

A TELLURIKUS MÓDSZER JELENTŐSÉGE A FÖLDTANI NYERSANYAGKUTATÁSBAN*

KÁNTÁS KÁROLY

LEV. TAG

A nyersanyagok közül különösen jelentősek az energiát szolgáltatók. Ezek közül is elsőrendűen emelkedik ki a robbanómotorok üzemanyagának alapja, az olaj. Szemléltetésül szolgáljon néhány számadat.

A Szovjetunióban a termelt olaj évi mennyisége 1955-ben elérte a 70 millió tonnát, az 1960-ra előirányzott termelés 135 millió tonna.

Az Amerikai Egyesült Államokban 1954-ben a felhasznált energiának 66,8%-át kőolaj és földgáz szolgáltatotta s csak 29,3%-át szén. 1950-ben az energiaszükséglet 40,5%-át, 1900-ban pedig 88,9%-át még szénnel fedezték. Az utolsó 14 év alatt az olajszükséglet 100%-kal emelkedett s azzal számolnak, hogy az elkövetkező 20—25 év alatt megkétszereződik.

Az atomenergia felhasználása ugyan küszöbön áll, az idézett számok azonban az olaj még mindig növekedő jelentőségét erősítik meg. Az atomenergia nyersanyagainak a felkutatása is a geofizika feladata, belátható időn belül azonban a folyton növekvő olajkutatási problémákkal kell elsősorban megküzdnie.

A világ olajkészletét több ízben — a kutatások mindenkori állásának megfelelően — becsülték. A becslések általában 1—2 évtizedre szóltak. Vezető külföldi olaj szaklapokban azonban ma már azt olvashatjuk, hogy a kutatás nem tud lépést tartani az igényekkel és ha a geofizika fejlődésében valami ugrásszerű változás nem lesz, annak következményei beláthatatlanok.

Az olajat magát a környezetétől különböző fizikai tulajdonságai alapján egyelőre kimutatni nem tudjuk, úgyhogy települési helyének geológiai felépítését, szerkezetét keressük. Kutatásokról tulajdonképpen azóta beszélhetünk, mióta felismerték az olajfelhalmozódás bizonyos geológiai szerkezetekhez kötöttségét, illetőleg e szerkezetek geofizikai kimutathatóságát. Ebben a felismerésben nagy érdeme van a világhírű magyar kutató geológusnak: Бөcker Hucónak is.

Napjainkban egyes szakemberek olyan értelemben nyilatkoznak, hogy az utolsó 20 évben elfelejtettünk olajat kutatni, csak szerkezetet kerestünk.

* Akadémiai székfoglaló előadás 1956. május 31-én.

Ez a „tektonikai nihilizmus” nyilván annak tulajdonítható, hogy az ún. „olaj-csapdák” egész sorát tárták fel tektonikai szerkezetektől függetlenül. Az olajkutatás, amelynek ma már nem csupán a lokális szerkezetkutatás az anyaga, hanem a kőolaj keletkezési és vándorlási körülményeinek a tisztázása is, mai iránya sem nélkülözheti az üledései viszonyok, a süllyedések és emelkedések, a parti övek változásának, mozgásirányának az ismeretét.

Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlata c. munkájában VADÁSZ ELEMÉR a következőket mondja: Magyarország földtani felépítésének és nagyszerkezeti hovatartozásának jellegét a medencealjzat ismerete nélkül, eddig csak az alpesi hegységképződésekre vonatkozó elméletek vagy fölfogások egyikének vagy másikának elfogadása alapján lehetett általánosságban megadni. A kiterjedt geofizikai kutatások és az azokat követő mélyfúrások eredményei gyökeresen megváltoztatták a helyzetet, csakis ezek adatainak a birtokában lehetett a magyar medencerészek elfödött mélyszerkezetéről helyes képet alkotnunk. Természetesen ilyen szintetikus kép sohasem lehet lezárt, mert az újabb kutatások újabb és újabb eredményeikkel egészen más megvilágításba hozhatják a korábbi képet. Sokszor ez a korábbi kép meg is inoghat bennünk. Ez pedig azért van, mert az időközben végzett geofizikai, geokémiai laboratóriumi és egyéb vizsgálatok olyan összefüggéseket tártak fel, amelyek összeegyeztethetetlenek a korábbi elképzeléseinkkel.

