolására.

A geofizikai kutatómódszerek közül a szeizmikus refrakciós mérés nyújthatja és nyújtotta is a legtöbb és legjobb adatot a Rudabánya és Uppony között vonuló alaphegység domborzatáról (153. ábra).

A szeizmikus kutatómódszertől nem várhatjuk azt, hogy segítségével az alaphegység szerkezetét, sőt pikkelyes szerkezetét felderíthetjük. Mindössze azt várhatjuk, hogy az alaphegység felszínét tudjuk helyről helyre követni, de ez a felszín a valóságban hol a számban álló alaphegység, hol pedig valamely pikkely felszíne, vagyis az alaphegység átlagos felszíne (154. ábra).

Hogy a felsorolt nehézségek és akadályok ellenére a szeizmikus kutatástól mégis hasznos adatok várhatók, annak a következő oka van. Ha a pikkelydarab olyan vékony, hogy szeizmikus módszerrel nem mutatható ki, akkor — hiába ércesedett — bányászati szempontból sem műrevaló. Ha ellenben a pikkelydarab vastagsága eléri azt a méretet, amely a kimutathatóság feltétele, akkor szeizmikus szempontból átveszi az alaphegység szerepét, bányászati szempontból pedig — ha ércesedett — a pikkelydarab lesz a kutatás és művelés célja, nem pedig a szálban álló, de a pikkelydarab alatt esetleg túl nagy mélységben levő alaphegység.



154. Szeizmikus kutatással kimutatható refraktáló felületek pikkelyes szerkezetű területen (Rudabánya, Pantó nyomán)

A szeizmikus kutatással meg lehet állapítani, hogy a szóban levő területen az alaphegység mélysége 100 és 600 m között váltakozik. Az alaphegység felszínének tagoltsága csapás mentén (ÉK—DNy) kisebb, mint dőlés mentén (ÉNy—DK).

A triászkorú alaphegység terjedési sebessége 4000 m/s körül van. Felsőnyárád és Kurittyán között 5000 m/s körüli sebességgel — igen kis mélységben — valószínűleg a paleozóos alaphegység jelentkezett.

Az alaphegység átlagos dőlése DNy felé kismértékű, ÉNy felé jelentős.

Vízszintes irányú sebességváltozás az egyes képződményekben csapás- és dőlés mentén egyaránt alig van.

Az Uppony és Rudabánya között levő terület további, részletesebb szeizmikus kutatásokra még lehetőséget nyújt.

RÉZÉRC

A réz fontosabb elsődleges ércásványai a következők: termésvéz, kalkozin, kovellin, bornit, enargit, kalkopirit és fakóérc.

A rézérc a likvidmagmás fázis kivételével valamennyi magmadifferenciációs fázisban képződhet.

A világ legjelentősebb rézérctelepe a nevezetes Butte (USA, Montana, Anaconda Copper Co.), hidrotermális fázisban képződött. Jellegzetessége az, hogy az anyakőzet erősen zúzódott, továbbá az, hogy a telep kísérő ásványokban (ezüst, ólom, cink, arany) is gazdag.

Hidrotermális képződésű a híres Rio-Tinto telep is Spanyolországban.

Metaszomatikus telepfajta a Tsumeb telep (DNY Afrika, Otawi kerület).

Nem jelentéktelenek a kontakt pneumatolitos telepek sem. A világ réztermelésének mintegy 25%-át ilyenek szolgáltatják (USA, Arizona, Nevada; Mexiko, San Louis Potosi).

A világ műrevaló rézérctelepeinek nagyrésze elsődleges (magmás) telep és zömmel szulfidos ércek építik fel.

A *pannóniai fémirtományban* Csehszlovákia területén Banska Bistrica (Besztercebánya), Banska Lubietová (Libetbánya), Gelnica (Gölnicbánya), Rőznava (Rozsnyó), Smolnik (Szomolnok); Románia területén Baiuț (Rézbánya), Totos (Tótosbánya) az ismertebb rézérctelepek. Hidrotermális fázisban képződtek.

Magyarországon a legjelentősebb rézérctelep: *Recsk*.

A recski *Lahóca* hegy felső eocén korú biotitamfibolandezit vulkán; főleg tufa építi fel. Az andezittufa a középső oligocénban, — két párhuzamos, ÉNy—DK csapású szerkezeti vonalon belül — hidrotermális hatásra ércesedett (155. ábra). Az ércötmszök lényegében apró telérek sűrű hálózatából álló, szabálytalan elhelyezkedésű, finomhintésű fészkek. A telep ércásványai: enargit, pirit, kovellin, bournonit, fakóérc.

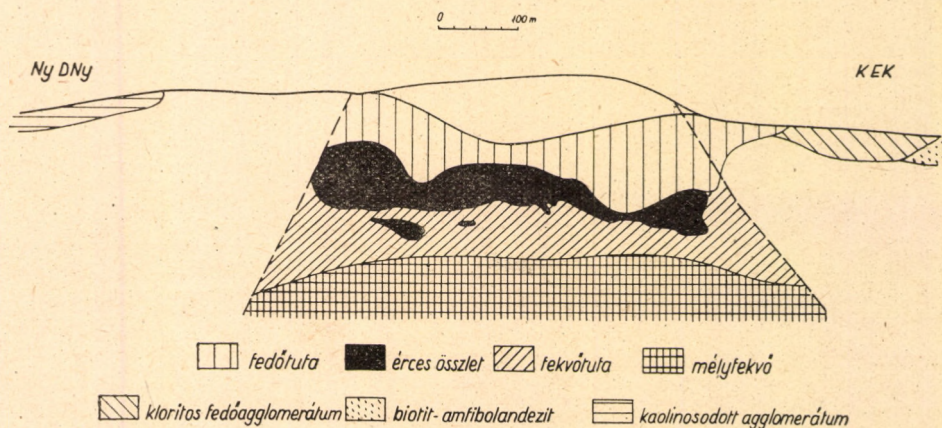
Az ércesedett tufaösszlet csapásban a Lahóca hegytől ÉNy-ra alsó oligocén meszes homokkő, DK-re pedig középső oligocén agyagtakaró és felszíni hordalék alá süllyed. A hegytől DK-re levő ércesedett tufa anyaga nem azonos a hegyet felépítő tufával, mert későbbi vulkáni működés terméke (középső oligocén).

A bányaművelés területén a recski telep lényegében egyetlen geofizikai kutatási feladatot nyújt: meg kell állapítani azt, hogy a vágatok között meddőknek vélt kőzet nem rejt-e magában újabb — eddig ismeretlen — ércötmszöket.

Több úton — elektromos induktív módszerrel, természetes potenciálméréssel — nem sikerült a problémát megoldani; végül is a geotermikus mérések bizonyultak alkalmasnak ilyen ércetstek kimutatására.

Az induktív mérés már kezdetben sem biztatott sikerrel, mert az ércetstek nem összefüggő telér, hanem finomhintésű fészkek, amelyben nem lehet

olyan erősségű áramot indukálni, amelynek szekundér mágneses tere a primér térhez hozzáadódva, kellő nagyságú kiértékelhető rendellenességet hozna létre. Több reményt nyújtott a természetes potenciálmódszer, mert az ércetest főleg szulfidos ásványokból áll. A recski érctelepeknek azonban nincsen oxidációs-cementációs zónájuk, és alakjuk is igen távol áll attól az idealizált alaktól, amelyet a 68. ábrán mutattunk be. Ezért az érctelepek környezetében nem alakulhatott ki megfelelő elektrokémiai potenciál, és így a természetes potenciálmérés módszerével folytatott kutatások is sikertelenek maradtak.



155. A recski Lahóca hegy földtani szelvénye a képződmények geofizikai szempontból történt bizonyos összevonásával
(Pantó nyomán)

A geotermikus mérés alkalmazásának elvi alapja az volt, hogy az oxidálódó ércetest hőt fejleszt és ezért az érces tömzs környezetének és a meddő kőzetnek a hőmérsékletkülönbsége finom műszerrel kimutatható.

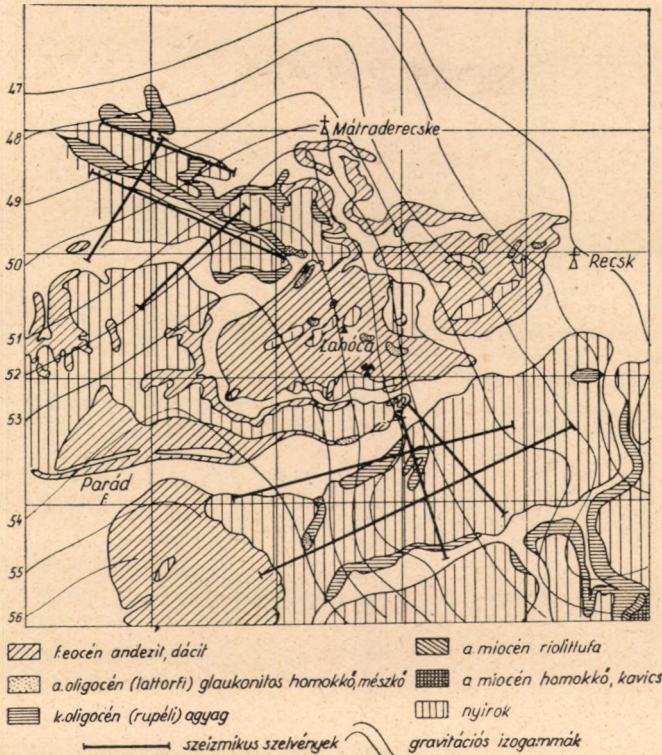
A kísérletek folyamán bebizonyosodott, hogy az oxidálódó tömzsök valóban jelentékeny hőt fejlesztenek. A tömzsök környezetének hőmérsékletkülönbsége a meddő kőzetekéhez viszonyítva olyan nagy, hogy a geotermikus kutatást akár szobahőmérővel is el lehet végezni.

Ha az érces képződmény csapás menti folytatását ki lehetne mutatni a hegytől ÉNy-ra levő alsó eocén, és DK-re levő középső oligocén kőzetekben a takaró alatt, akkor a Lahóca hegy érckészletét jóval derülátóbban lehetne megítélni. Ebből a célból a területen szeizmikus refrakciós méréseket végeztünk (156. ábra). A reflexiós módszer alkalmazását a várható kis mélység kirekesztette.