Nyilvánvaló tehát, hogy ma is a szerkezetkutatás képezi az alapját az olajkutatásnak. A szerkezetkutatás azonban különböző utakon jár, különböző geofizikai módszerekkel történik. E különböző nézőpontokból — különböző fizikai tulajdonságok alapján — végzett vizsgálatok eredményeinek szintetikus képe hatalmas mértékben megnöveli a modern kutatómunka határfokát.

Az Eötvös-inga első szerkezetkutatásra alkalmazásától kerekén 40 esztendő telt el. Azóta a geofizikai kutatások igen nagy fejlődésen mentek keresztül, a régi módszerek tökéletesedtek, új módszerek keletkeztek. Szerkezetkutatáshoz azonban még ma is a gravitációs mérések szolgáltatják az alapot. A többi módszer ennek az eredményein alapul. Ha a hazai kutatási eredményeket tekintjük, s az eredményeket produktív olajmezőkkel fejezzük ki, nyugodtan mondhatjuk, hogy ezek túlnyomó része a gravitációs mérések gyümölcse. A szerkezetek lokalizálására kétségtől a legegyszerűbb és leggazdaságosabb eljárás a gravitációs mérés. Az egyetlen kvantitatív adat, amit nagyságrendileg — kedvező esetben — le tudunk vezetni eredményeiből, az alapkőzet hozzávetőleges mélysége. Mivel a gravitációs módszerek az össztömegek hatását adják, a nagy anomáliát létrehozó nagy sűrűségű alapkőzet hatásától csak bizonyos esetekben sikerül különválasztani az ezekre települt fiatal szerkezetek hatását. Egyéb adatot e mérésekből nem tudunk levezetni, az üledékes rétegsor egyes rétegeire következtetni nem tudunk.

Lényegesen többet nyújt a szeizmikus kutatás, ha alkalmazhatóságára meg vannak a kellő feltételek. Az egyes rétegek mélysége, dőlése számszerűen

nyerhető a felvett adatokból. Költsége miatt csak a gravitációval megkutatott területen alkalmazzák. E módszer fejlődése mérföldes léptékben történt különösen az utóbbi időben. Nehézség csupán ott mutatkozik, ahol a módszer alkalmazhatóságának alapfeltétele nem teljesül, ahol nincs jó reflektáló felület, vagy ahol abszorbeáló rétegek települtek közbe. Ilyen hely pedig sokféle van. Hazánkban is az egyik legreményteljesebb olajterület ún. „néma zóna”. E zóna némaságának okát még nem derítették fel teljesen, az egyik fő ok kétségtávol a töredezett kőzet-felszín, mely rossz reflektáló felület. E nagy teljesítőképességű módszer eredményességének tehát feltétele a jó reflektáló rétegfelszín. Ennek hiányában a mérés eredménytelen.

Az olajkutatásnál alaphegységnek tekinthető idősebb kőzetek és a fiatalabb korú üledékek elektromos vezetése között nagyságrendi különbség van. Ez a különbség teszi lehetővé az elektromos eljárások alkalmazását az üledék szerkezetének tanulmányozására. Amíg a gravitációs módszerek elsősorban a nagyobb sűrűségű alapkőzet hatásait indikálják — s ezekből az adatokból következtetünk vissza az alapkőzet mélységére s az üledék vastagságára — az elektromos módszer elsősorban az üledék szerkezetére van hivatva fényt deríteni. Az ismert elektromos módszerek azonban mégsem terjedtek el az olajkutatásnál. Ennek főként két oka volt: 1. nagyobb mélységek kutatásánál a gyakorlati kivitel nehézkes, 2. az elektromos tér nem egyszerű s így az anomáliák értelmezhetősége körülményes, sőt több értelmezhetőség is lehetséges.

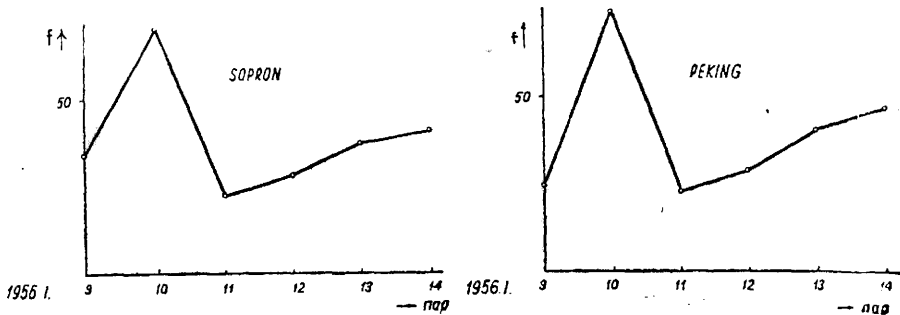
Mindkét probléma egyszerre megoldódott a tellurikus áramok segítségével. Ezek az áramok — mint ismeretes — állandóan keringenek a Földben, annak velejárói, mint a földi mágnesség vagy a gravitáció. Mindkét féltéken négy-négy ilyen nagy áramörvény van. Ezek az áramok már több, mint száz éve ismeretesek, folyamatos észlelésüket egyes obszervatóriumokban már régebben bevezették. Mérésük áram-mérésre vezethető vissza, így a polarizáció jelensége az elektródákon mindig megvan és mivel tökéletesen polarizációmentes elektródák nem készíthetők, abszolút értékeik meghatározása nehézségekbe ütközik. Emiatt mellőzték főként az áramok természetének tüzetesebb kutatását is.

EÖTVÖS LORÁND a mágneses transzlatométerének megalkotásakor gondolt arra, hogy ezek az áramok mágneses hatásaik alapján is vizsgálhatók. Szentlőrinci kertjében felállított műszerével mérhető volt, ha 2 méter hosszú 1 méter széles és mély árokból a földet eltávolította, így a földi áramokat kikapcsolta. Kimutatta, hogy a hatás, amit az eszköze jelzett, nem az eltávolított földtömeg gravitációs hiányából származott. Az észlelt eltérés számításai szerint 100 C.G.S. momentumú mágnes hatásának felelt meg.

Szerkezetkutatásra az áram közvetlenül nem használható fel, mivel abszolút értékét olyan pontosan, mint a feladat ezt megkövetelné, mérni nem tudjuk. Értéke ugyanis néhány mV/km, a nem-polarizálódó elektródák mérési pontossága pedig 1—2 mV, így éppen a méréshatáron van.

C. és M. SCHLUMBERGER ismerték fel, hogy ezeknek az áramoknak a napi változáson kívül más, kisebb periódusú, perc nagyságrendű variációi is vannak, e változásokat az elektródáknál keletkező polarizációs potenciálok nem befolyásolják, ezek azokra ráakódnak.

Az áramoknak az eredete éppúgy nem ismeretes teljesen előttünk, mint ezeknek a variációknak az eredete. Kapcsolatuk a földi mágnessérről szintén még elég homályos. A fő probléma az, hogy e tellurikus változások a földi mágnessér változásainak a hatásai-e, vagy fordítva. A kísérleti mérések még nem adtak egyértelmű választ a kérdésre. A modern elméleti vizsgálatok a földi-áramok, a mágnessér és a légköri elektromos tér variációit egy elektromágneses egységként fogják fel, amelyeknek alapját a MAXWELL-egyenletek képezik.