1936-ban ezen a területen Eötvös-inga mérés volt. Ezt megelőzőleg ugyanis az érces összletben egy kőolajzárványt tartalmazó kvarckristályt találtak, amelyről az a felfogás alakult ki, hogy azt a feltörő láva nyilván mélybeli kőolajtartalmú paleozóos kőzetből hozta magával. Az Eötvös-inga mérés célja az volt, hogy valamelyes adatot szolgáltatson a mélybeli esetleges kőolajtároló szerkezetről. A hegyes vidék, a vulkáni kőzetek jelenléte és a mélybeli települési viszonyok miatt ez nem sikerült. Kőolaj szempontjából sikertelenek maradtak a kinstári kőolajkutató mélyfúrások is; ezek a

fúrások azonban a lahócai érces képződményre és a Lahóca felépítésére vonatkozóan sok adatot nyújtottak. Ezekre az adatokra támaszkodott a szeizmikus refrakciós kutatás is.

A szeizmikus refrakciós kutatással sikerült a hegytől ÉNy-ra és DK-re is meghatározni az esetleg ércesedett képződmény mélységét. A mérés eredményeképpen kapott 3500 m/s terjedési sebességet azonosítani lehetett a középső oligocén korú andezittufával. Ezzel kapcsolatban felmerülhetne az az



156. A recki Lahóca hegy földtani térképe (a képződmények geofizikai szempontból történt bizonyos összevonásával) gravitációs izogammákkal és szeizmikus szelvényekkel

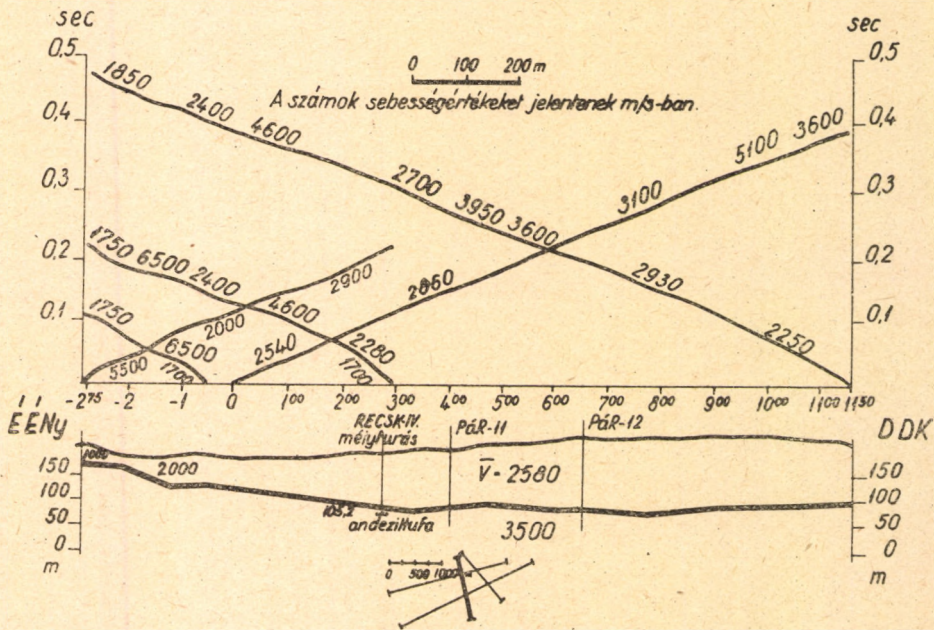
(Pantó nyomán)

aggály, hogy ez a tufa nem lehet érces, mert kora nem egyezik a hegyet felépítő tufa korával (felső eocén). Ez az aggály azonban elosztható azzal, hogy az a hidrotermális hatás, amely a Lahóca tufaösszletét ércesítette, még a középső oligocénnál is fiatalabb, tehát mind a két képződményt módjában volt ércesíteni.

A hegytől DK-re levő középső oligocén andezittufát több kilométeren keresztül nyomoztuk, és megállapítottuk, hogy sehol sem sülyedt 100 m-nél sokkal mélyebbre a felszín alá (157. ábra). A hegytől ÉNy-ra 4000 m/s sebességgel felső eocén andezittufa jelentkezett, felette a 3300–3500 m/s terjedési sebesség valamilyen alsó oligocén (latterfi) meszes, homokkőves képződményt jelzett. A mélység itt sem haladja meg lényegesen a 100 m-t.

Az érces képződményt közrefogó törések a mélyben szeizmikus kutatással nem határozhatók meg. Ennek oka az is lehet, hogy a rájuk vonatkozó feltevés nem állja meg a helyét, de az is, hogy a törési síkok közé fogott összetett fizikai jellemzőivel környezetétől nem különbözik.

Ez az utóbbi feladat azonban csak alárendelt jelentőségű; az esetleg ércesedett képződmény mélységének meghatározása a lényeges. A szeizmikus refrakciós kutatással ezt a feladatot jól megoldották.



157. Szeizmikus refrakciós szelvény a recki Lahóca hegytől D-re

Recskhez közel, a Darnó hegyben (Baj patak völgye) természetnyomok ismereteseek. Valószínűleg a Darnó hegy paleozóos mészkőösszetét átörő diabázintrúzióval vannak kapcsolatban. Geofizikai kutatás itt még nem történt. A feltételezett telérek meghatározására induktív mérés látszik alkalmasnak.

Gyöngyösorosziban (Fagyosasszony-táró) természetes potenciálmérésekkel kutatják az ugyancsak hidrotermális rézerctelepeket. Ezek a kutatások a bányászatnak máris sok adatot nyújtottak.

Itt említjük meg, hogy a Mátrahegység volt az első terület Magyarországon, amelyen a szervesetlen geokémiai kutatás megindult. A kísérleti jellegű kutatást a patakok vizének vegyi elemzésével (ditizonos módszer) végezték, és a víz fémtartalmának növekedése alapján próbálták nyomozni az ércesedés göczeit.

URÁN, THORIUM ÉS RITKA FÖLDFÉMEK

Az urán, thorium és a ritka földfémek (cerium, lanthan stb.) gyakran együtt, közös településben találhatók. Közös fizikai tulajdonságuk a sugárzás. Célszerű tehát őket együttesen ismertetni.

Az urán főércásványai az *uránszurokérc*, vagy *uraninit*, továbbá az *autunit* és a *carnotit*, amelyek az uranil gyöknek foszfátjai, illetve vanadátjai.

A thorium főércásványa a *thorianit* és a *monacit*.

Ezeken kívül még számos urán- és thoriumásvány ismeretes, amelyek közül egyik-másik bányászati jelentőségre is szert tehet.

A ritka földfémek közül legjelentősebb a cerium, amelynek főásványa az *allanit* (ceriumepidot).

Az urán és a thorium elsődlegesen főleg gránitos (alkáligránitos) magmából származik. Nagy számban vannak azonban másodlagos, üledékes telepek is. Az elsődlegesek vagy pegmatitok, vagy hidrotermális telérek.

A másodlagos telepek igen változatosak. Vannak urántartalmú bitumenes-kőolajos, továbbá foszfátos palák, carnotit homokkövek és oxidációs dúsulások. A felsorolt palák tengeri származásúak, egy-két tized százalék U_3O_8 van bennük. A carnotit telepek száraz éghajlatú vidékek szárazföldi képződményei.

A *torlattelepek* minden egyes urán- vagy thoriumtartalmú kőzet mechanikai felaprózódásából és áthalmazódásából származhatnak. A torlattelepekben főleg thorianit és monacit dúsul fel.

A thorium legfontosabb telephelyei a torlatok, az uránnál a magmás telepek is jelentősek.

Az elsődleges telepek közül a pegmatitokban autunit és uraninit a fő radioaktív ércásvány. Ezekhez ritka földfémek is gyakran társulnak. A pegmatitos fázis ezek és a thorium szempontjából jelentősebb, bár az urántartalom is jelentékeny lehet.

Radioaktív pegmatitokat az ősi pajzsok területén, főleg az egyes masszívumok szélén ismerünk. Karjalában, a Fennoskandiai pajzs szegélyén, Ukrajnában a Podoliai masszívum szegélyén, Üzbekisztánban a Tibeti pajzs szegélyén, továbbá az Uralban, Belga-Kongóban, Madagaszkár szigetén, Indiában, Ausztráliában (Mount Painter, Radium Hill), Kanadában (Ontario-Quebec), az Appalachokban és Dél-Norvégiában (Tvedestrand, Arendal, niobat-tantalát pegmatitok) ismerünk nagyobb telepeket.

Sokkal jelentősebbek — az urán elsődleges telepei között legjelentősebbek — a hidrotermális urántelepek. Európa legfontosabb ilyen telepei a Cseh-Szász érchegység-beli, amelyek a variszkuszi gránitmagmatizmussal kapcsolatosak, hasonlóan az itteni ónércéhez. Az uránszurokércet tartalmazó területek legjelentősebbje Jachymov (Joachimstal) környékén van. A telepek itt csillámpalában vannak.

A jachymovi nyersérc kb. 1% uránszurokércet tartalmaz. A Riesengebirge-ben és Cornwall-ban is van alárendelt jelentőségű ilyen típusú urántelep.

Teleptánilag a Cseh-Szász érchegységbelihez hasonlít a világ legnagyobb uránszurokérc előfordulása Kanadában, a Nagy Medve tó mellett.

Eddig két fő érterület ismeretes itt, az egyik a La Bine Point környékén, a másik 15 km-re délebbre, a Kontakt tó mellett. La Bine Pointnál metamorfizált prekambriumi vulkáni kőzetben és finomszemű üledékekben vannak az érczónák. Az uránszurokérc tömött, amorf.

A Kontakt tó melletti telepek sokban hasonlítanak az előbbihez; az eltérés csak annyi, hogy prekambriumi metamorf üledékekben granodiorit és gránit intruzió van.

A kanadai urántelepek felfedezése előtt a világ legnagyobb urántermelője a Belga-Kongó-i *Katanga* bánya Shingolobwe telepe volt. Ezt a telepet 1915-ben fedezték fel. 1920 és 1938 között a világ urántermelésének zöme innen került ki. Ma már meglehetősen kimerült.

Több, egymásután keletkezett paragenézis (ásványtársulás) van a telepben, mint a kanadaiakban is. Az uránszurokérc a második fázis terméke. A telepeknek jelentős oxidációs zónájuk is van, ezekben uránhidroxidok és szilikátok, egyéb szilikátok és foszfátok képződtek.

A hidrotermális telepek között megemlíthetjük még Portugáliában a Vizeu, Guarda és Belmonte környékén levő gránitos intruzióval kapcsolatos telepeket.

Láthatjuk, hogy az elsődleges uránérctelepek savanyú (világosszínű) eruptívumokhoz kapcsolódnak. Tekintve, hogy rendszerint nem egyedül, hanem a hidrotermális fázisban az ezüsttel, kobalttal, nikkellel és bizmutterrel, a pegmatitos fázisban szulfidos ércekkel közös paragenézisben jelennek meg, *geofizikai* módszerekkel való *kutatásukra* részben azok a szabályok érvényesek, amelyek bármely más ilyenfajta érctelep kutatására.

A kanadai uránszurokérc-telepekkel kapcsolatban a geofizikai módszerekkel való szerkezetkutatás is tekintetbe jöhet.

Az urántelepek felszíni kibúvásának meghatározása legegyszerűbben Geiger—Müller számlálócsöves radiometriai berendezéssel történhet. Mivel azonban a sugárzást már egy vékony nemsugárzó kőzetréteg is elnyeli, a telepek helyének meghatározására sokszor alkalmasabb lehet valamely egyéb geofizikai módszer. A pegmatitos telepekben pl. szulfidos ércek kísérik a sugárzó ásványokat. Ilyen telepnek a kutatására a természetes potenciálmérés módszere alkalmazható. A hidrotermális telepek ellenben általában teléresek; a telérek kutatására pedig az induktív módszerek a legalkalmasabbak.

Fúrás minták sugárzási vizsgálatánál a vegyi elemzés mellett ismét a számlálócsöves vagy a szcintilloszkópos vizsgálat jöhet számításba.

Az üledékes urántelepek sorában fontosak a carnotittelepek, lényegében carnotit kötőanyagú homokkövek. A carnotit agyaglencsékben és önálló kis konkréciókat alkotva is megjelenhet. A carnotit ércek 2,5—3,0% U_3O_8 -ot tartalmaznak.

Az Egyesült Államokban, Colorado és Utah államokban ismerünk jurakori ilyen telepeket. Ugyanitt kisebb mennyiségben permkori carnotit homokkövek is vannak.

A Szovjetunióban, a Ferghana medencében vannak carnotit telepek kambriumi agyagpalákban; a Ferghana medencétől délre, szilurkori urántartalmú bitumenes palák vannak. Ugyanilyen palák vannak Svédországban is.

Az üledékes uránérctelepek rendszerint törmelékes eredetűek és — az olajpalával kapcsolatos telepeket kivéve — rendszerint világosszínűek. A dús carnotit tartalmat citromsárga szín jelzi.

A radioaktív ásványok torlattelepei közül legismertebbek a monacit, thorianittelepek. Ezek a telepek elsősorban thoriumtelepek, de uránt is tartalmaznak. Részben tengeri, részben folyóvízi torlatok. Az Indiai Unióban, Ceylonban és Braziliában vannak ilyen telepek.

A pannóniai fémtartományban — így hazánkban is — elsődleges urán- vagy thoriumtelep nincs. A velencei hegység, valamint a Fazekasboda-Mórág-y-i paleozoikum gránitjában található kevés urán és ennek mintegy 5—10-szeresét kitevő mennyiségű thorium. A velencei hegység gránitjának átlagos urántartalma 6 g/tonna. Kevés urán és thorium van a Sopron-Kőszeg-Rohonci kristályos hegységben is.

Üledékes uránérctelepünk a közelmúltban felfedezett kővágószőlősi telep permi vöröshomokkőben. Az urán eloszlása a homokkőben rendkívül szeszélyes; viszont maga a homokkőösszlet igen nagy kiterjedésű.

A gánti bauxitban és az ajkai krétakori barnakőszénben ismerünk még olyan mennyiségű uránt és thoriumot, ami szokatlan a bauxitban, illetve a barnakőszénben. Ezek a szennyezések a jelenlegi technológia mellett önálló ércásványként nem művealóak.

A torlat és általában az üledékes radioaktív ásványtelepeknél elsőként szintén a számlálócsöves kutatást említjük. Az üledékes telepek rendszerint a felszínen vannak, és nemcsak maguk, hanem lepusztulási termékeik is, sőt a területükről lefolyó patakvizék is sugároznak. Így egy számlálócsöves mérés földtani vizsgálattal egybekötve, gyors eredményt adhat.

Ha a telepnek a jelenlétét már megállapították, és csak a telep, torlat, illetve réteg vastagságát, települési körülményeit kell felkutatni, akkor fennállanak mindazok a lehetőségei a geofizikai kutatásnak, amelyek bármely más üledékes kőzetnél, illetve telepnél fennállanak. A torlatmélyedéseket minden bizonnyal gravitációs minimumok jelzik, a torlatcsatorna elhelyezkedésének meghatározására pedig igen alkalmasnak látszik a szeizmikus refrakciós módszer; a torlatcsatorna aljzatát ugyanis rendszerint szilárd (nagy terjedési sebességű) kőzet alkotja.

A monacithomok sokkal nagyobb mennyiségben tartalmaz magnetitet és ilmenitet, mint thoriumot. Színe után az ilyen homokot *fekete homok*nak nevezik. A fekete homokok kutatására, kiterjedésük körülhatárolására a földmágneses módszer alkalmazható; a telepnek ugyanis a fizikailag legjellegzetesebb ásványa nem a sugárzó thorium, hanem a nagy mágneses szuszceptibilitású magnetit és ilmenit.

A radiometriai kutatás, illetve a sugárzó ásványok geofizikai kutatása nyilván igen nagy fejlődés előtt áll.

A GEOFIZIKAI MÓDSZEREK ALKALMAZÁSA EGYÉB ÁSVÁNYI NYERSANYAGOK KUTATÁSÁRA ÉS MÉRNÖKI FELADATOK MEGOLDÁSÁRA

Nem szabad azt hinnünk, hogy a geofizikai kutatómódszerek alkalmazási köre az eddig ismertettekkel teljes. Sőt inkább azt mondhatjuk, hogy alig van, vagy pedig egyáltalában nincs olyan ásványi nyersanyag, amelynek legalább valamelyik telepajtájánál geofizikai kutatómódszer ne lenne alkalmazható. A geofizikai kutatómódszerek alkalmazásának kiterjesztésében a magyar geofizikusok mindig az elsők között voltak és azok ma is, sőt — mint tudjuk — a geofizikai módszereknek ásványi nyersanyagkutatásban történő alkalmazása Magyarországon kezdődött.

Az előbbieken elsősorban olyan geofizikai módszerekkel folytatott ásványi nyersanyagkutatásokról számoltunk be, amelyeknek egyrészt nagy gazdasági jelentőségük van, másrészt sikeresek voltak.

Vannak azonban Magyarországon olyan ásványi nyersanyagtelepek is, amelyek nem tartoznak olyan hatalmas iparágakhoz, mint pl. a kőolaj vagy a kőszén, de jelentőségük azért igen nagy.

Ilyen pl. a *mangán*. A hazai mangántelepek üledékes eredetűek. Az északi Bakonyban Urkút környékén geoelektromos és szeizmikus refrakciós módszerrel kísérletek folytak a mangán települési körülményeinek felderítésére. A kísérletek azt mutatták, hogy — jóllehet nem mindenütt — de ennek az ásványi nyersanyagfajtának a kutatására is alkalmazható geofizikai módszer. Sem az elektromos, sem a szeizmikus módszer nem alkalmazható ott, ahol a telepet eocén és kréta mészkő fedi, de ahol a mangánérc felszínközeli karsztos töbröket tölt meg, ott valószínűleg mind a két módszer sikerrel alkalmazható.

Északi hegyvidékünkön *kaolin* és *bentonit* kutatására végeztek kísérleteket elektromos ellenállásmérő módszerrel. Ezek a kísérletek is a siker ígéretével zárultak.

Az *öntödei homok*, a cementgyártásra alkalmas mészkő és márga, a *gipsz* és *anhidrit* kutatásában még távolról sincsenek kimerítve azok a lehetőségek, amelyeket a geofizikai kutatómódszerek nyújthatnak.

Ügyszintén a *víz*kutatásban látszanak még ilyen vonatkozásban kihasználatlan lehetőségek. A karsztvíz meghatározása geotermikus módszerrel máris sikerrel járt, és miért ne járna sikerrel a Nagyalföld víztároló homoklencséinek geoelektromos kutatása abból a célból, hogy az artézi kútak hálózata kibővíthető legyen. Források, vízszállító törések kutatása karsztos fennsíkon, a geoelektromos ellenállásmérő módszer számára ma még csaknem érintetlen terület.