1. ábra. Tellurikus áramok napi középfrekvenciája 10 min-ra számítva

A változásokat okozhatja a felsőbb légkör vezető rétegének fluktuációja. Saját vizsgálataink, amelyeket az ázsiai és európai áramörvény sajátosságainak tanulmányozására végeztünk, azt mutatják, hogy a változások száma a napos oldalon (mi csak ezt vizsgáltuk) korrelálható. A gyors változások nagy része — nem tekintve bizonyos lokális hatásokat — egy okra vezethető vissza az egész Földön. A háromnapos regisztrátum meghatározott eredménye Peking és Sopron között világosan bizonyítja ezt (1. ábra). Az amplitúdók korrelálása azonban már nehézségekbe ütközik. Ez a kérdés azonban szerkezeti kutatásokra való felhasználásuk esetén másodrendű. Az említett áramörvények a szerkezet-kutatások területéhez viszonyítva olyan nagy kiterjedésűek, hogy a vizsgálandó területeken homogén közegben homogénnek tételezhetjük fel, azaz az áramvonalak adott pillanatban párhuzamosak. Mivel a vizsgálandó területet örvénymentesnek tételeztük fel, a földkéregben folyó áramsűrűséget a geológiai rétegek elektromos tulajdonságai befolyásolják csupán. KIRCHHOFF törvénye szerint áramelágazás esetén az egyes vezetőkben folyó áram erőssége fordítottan arányos azok ellenállásával. Mivel az alapkőzetek ellenállása nagyságrenddel, sőt nem egyszer nagyságrendekkel nagyobb a fiatalabb korú üledékek ellenállásánál, ezért az áram nagyobb része az utóbbiban halad. Az áramsűrűséget,

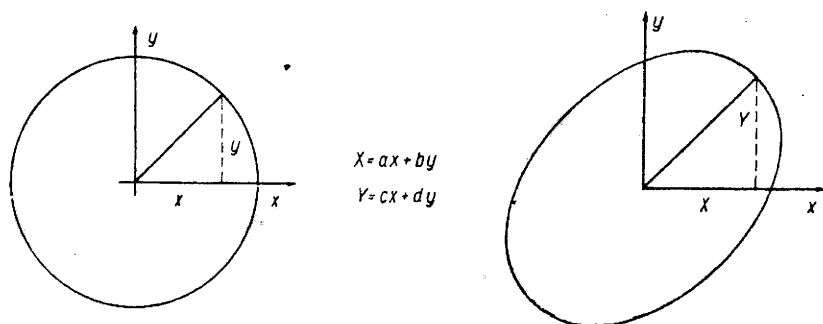
illetőleg az ezzel arányos — felszínen mérhető — potenciálgradienst elsősorban az üledékes rétegek fajlagos ellenállása és vastagsága befolyásolja.

Ha x és y a potenciálgradiens két derékszögű összetevője valamely pontban, egy másik pontban mérve ugyanilyen irányokban a X és Y -komponensekhez jutunk. Az elmondottak szerint érvényesnek kell lennie a következő összefüggéseknek

$$X = ax + by$$

$$Y = cx + dy$$

Azaz az egyik vektor lineáris transzformációval vihető át a másikba, a transz-



2. ábra. Alapvető összefüggések

formációs együtthatók $\begin{pmatrix} a & b \\ c & d \end{pmatrix}$ éppen az üledékes rétegek szerkezetére jellemző mennyiségek (2. ábra).

Szemléletes képet kap ez az összefüggés egy homogén üledékes medence alján levő hengeres redő esetében.

$$X = ax \quad Y = y,$$

ahol X és Y a szerkezet alkotójára merőleges és azzal párhuzamos vetületi változásokat jelentik, a a redőre merőleges áram relatív sűrűsége.

A lineáris transzformációt a $T = \begin{pmatrix} a & b \\ c & d \end{pmatrix}$ determináns határozza meg, ez a determináns invariáns, azaz nem függ a koordinátarendszer megválasztásától, hanem az üledékes rétegek elektromos tulajdonságaitól és vastagságától.

Meg kell említenünk, hogy az elmondottak olyan helyeken, ahol az alapkőzet kibúvás igen közel van, nem érvényesek ilyen egyszerű alakban.