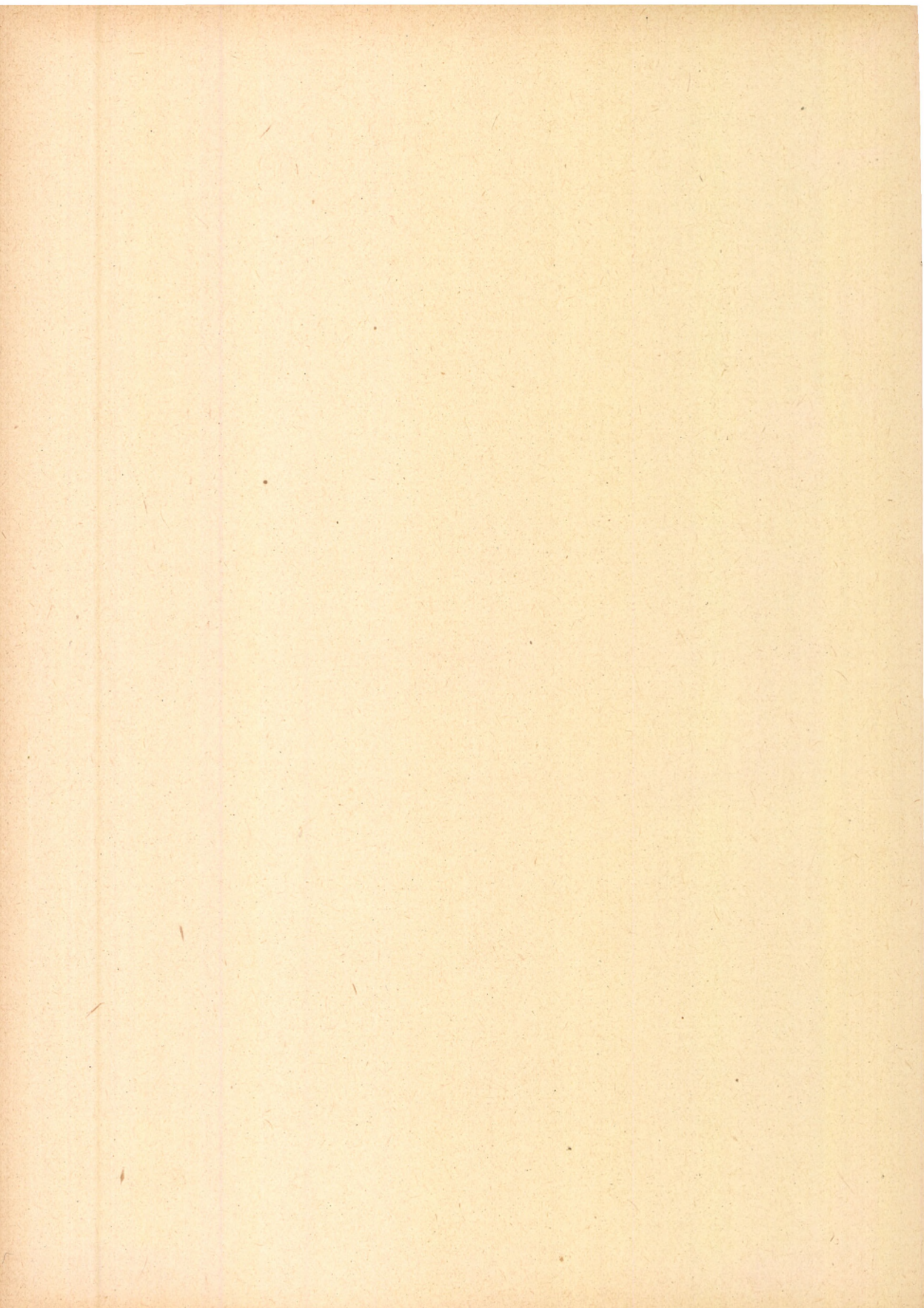
A *geofizikai kutatómódszereknek mérnöki alkalmazása* hazánkban manapság már meglehetősen tekintélyes hagyományokkal rendelkezik. Geoelektromos ellenállásmérő módszert és szeizmikus refrakciós módszert alkalmaztunk siker-

rel, tervezett *völgyzárógátak* általajának felderítésére. Nagyfeszültségű *elektromos távvezetékek* leendő nyomvonalát vizsgáltuk és melegvízű *szökevényforrásokat* kutattunk a Dunában. Háborús *aknák* helyét derítettük fel a Tiszában, és a felszínről meghatároztuk *barlangok* üregeit.

E néhány kiragadott példa mutatja, hogy milyen széleskörű Magyarországon a geofizikai kutatómódszerek alkalmazási területe.

*

Reméljük, hogy akik ezt a könyvet elolvasták, szert tehettek néhány olyan ismeretre, amelyet további kutatómunkájukban és a geofizikai kutatómódszerek alkalmazásának a kiterjesztésében hasznosíthatnak.



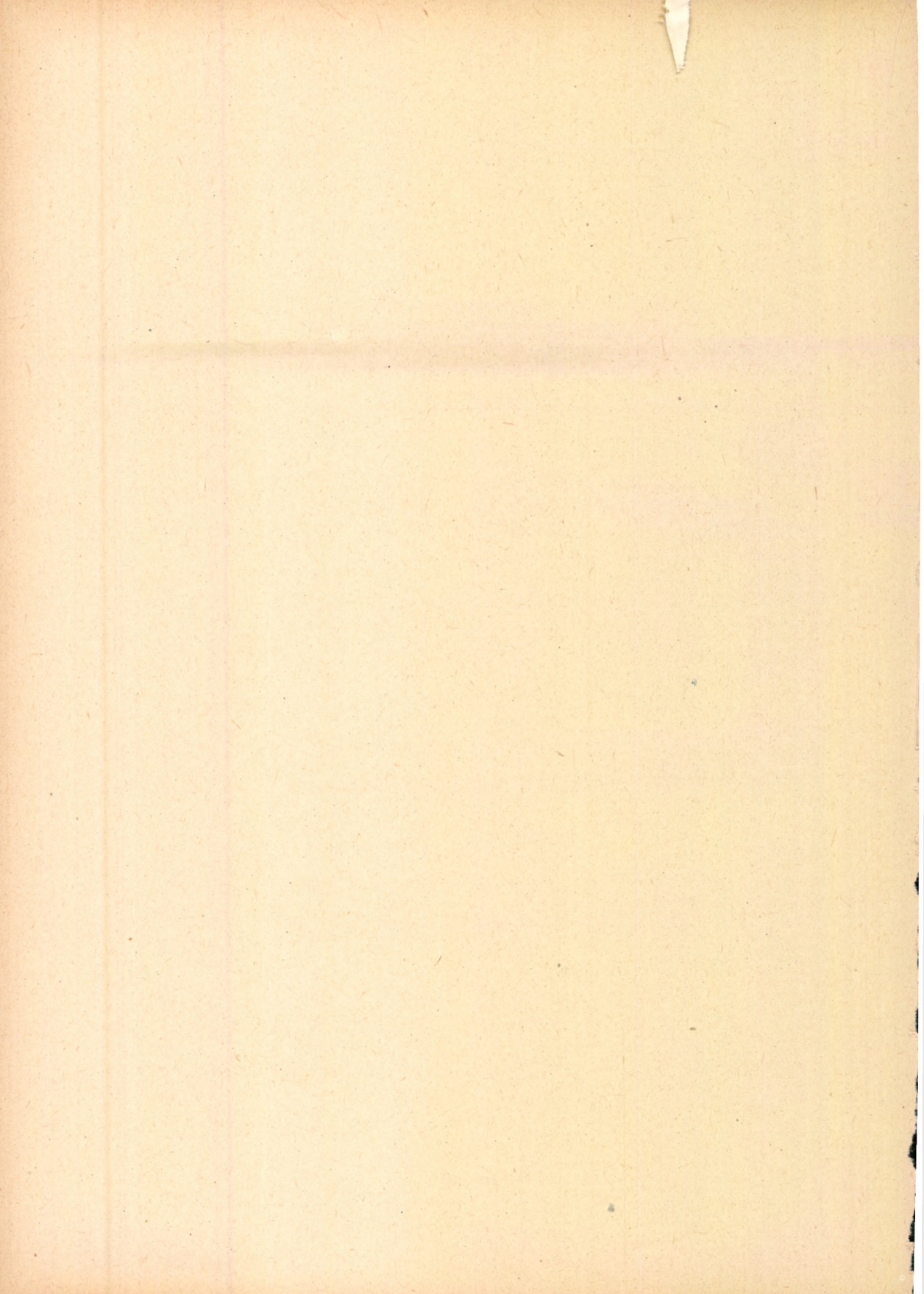
IRODALOM

- ALLEN, C. F.—LOMBARDI—WELLS: The Application of the Reflection Seismograph to Near Surface Exploration. *Geophysics*, Vol. XVII, 1952.
- BECKER, H.: *Gebirgsbildung und Vulkanismus*. Borntraeger, Berlin, 1940.
- CLARKE, F. W.: The Data of Geochemistry. United States Geol. Survey, Dept. of Int. Wash. Bull 770. 1924.
- CLEWELL, D. H.—SIMON: Seismic Wave Propagation. *Geophysics* Vol. XV. 1950.
- DIX, C. H.: *Seismic Prospecting for Oil*. Harper, New York, 1952.
- EGYED, L.: *Geofizika*. Egyetemi Jegyzet, Budapest, 1953.
- EGYED, L.: *Geofizikai alapismeretek*, Tankönyvkiadó, Budapest, 1955.
- EGYED, L.: *A Föld fizikája*, Akadémiai Kiadó, Budapest, 1956.
- EMMONS: *Geology of Petroleum*. McGraw-Hill, New York, 1931.
- EMMONS: *The Principles of Economic Geology*. McGraw-Hill, New York, 1940.
- FACSINAY, L.: *Gravitációs mérések és izosztázia*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1952.
- GÁLFI, J.: *A levegőben robbantás módszerének alkalmazása a hazai gyakorlatban*. *Geofizikai Közlemények* Budapest, 1952.
- GAMBURCEV, G. A.—RIZNYICSENKO, JU. V.—GERZON, I.: *Korrelacionnűj metod preloml-jonnűh voln*. Izdatyelsztvo Akad. Nauk SzSzsR, Moszkva, 1952.
- GILLIN, J. A.—SHOCK—ALCOCK: An Application of Seismic Surveying to the Location of Bauxite in Arkansas. *Geophysics*, Vol. XVII. 1942.
- GRANIGG, B.: *Die Lagerstätten nutzbarer Mineralien*. Springer Verl. Wien, 1951.
- HAGER, D.: *Practical Oil Geology*. McGraw-Hill, New York, 1951.
- HELLAND, C. A.: *Geophysical Exploration*. Prentice Hall, New York, 1951.
- JAKOSKY, J. J.: *Exploration Geophysics*. Trija, Los Angeles, 1950.
- KRUMBEIN, W. C.: Some Relation Among Sedimentation, Stratigraphy and Seismic Exploration. *Bull. A. A. P. G.* Vol. 35, No. 7, 1951.
- LÄHEE, F. H.: *Field Geology*. McGraw-Hill, New York— 1940.
- LYONS, P. L.: A Seismic Quality Map of the USA. *Geophysics*, Vol. XVI, 1951.
- MAURITZ, B.—VENDL, A.: *Ásványtan*. Egyetemi Nyomda, Budapest, 1942.
- MUSKAT, M.: *Physical Principles of Oil Production*. McGraw-Hill, New York, 1949.
- NETTLETON, L. L.: *Geophysical Prospecting for Oil*. McGraw-Hill, New York, 1940.
- OLIPHANT, CH. V.: Comparison of Field and Laboratory Measurements of Seismic Velocities in Sedimentary Rock. *Bull. Geol. Soc. America*, Vol. 61, 1950.
- PANTÓ, G.: Szerkezeti és ércképződési megfigyelések a rudabányai vasércvonulaton. Földtani Intézet, Évi Jelentés, függelék 10, Budapest, 1948.
- PANTÓ, G.: A reeski Lahóca felépítése és érce. *Földtani Közöny*, Budapest, 1951.
- PEKÁR, D.: Bauxitok kimutatása földmágneses módszerekkel. *Matematikai és Természettudományi Ért.* LVI. köt. Bp. 1937.
- POULTER, TH.: The Poulter Seismic Method of Geophysical Exploration. *Geophysics*, Vol. XV. 1950.
- PETRASCHEK, W.—PETRASCHEK, W. E.: *Lagerstättenlehre*. Springer, Wien, 1950.
- RITTMANN, A.: *Vulkane und ihre Tätigkeit*. F. Enke Vlg. Stuttgart, 1936.
- RUSSELL, W. L.: *Principles of Petroleum Geology*. McGraw-Hill, New York, 1951.
- SCHIEFFER, V.: Az izosztatikus anomáliák és a hegységképződési vergenciák összefüggése. *M. Tud. Akad. Műsz. Oszt. Közl.* VII. köt. Bp. 1952.
- SCHMIDT, E. R.: A Kinestár Csonkamagyarországi Szénhidrogénkutató Mélyfúrásai. Földtani Intézet Évkönyve, XXXIV. köt. Bp. 1939.

- SCHMIDT, E. R.: A Kárpátok és általában a lánchegységek szerkezetének geomechanikai szintézise. Földtani Int. Évkönyve XXXVIII. köt. Bp. 1947.
- SCHMIDT, E. R.: A Föld felszínének geomechanikája. Földtani Közlöny, Bp. 1948.
- SCHNEIDERHÖHN: Erzlagerstätten. F. Enke, Stuttgart, 1949.
- SCHNEIDERHÖHN: Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. Vlg. F. Enke, Stuttgart, 1952.
- SEBESTYÉN, K.: Mérési tapasztalatok alacsonyfrekvenciás váltóáramú földellenállásmérő alkalmazhatóságára. Geofizikai Közlemények. I. köt. Bp. 1952.
- STILLE, H.: Zur Frage der Herkunft der Magmen. Vlg. Akad. Wissenschaft. Berlin, 1940.
- STILLE, H.: Der Subsequente Magmatismus. Akademie Vlg. Berlin, 1950.
- SZÁDECZKY-KARDOS, E.: Szénkőzettan. Akadémiai Kiadó Budapest, 1952.
- SZÉNÁS, GY.—ÁDÁM, O.: Szeizmogeológiai viszonyok Délnyugat-Magyarországon. Geofizikai Közlemények. II. köt. Bp. 1953.
- SZENTES, F.: Aszód távolabbi környékének földtani viszonyai. Magyar Tájak Földtani Leírása, Stádium, Bp. 1943.
- SZTRÓKAY, K.: Teleptan. Egyetemi Jegyzet, Bp. 1950.
- UMBROVE, H.: The Pulse of the Earth. Martinus Nijhoff, The Hague, 1947.
- VADÁSZ, E.: A Mecsekhegység. Magyar Tájak Földtani Leírása, Stádium, Bp. 1935.
- VADÁSZ, E.: Bauxitföldtan. Akadémiai Kiadó, Bp. 1951.
- VADÁSZ, E.: Kőszénföldtan. Akadémiai Kiadó, Bp. 1952.
- VADÁSZ, E.: Magyarország földtana. Akad. Kiadó, Bp. 1953.
- VAN BEMMELEN: Geology of Indonesia. Bureau of Mines, Indonesia, The Hague, 1949.
- VENDEL, M.: Teleptan. Egyetemi Jegyzet, Sopron, 1952.
- VENDL, A.: Geológia. Egyetemi Tankönyvkiadó, Bp. 1952.
- VER WIEBE, W. A.: How Oil is Found. Wichita, Kansas, Edwards Bros. 1951.
- WEST, S. S.: The Effect of Density on Seismic Reflections. Geophysics, Vol. VI. 1941.

TÁBLÁZATOK JEGYZÉKE

I. A fontosabb magmás kőzetek	19
II. Földtörténeti kortáblázat	40
III. A kőzetek sűrűsége	54
IV. A kőzetek, ércásványok és ércek mágneses szuszceptibilitása	89
V. A longitudinális rengéshullám terjedési sebessége a kőzetekben	108
VI. Néhány kőzet, illetve ásvány fajlagos ellenállása	145
VII. Behatolási mélység a frekvencia és a fajlagos ellenállás függvényében	168
VIII. A hőfluxus nagysága a Föld különböző helyein	173
IX. Néhány termoelem termoelektromos feszültsége mV-ban	175
X. Néhány fém ellenállásának hőmérséklet-függősége	176
XI. Néhány kőzet fajhője CGS-ben	177
XII. Néhány kőzet és ásvány hővezetőképessége	178
XIII. Az ismertebb kőzetek átlagos radioaktivitása	183
XIV. Egyes kőszénfajták fűtőértéke	218
XV. A kőszénfajták Regnault—Gruner-féle beosztása	219
XVI. Sebességtáblázat a Mecsekhegység néhány kőzetösszletéről	228
XVII. A DNy-i Bakony átlagos rétegsorának főbb fizikai tulajdonságai	237
XVIII. A világ metamorf vasérckészlete	244



NÉV- ÉS TÁRGYMUTATÓ

A—Á

abisszikus szint 16
 abszolút hőmérséklet 145
 abszorpció 106
 achát prizma 100
Airy 28
 aknák 259
 akusztikus ellenállás 106
 alapbreccia 22
 alapfúrás 213
 alaphegység 22, 137, 140, 152, 215, 216, 217, 224, 248
 alapkonglomerátum 22
 alaptelep 137, 220, 223
 allanit 255
 allochton telep 220
 alpesi mozgás 29
Alpida hegység 28,29
 alsópannoniai rétegösszlet 39
Altaidák 29
 amplitúdószabályozás 126
 anhidrit 258
 anizotrópia 111
 anomália 72, 85, 94, 95, 96
 anomális polarizáció 88
 antiklinális 33, 34, 207
 anyakőzet 203
 apofízis 16
Arctowski 181
 aszfaltbázisú kőolaj 204
 asztatizáló erő 62
 autochton telep 220
 autunit 255
 azonosság 128
 állomások helyének meghatározása 69
 áram-sűrűség 152, 153
 árok 33, 37
 ásványi nyersanyagtelepek rendszere 43
 átalakult (metamorf) kőzetek 26, 55, 88, 111, 147
 átbuktatott redő 34
 átlagoló szint 141
 átlagsűrűség 56
 átlótt réteg 137
 áttolt takaró 34
 átütő redő 56, 207

B

Bagamér 244
Bakony 221
 bakteriológiai kutatómódszer I. geobakteriológiainál is 183
Balaton 75
Banai Gyula 66
 barlangkutatás geofizikai módszerekkel 259
 barnakőszén 219
 barométeres kompenzálás 63
 batolit 14
 bauxit 56, 233
 bauxitkutatás geofizikai módszerekkel 234
Bárdossy György 242
 bázisállomás 154, 156
 bázisos kőzetek 13
 bázisvektor 154
Beaumont, Élie de 27
 belső erők I. endogén erők 33
 bentonit 258
Biharnagybajom 75, 213
 biokémiai kiválási telepek 45
 bipolaritás 81
 boltozat 74, 207
Borisláv 179
Bouguer-anomália 57, 206
Bouguer formula 70, 71
Bouguer-hatás 57, 70
Böckh Hugó 76
 brachiantiklinális 35
 breccia 22
 bubok 35
Budafapuszta 206
Bunsen-féle jégkálorméter 177
Bugyi 181
Bükkhegység 75, 223

C—Cs

carnotit 256
Cassinis 57
 cementációs öv 44, 45, 146, 149
 centrifugális erő 50
Clinton 17, 44
Conrad-felület 195

Coulomb-féle törvény 81
Curie-pont 85, 87
csapás 24
csatorna 120
Cserhát 223
csillapítás 122
 nélküli saját frekvencia 122
csúszási lap 37

D

dagadó kúp 15
Darnóhegy 254
deklináció 82, 96
deklináció térbeli változása 97
deklinációs variométer 97
deszcendens telepek 45
délnyugati torlódás öve 33
Dg 57
diagenezis 22
diamágnés 85
diapir 56, 207
dielektromos állandó 143
diffúz visszaverődés 117
dinamometamorfozis 26
direkt hullám 133
diszkordancia 22, 42, 43
 rétegtani 42
 szög- 22, 42
 tektonikus 22, 42
disszociáció 144
 foka 144
domborzati viszonyok meghatározása 69
dómkok 35
dőlés 24