Az eddigiekben hallgatólagosan az foglaltatott, hogy az összefüggések az abszolút térvektorra érvényesek. Ugyanezek az összefüggések érvényesek

azonban a földi-áramok variációira is, amiket tulajdonképpen észlelünk, vagyis

$$\begin{aligned} X_1 - X_0 &= a (x_1 - x_0) + b (y_1 - y_0) \\ Y_1 - Y_0 &= c (x_1 - x_0) + d (y_1 - y_0), \end{aligned}$$

illetőleg

$$\begin{aligned} \Delta X &= a \Delta x + b \Delta y \\ \Delta Y &= c \Delta x + d \Delta y. \end{aligned}$$

Egyszerűség kedvéért éppen ezért megtarthatjuk a korábbi jelöléseinket.

Az alapállomáson, amelyen a mért komponensek x és y , a változásokat 1-re redukáljuk, azaz

$$x^2 + y^2 = 1,$$

tehát a vektor végpontja kör kerületén fekszik, nézzük meg, hogy a mérőállomás vektora ilyen körülmények között milyen geometriai alakot ír le. Az alapösszefüggésből :

$$x = \frac{dX - bY}{ad - bc}, \quad y = \frac{aY - cX}{ad - bc},$$

tehát

$$\left(\frac{dX - bY}{ad - bc} \right)^2 + \left(\frac{aY - cX}{ad - bc} \right)^2 = 1,$$

illetőleg

$$(dX - bY)^2 + (aY - cX)^2 = (ad - bc)^2,$$

végül

$$(c^2 + d^2) X^2 - 2(ac - bd)XY + (a^2 + b^2)Y^2 = (ad - bc)^2.$$

Ez nem más, mint középpontja körül elforgatott ellipszis egyenlete, azaz a mérőállomás vektorának végpontja ellipszist ír le. Az ellipszis nagyságát és tengelyeinek irányát az a , b , c , d elemek adják. Az ellipszis területe

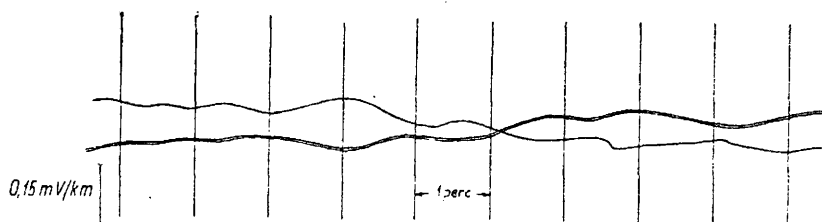
$$T = \begin{vmatrix} a & b \\ c & d \end{vmatrix} = (ad - bc).$$

Mint említettük, a mérőállomás ellipszisének területe a bázis körének területéhez viszonyítva jellemző az árameloszlásra az altalajban ; ha a relatív terület mérőszáma nagyobb a bázis körénél, akkor az áramsűrűség vektora is nagyobb. Ez annyit jelent, hogy az üledékes rétegeknek vagy a vastagsága csökkent a bázistól a mérőállomás felé, vagy pedig az átlagos ellenállása növeke-

dett. A módszer tehát, mely az ellipszisek területarányát határozza meg a mérési adatokból, csupán egyetlen értéket szolgáltat minden egyes állomásra. A mérőállomás ellipszisének alakja, tengelyek aránya, lapultsága csak abban az esetben használható fel, ha a bázisállomás köre valóban kör, s nem csupán normálás útján jött létre. Ha a rétegtelepülések valóban olyanok, hogy a báziskör kör, akkor az ellipszisek elnyúltsága a rétegdőlések nagyságára, a nagytengety iránya pedig a dőlés irányára jellemző. Ezekre a kérdésekre csupán az említett eljárás alapján nem tudunk választ adni.

Ugyancsak nehézségekbe ütközünk az elmondott értékelési eljárással akkor is, midőn az áram irányát nem változtatja, nem forog. Ezzel az esettel volt dolgunk Kínában, mint az a felvételtől látható (3. ábra).

Ilyen esetre dolgozott ki eljárást A. P. BONDARENKO szovjet kutató. A közölt adatokból ítélve a mi pontosságunkat az eljárás nem elégíti ki.



3. ábra. Egyhangú tellurikus változások két összetevője Lin-Csin szomszédságában

Mind az ellipszis alakjának a felhasználására, mind pedig az utóbb említett nehézség leküzdésére alkalmas az alább ismertetendő — munkálatainknál általánosan bevezetett — eljárás, amely a teljes (totális) változások értékelésén alapszik.