E—É

effúzív (kiömlési, vulkáni) kőzetek 15
Egercsehi 223
Egyed László 30, 31, 32
egyenáramú módszerek 148
ekvipotenciális felület 50
ekvipotenciálvonalas térkép 150
elárasztott zóna 188
elektrokémiai potenciál 187
elektrolites vezetés 144
elektromos ellenállásmérés 159
elektromos ellenállásmérés fúrólukban 188
elektromos hőmérők 174
elektromosság 143
elektromos távvezetékek 259
elektronos vezetés 144
ellenálláshőmérő 174
ellenállás görbék 165
ellenállásmérő módszer 159
ellenállás szelvényezés 164
ellenállás szelvény 164
ellenállástérkép 164
elnyelődés 106, 107

előkompenzátor 156
előkristályosodás 15
első beérkezések módszere 130
elsőosztályú vezetők 144
eltemetett hegység 209
elvetés nagysága 36
elvetés távolsága 36
emelet 39
endogén erők 33
eocén barnakőszén 221
Eötvös-egység 73
Eötvös-inga 60, 63, 64, 65, 66, 67, 68, 208
Eötvös Loránd 76, 97
Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, Magyar
 Állami 33, 208, 212
epicentrum 33
erőzőbázis 210
erősítő 120, 122
erővonal 50
Eucken 177
exhalációs telep 17, 44, 243
exogén 33
extinkciós együttható 107
égési meleg 218
éghető anyagok telepei 45
„É-i pikkely” 225
élettájékok 38, 39
érckutatás geoelektromos módszerekkel 170
érctorlatok 45
értelmezés, 73 104, 140, 170
észlelőkocsi, lásd műszerkocsinál is 128, 185
észlelt érték 57

F

fajhő 174, 177
fajlagos elektromos ellenállás 143
fajlagos mágnesezhetőség 84
Faraday-állandó 145
Faye-féle hatás 71
fácies 21
fázisanómália 169, 170
fáziskorrelációs refrakciós módszer 130, 139
fedő 25
fedőhegység 22, 137
fehértermékarány 204
fekete homok 257
feketekőszén 219
fekvő 25
fekvő redő 34
felgyűrődés 29
felmágnesezés 84
felületi hullám 105, 116
ferde redő 34
ferromágneses anyagok 85, 87
 remanens mágnesezettsége 85, 87
 hematit 85, 87
 magnetit 85, 87
 pirrotin 85, 87
feszültséggradiens 147
félvezetők 177

fémes vezetés 143
 fényérzékeny szalag 120, 156
 fészek 17
 filtrációs potenciál 147, 151, 187
 flexura 210
 fotoklinométer 196
Fourier 173
 főalappont 103
 főkristályosodás 15
Föld 43, 50
 kora 43
 lapultsága 50
 mint mágnes 82
 földes-fás barnaköszén 219
 földgáz 203
 földi mágneses tér 62
 erőssége 82
 földi nehézségi erő 50
 földmágneses anomália izoanomál térképe 104
 földmágneses anomaliaszelvények 102, 104
 földmágneses anomáliatérkép 96
 földmágneses kutatómódszer 96
 földmágneses mérés 101, 102
 földmágneses rendellenesség 85, 96
 földpát 13
 földrajzi hosszúság 59
 földrajzi szélesség 59
 földrengések 33
 földtani szelvény 167
 földtörténeti korbeosztás 39, 40
 fűrőiszap 187
 fűrőlyukátmérő meghatározása 185, 197
 fűrőlyuk ferdeségének meghatározása 185
 fűtőérték 218

G

gal 57
 γ -szelvényezés 198
 galvanométer 120, 127
 galván áramok 145
 gázexpanzió 174
Geiger—Müller-féle számlálócső 183, 198, 256
Gellivaara 44
 geobakteriológiai kutatómódszer l. bakterio-
 lógiainál is 183, 184
 geodéziai munkák 69
 geoelektromos ellenállásmérés 148, 237
 geoelektromos kutatómódszer 143, 148
 geofon 115
 geokémiai kutatómódszer 183, 184
 geokémiai szelvényezés 185
 geotermiai optika 114
 geometriai szóródás 107
 geoszinklinális 28
 geotermikus gradiens 173
 geometrikus kutatómódszer 174
Gerecse 223
 gerjesztett (indukált) mágnesség 83, 85, 89
 gerjesztett potenciálmódszer 148
 gipsz 258

Goguel 30
 gotlandium 39
 görbület, lásd nehézségi gyorsulásnál is 51, 52
 görbületi eltérés normális értéke 60
 görbületi térkép 73, 75, 76
 görbületi variométer 63
 gradiens, lásd nehézségi gyorsulásnál is 51, 52
 gradiensszonda 189
 gradiensszondázás 161
 gradienstérkép 73, 75, 76
 graviméter 60
 graviméter rugóállandója 61
 graviméter tömege 61
 gravitációs anomáliák 72
 gravitációs állandó 49
 gravitációs differenciálódás 15
 gravitációs hatás 57
 gravitációs kutatómódszer 56, 57
 gravitációs maximum 72, 76
 gravitációs mérés 69, 236, 245
 gravitációs minimum 72, 76
 gravitációs rendellenesség 59
 gravitációs vonzás 49
 elemi törvénye 49
 gránitosodás 25
Grängesberg 44
Griggs 30
 gyökérrégió 34
 gyűrthegeységek 27
 gyűrődés 33

H

hamu 218
 hanghullámok 116
 haránthullám 105
 haránttelér 18
 határfelület 55, 105
 hazánk köszénterületei 221
 háborus aknák felderítése 259
 hányadosanomália 169, 170
Härmashatárhegy 182
Heiland C. A. 54, 89, 108, 178, 183
Heiland-féle graviméter 62, 63
Heiskanen 28
 hegység szerkezeti mozgások 26
 helyi szélsőérték 73
hercyni-variszkusi redőhegység 29
 hézagterefogat 52
 hidrotermális fázis 16, 243
 telepek 44
 kiszorítási telepek 44
 higanys bothómérő 174
 hipoabisszikus szint 16
 horizontális gradiens, l. nehézségi gyorsulás-
 nál is 51, 52, 65, 73
 horizontális irányítóképeség, l. nehézségi
 gyorsulásnál is 51, 52, 64
 horizontális variométer 63
 horizontális variométer műszerállandója 99
 hosszanti hullám 105

hőfluxus 172
 hőgradiens 173
 hőmérsékletmérés fúrólukban 194
 hőmérsékletváltozás hatása 63
 hővezetés 172
 hővezetőképesség 172, 177
 hullám 105
 felületi 105, 116
 longitudinális 105, 113
 Love 113
 nyírási 105, 113
 nyomási 105, 113
 Rayleigh 113
 rengés 105
 rugalmas 105
 szeizmikus 105
 transzverzális 113
 hullámellenállás 106
 hullámút 113
Huygens-elv 115

I—J

időjel 120
 illóalkatrész 218
 ilmenit 86
 impregnációs telepek 44
 indikátor 62
 külső nagyítással 62
 belső nagyítással 62
 indilatans 62
 induktív módszerek 169
 íngás ferdeségmérő 196
 intervallumsebesség 135
 intruzív erő 16
 intruzív kőzetek 14, 43
 ionizációs kamra 198
 ionkoncentráció 145
 ionok mozgékonyasága 144
 ionos vezetés 144
 izoanomál vonalak 104
 izoareal térkép 159
 izogammák 72, 77
 izogamma térkép 73, 75
 izoohm térkép 164
 izosztázia 28
 izosztatikus anomália 28
 izosztatikus egyensúlyi állapot 28

K

Kaledoniai mozgás 29
 kalória 218
 kaolin 258
 karsztbauxit 233
 karsztvíz 182
 kataklázisos metamorfózis 26
 kausztobiolit 23
 kábel 122, 186
 kereszttrétegzettség 22

keverés 127
 képzelt szint 141
 kiékelődés 25
Kirunavaara 43
 kissebességű réteg 110
 kissebességű zóna 110
 kitűzés 131
 koercitív erő 85
 kompaktió (tömörülés) 36
 kompenzálás 62, 63
 kompresszibilitási modulus 105
 konglomerátum 21, 22
 kontakt metamorfózis 26
 kontakt udvar 16
 kontakt pneumatolitos v. kontakt telepek
 44, 243
 kontinentális tábla 27
 kontrakciós elmélet 27
 kor (földtörténeti) 39
 korrekció 242
 korrelációs refrakciós módszer 130
 korszak (földtörténeti) 39
 kőolaj 203
 kőolajcsapda 203, 204
 környezethatás 57, 72
 kősdóm 80
 kősdőtömsz 56
Kőszeg—Rohonci hegység 45, 75, 151
 kőszén 218
 kőszénképződés 220
 kőszénkutató geofizikai módszerekkel 221,
 224
 kőületek 38
 kőzetek mágnesezettsége 81, 86
 kőzetsapka 207
 kőzetsűrűség 49, 52
 kőzettani csapda 211
 kőzettani különbség 38
 kőzettéválás 22
 köztes telep 220
 közvetlen hullámok 105
 kraton 30
 kratonszinklinális 30
Krejci—Graf 205
 krétakorú barnakőszén 221
 kristályképző összetevő (krisztallizátor) 14
 kristályosodás 14
Krivój—Rog 45, 243
Kurszk 45, 243
 külső erők, 1. exogén erőknél is 33
 kvarc 13, 14

L

Lahn—Dill 17, 44, 243
Lahóca 251
 lakkolit 14
Lamé-állandók 105
 laterálszonda 189
 lateritbauxit 233
 laterologszonda 190

látszólagos fajlagos ellenállás 162
 lávatakaró 15
Lehmann 179
 féle hideg köpeny 179
 féle meleg köpeny 179
 legyező módszer 208
 lemágnesezés 84
 lencsés üledékösszlet 137, 206
 lengő 100
Les Baux 233
 légnyomás változása 63
 légrobbantás 117, 132
 légszáraz állapot 52
 lépcső 33
 lépcsős vető 37
 likvidmagmás fázis 16
 érctelep 43
 likvidmagmás-pneumatolitos átmeneti telepek 44, 243
 limnikus kőszéntelep 220
 longitudinális hullám 106
Lovászi 75, 206
 lyukacosság 53, 110

M

Madaras 74
 magassági hatás 57, 70
 magma 14
 magmaáramlás 30
 magmadifferenciálódás 15
 magmatartomány 19
 magmás ásványtelepek 15
 magmás kőzetek 53, 86, 109, 147
 magnetit 86, 87
 magnetofonos regisztrálás 131
 magnetogram 102, 104
 magnetométer 101
Magyarország bauxittelepei 234
Magyarország kőolajtelepei 213
Magyarország kőszéntelei 221
 mangán 258
mansfeldi rézpala 203
 maradékanómia 74
 maradékhataás 77
 maximum 72
 maximum hőmérő 174
 mágneses anomália 85, 94, 95, 96
 mágneses elhajlás 82
 mágneses jelenségek 81
 mágneses hiszterézis görbe 85
 mágneses lehajlás 82
 mágneses meridián 82
 mágneses nyomaték 81
 mágneses permeabilitás 143
 mágneses rendellenesség 89, 90, 91, 92, 93
 mágneses szuszceptibilitás 84, 85, 244
 mágneses tér 81
 mágneses térerősség 81, 82, 96
 függőleges összetevője 82, 96
 vízszintes összetevője 82, 96

mágneses teodolit 97
 mágneses változásmérők, variométerek 96
 mágnesezés erőssége 84
 mágnesezési görbe 84
 mágnesség 81
 mágnesezettség hőmérsékleti hiszterézise 87
 mállás 19
 mállási telepek 45
 második derivált módszere 77
 másodosztályú vezetők 144
Mátrahegység 75, 223, 254
 mechanikailag feldolgozott mállási maradvány (torlat) 45, 255
Mecsekhegység 223, 225
 mecseki liász fekete kőszén 221
 meddő 25
Meisser O. 150
 menilitpala 203
 meotikum 39
 merevségi modulus 105
Mesabi Range 243
 metamorfózis 25
 dinamo- 26
 kataklázisos 26
 plutói 26
 regionális 26
 mélyfúrások geofizikai vizsgálata 185
 mélységbeli kőzetek 43
 mérnöki geofizika 258
 mérőállomás 156
 mérőszál 63
 mészkőbauxit 233
 migráció 183, 184, 203
 mikroszonda 190
 milligal 57
Minas Gerais 45
 minette 44
 minimum 72
 miocénkorú barnakőszén 223
 „miocén teknő” 225, 232
 mississippikum 39
Mohorovičić-felület 195
 monacit 88, 255
monterey márga 203
 mozgó állomás 154
 munkalap 104
 műrevaló telep 25
 műszerkocsi 128, 185

N—Ny

nafténbázisú kőolaj 204
Nagybátony 223
Nagylengyel 75, 213
Nagyléta 244
Nagyszál 223
Naxos 45
 nehézségi erő 57
 nehézségi erő rendellenességei 55
 nehézségi erőtér 49
 nehézségi gyorsulás 51, 52

nehézségi anomáliája 52
 elméleti értéke 59
 horizontális gradiense 57
 horizontális irányító képessége 59
 nehézségmérő 69
Nekézseny 244
 nempolarizálódó elektróda 150
 neovulkanit 18
 Nettleton 71
 -féle eljárás 71, 72
 neutrális öv 172
 neutron- γ szelvényezés 185, 198
 neutron szelvényező eljárás 185, 198
Newton-féle elemi gravitációs törvény 49
Niggli 19
 nívarox 62
 nívfelület 50, 59
 görbülete 59
 normális hatás 59
 normális talajnyugtalanóság 115
 normálszonda 189
 nyereg 34
 nyírási hullám 105, 113
 nyírási szilárdság 33
 nyíró erők 33
 nyomáshullám 105, 113

O—Ö

obszervatórium 103
 ohmcentiméter 143
 ohmméter 143
 Ohm-törvény 153
 oldástenzió 145
 oligocén barnakőszén 233
 optikai doboz 185
 ordovicium 39
 oszcillálás (tenger) 22
 oxidációs öv 44, 45, 146, 149
 öntödei homok 258
 ősi pajzsok 26
 ősmaradvány 43
 öves felépítés 52
 öves kiékelődés 211

P

paleovulkanit 18
 pannoniai fémtartomány ismertebb érc-
 telepei 39
Pantó Gábor 246, 248, 252
 parafinbázisú kőolaj 204
 parafinsor 204
 parafinszénhidrogének 204
Parajd 208
 paralikus kőszéntelepek 220
 paramágnes 85
 pegmatitos-pneumatolitos fázis 16, 44
 telepek 44
 pegmatit telérek 44

pennsylvanikum 39
 peremi víz 205
 pikkely 34, 249
Pilis 223
 pirrhotin 86, 87
 plutói metamorfózis 26
 pluton 14
 plutonitok 14
 pneumatolitos telepek 44
 pneumatolitos-hidrotermális átmeneti
 telepek 44
Poisson-állandó 105
 polarizációs kompenzátor 163
 polarizációs potenciál 147, 190
 porfirós szövet 14
 porozitás 52, 53
 potenciál 50
 potenciálgadiens 153
 potenciálszonda 189
Pratt 28
 programszabályozás 131
 pulzáció 154, 156
 pulzátor 163

R

radiológia 183, 198
 radiológiai fúrólukkszelvényezés 198, 199
 radiológiai kutatómódszer 183
 reciprokgradiens 173
Recsk 179, 182, 251
 redő 34, 207
 aszimmetrikus 34
 szimmetrikus 34
 redőhegységek 27, 28, 29
 redővonulat 35
 redő szárnya 34, 35
 reef 211
 reflektált hullám 105, 115, 116
 reflexiós módszer 135, 206
 refrakciós módszer 137, 207, 238
 refraktált hullám 105, 115, 116
 regionális metamorfózis 26
 regisztráló egység 127
Regnault—Gruner-rendszer 219
 regresszió 22
 relatív csillapítás 122
 remanenes mágnesség 83, 84, 86, 89
 rendellenesség, lásd anomáliánál is 72
 reverberáció 139
 réteg 24
 rétegdőlésmérés 185, 197
 rétegtani (sztratigráfiai) csapda 211
 réteg vastagsága 25
 rétegvulkán 15
 rétegzettség 24
 rézérc 251
 ritka földfémek 255
Riznyicsenko-módszer 135
 robbantás pillanata 120
 röghegység 29

Rudabánya 244, 247
rugalmas erő 60
rugalmas hullám 105
rugalmas rezgés intenzitása 106
rugalmasság 105
rugalmassági állandók (modulusok) 105
rugóállandó 61
röghegység 29
Rybár István 66

S

saját frekvencia 122
Sajóvölgy 223
Salgótarján 223
sapka, lásd kőzetsapkánál is 207
sásbérc 33, 37
savanyú kőzetek 13
Schmidt Eligius Róbert 30
Schmidt-féle variométer 97
 horizontális 97, 98, 99
 vertikális 99, 100
 műszerállandója 99, 100
Schlumberger-féle potenciométer 162
Schneiderhöhn 43
sebesség, lásd terjedési sebességnél is 105,
 108, 112, 117, 133, 141
sebességszelvényezés 133
segéderő 62
SiAl 26, 27
SiMa 26, 27
skarn 17, 44
Slingram módszer 169, 170
Snellius—Descartes törvény 114
Sopron 257
 -i hegység 257
Stille 27
stress 26
sugárzó ásványok 256
sugárzó ásványok geofizikai kutatása 256
sűrűség 105
sűrűséganomália 56

Sz

szállítás 20
szapropel 203
szcintilloszkóp 183, 256
szeizmikus kutatómódszer 112, 216, 246
szeizmikus mérőberendezés 119
szeizmikus szelvény 140, 142
szeizmogram 119
szeizmométer 115, 121
szeizmométercsoportok 127
szelektív szóródás 106, 107
Szepes—Gömöri érhegység 244
szerkezeti formaelemek 26
szerves eredetű üledékes kőzetek 23
szervetlen kiválási telepek 45
szélességi hatás 70

szilikátbauxit 233
szilikátkőzetek 13, 19
szilur 39
szinklinális 33, 34
szinorogén epirogén fázis 30, 32
szintvonalas térkép 142, 167
szonda 186
szóródás 106
szögdiszkordancia 42
szökevényforrások 259
sztratovulkán 15
szubvulkáni szint 17
szűrés 124, 125
szűzgörbe 85

T

talp 25
talpivíz 205
Tatabánya 179, 182
tábla 27
tárolókőzet 203
tároló szerkezet 203
tekercsrúgó 61
 hőkiterjedési együtthatója 61
 hőmérsékletének ingadozása 61
teknő 34
tektonikai küszöb 210
telep 25
telepösszlet 25
teleptelér 18
települt formák 36
telér 16, 18
telérkőzetek 15
telítetlen kőzetek 13
telített kőzetek 13
telítettség (mágneses) 84
tellurikus áram 148, 151
tellurogram 159
tengely 34
tengeri sótelepek 45
tenger szintje 57
 feletti magasság 69
terjedési idő 133
 időgörbe 133
terjedési sebesség 105, 108, 112, 117, 133, 141
természetes potenciál 146, 148, 149, 186
termisztor 177
termoelektromos potenciál 174
termoelemek 174
termometamorfózis 26
termooszlop 175
termosztát 63
terasz 210
tervezés 9, 73
tető 25
tetőtengely 34
térdránc 210
térerősség 81
térfogatsúly 52

térképi hatás 72
 térszíni hatás 72
Thetys 29
 thorianit 255
 thorium 255
 tiszta magassági hatás 70
 titanomagnetit 86
Tompa 74
 topografikus térképek 72
 torlattelpek 45, 255
 torziós állandó 65
 torziós nyomaték 65
 többszörös reflexió 139
 tömeg 60
 tömeges kőzet 25
 tömeghiány 72
 tömegtöbblet 72
 tömegvonzás 49
 elemi törvénye 49
 tömörülés (kompakció) 36, 172
 tömzs 14, 17, 18
 törés 29, 33
 töréses szerkezet 36, 210
 törmelékes-üledékes kőzetek 23
 transzgresszió 22
 transzverzális hullám 113
 tranziens folyamatok, -tulajdonság 128
 túltelített kőzetek 13
Turam-módszer 169

U—Ü

ultrabázisos kőzetek 13
Umbgrove 29
 univerzális gázállandó 145
Uppony 244, 248
 uraninit 255
 urán 255
 uránszurokérc 255
 utókristályosodás 15, 16
 üledékciklus 22
 üledékes kőzetek 19, 53, 88, 110, 147
 üledékgyűjtő medence 21
 üledékfolytonosság 42, 43, 112
 üledékhiány, -hézag 22, 42, 111
 üledékképződés 21

V—W

Vadász Elemér 33, 218, 219
 vasérc 243
 vasérckutató geofizikai módszerekkel 244
 vaskalap 45, 146
 vas-mangán alkálimetaszilikátok 13, 86
 váltóáramú módszerek 148, 167
 vegyérték 86
 vegyi eredetű üledékes kőzetek 23
Velem 151
Vening—Meinesz 27, 29
 vertikális elektromos szondázás 163
 vertikális variométer műszerállandója 100
 vetőmagasság 36
 vezetőképesség (elektromos) 149
 vezérszint 140
 vérrokonság 19
Vértes 221, 223
 vésőhaladási szelvényezés 185
 visszavert (reflektált) hullám 115
 víz 258
 vízkutatás 45, 171, 258
 vízszintes irányítóképesség, lásd nehézségi
 gyorsulásnál is 51, 52
 völgyzárógátak 45, 259
 vulkán 15,
 vulkánembriók 209
 vulkanitok 15
 vulkáni tufák 18, 24

W

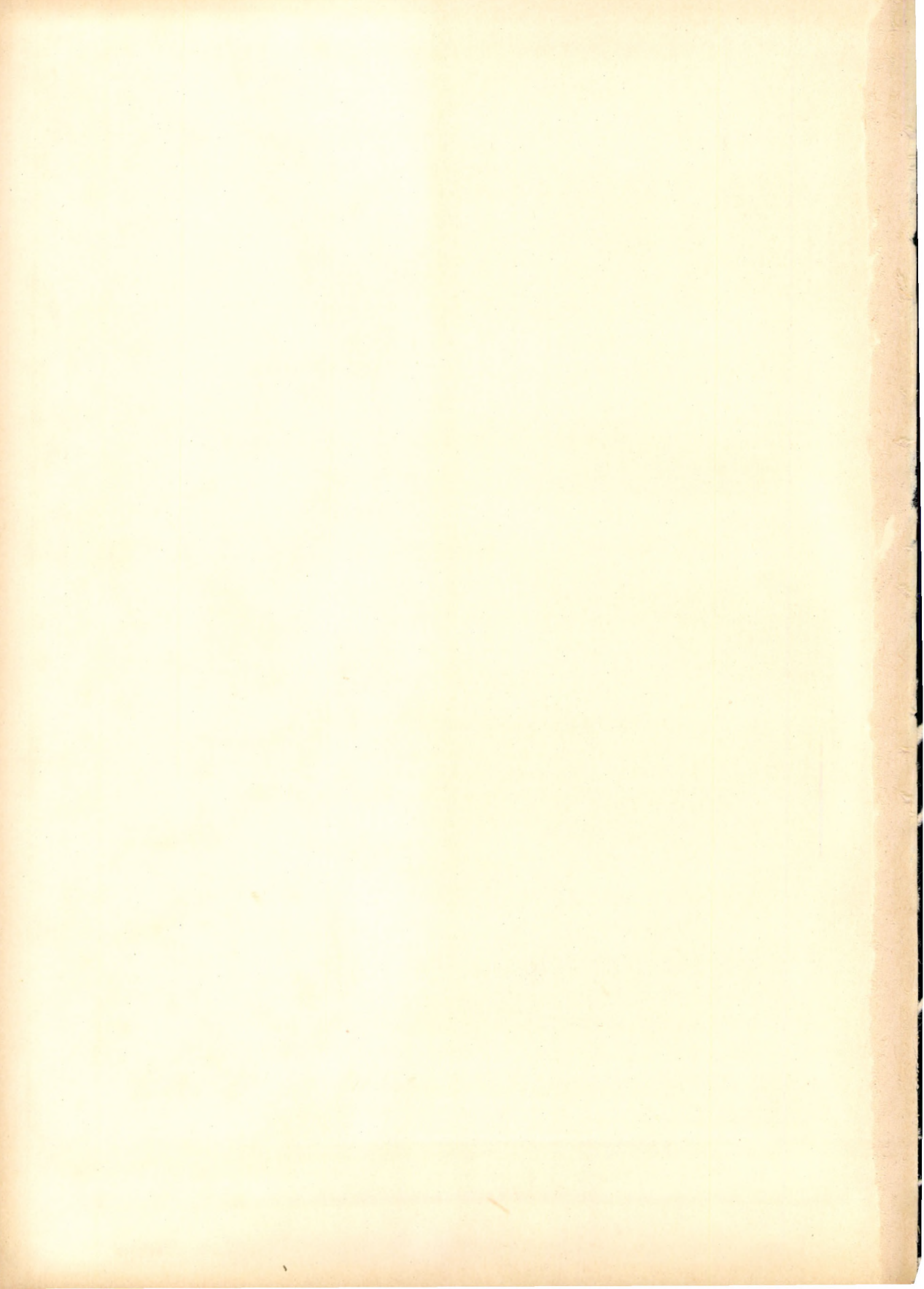
Wegener 27
Wenner-féle elektróda elrendezése 160
Wheatstone-híd 175

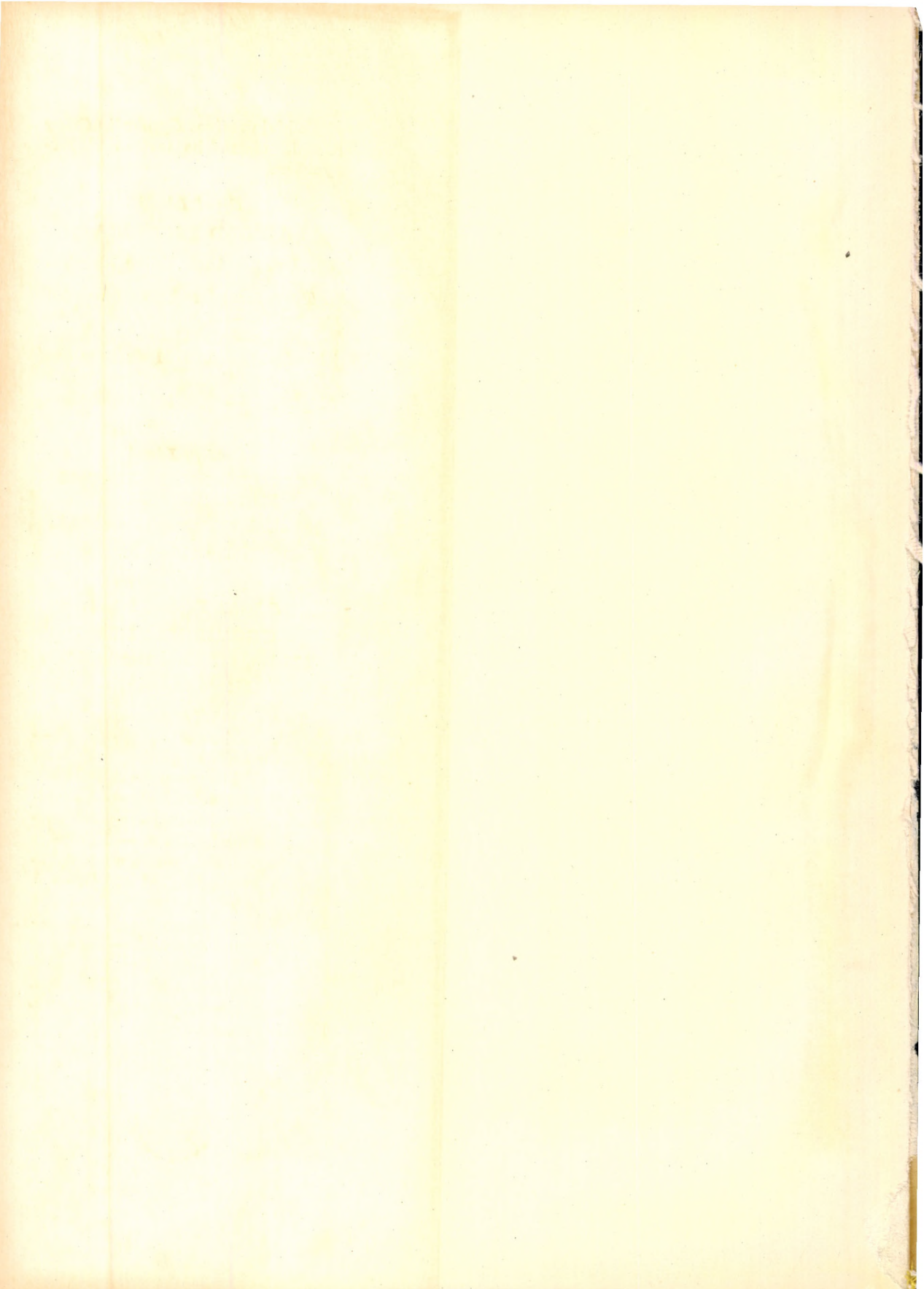
Y

Young-modulus 105

Z

zavaróhullámok 116
Zengővárkony 17, 244
Zlatiča hegy 150





Felhívjuk szíves figyelmét néhány hasonló témakörbe tartozó kiadványunkra.

Egyed László

A FÖLD FIZIKÁJA

365 lap, 214 ábra. Kötve 70,— Ft.

Tartalomból: A Föld és a tömegvonzás. — A Föld és a rugalmas hullámok. — A Föld és a sugárzások jelenségei. — A Föld és az anyag szilárdsági tulajdonságai. — A Föld felépítése. — A Föld kialakulása.

Bendefy László

SZINTEZÉSI MUNKÁLATOK
MAGYARORSZÁGON

736 oldal, 325 ábra, 15 melléklet.

Kötve 175,— Ft.

Schmidt Eligiusz Róbert

GEOMECHANIKA

275 lap, 187 ábra, 2 melléklet.

Kötve 60,— Ft.

Tartalomból: A geomechanika alapjai, módszerei és feladatai. — A Föld belsejének geomechanikája és hatása a földkéregre. — A Föld felszínének geomechanikája. — A kratogének geomechanikája. — Az orogének geomechanikája. — Közép- és szigethegységeink szerkezeti kialakulásának geomechanikai alapja. — A karszttünemények geomechanikája. — A geomechanika néhány műszaki-földtani vonatkozásáról. — A geomechanika hidrogeológiai vonatkozásai. — A geomechanika bányaföldtani vonatkozásai. — A geomechanika tepleptani vonatkozásai.



Ára: 68,— Ft

MAGYARORSZÁG BOUGUER ANOMÁLIÁI