Adott állomáson a tellurikus áramok változásainak vektorait elegendő hosszú ideig mérve, megállapíthatjuk, hogy a vektorok végpontjai középpértékben ellipszis kerületén fekszenek.

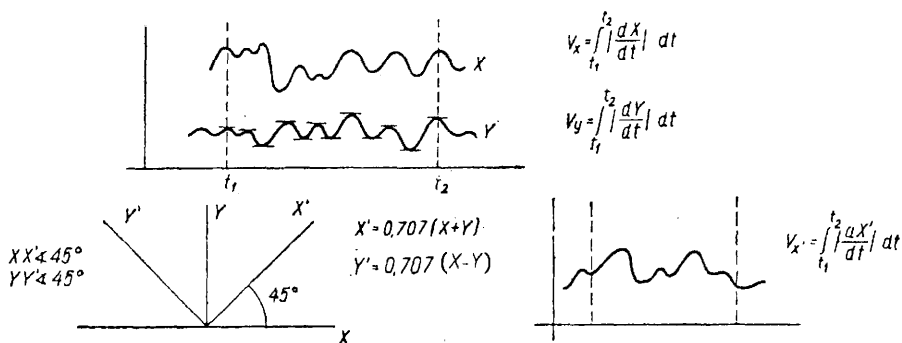
Derékszögű koordinátarendszerben mérve a változásokat — a fenti idő alatt — a tengely irányok mentén felvett görbék totális (teljes) változása nem egyéb, mint az ellipszis vetülete a két koordinátatengelyre.

Valamely görbe totális változásai alatt egy függvény meghatározott pontjai között az egymás után következő összes maximumok és minimumok ordinátái közötti különbségek abszolút értékeinek összegét értjük, beleértve a végeken lementszett értékeket is.

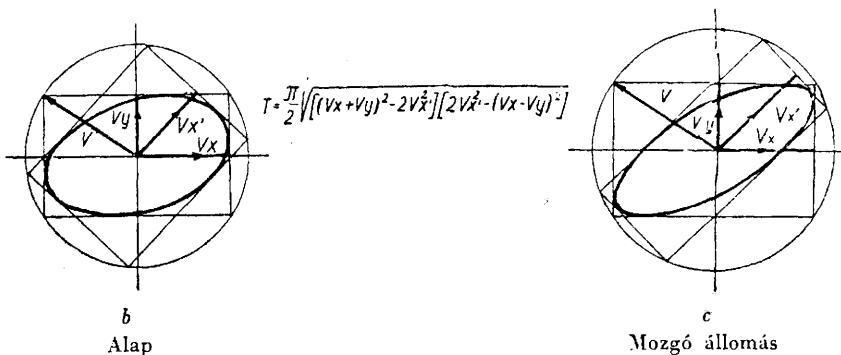
Esetünkben

$$V_x = \int_{t_1}^{t_2} \left| \frac{dX}{dt} \right| dt, \quad \text{ill.} \quad V_y = \int_{t_1}^{t_2} \left| \frac{dY}{dt} \right| dt.$$

Ezek a teljes változások komponensei — egész általánosságban mondhatjuk — arányosak az ellipszis vetületével a megfelelő tengelyre vonatkoztatva. Másképpen fogalmazva, a V_x és V_y komponensek nem egyebek, mint az ellipszisnek e tengelyekre merőleges érintőinek a távolságai a középponttól. Az ellipszist a középpontja és három különböző érintője meghatározza. Ha a fenti két komponensen kívül még egy harmadik irányban is mérjük a totális változás komponensét, akkor ezzel az ellipszist meghatároztuk.



a

b
Alapc
Mozgó állomás

4. ábra

Ennek a harmadik vektornak a mérése nem feltétlenül szükséges, ugyanis az idő függvényében változó vektort két tengelyre való vetülete teljesen meghatározza, e két értékből azután koordináta transzformáció útján egy harmadik irányban is kiszámíthatjuk a totális változás vektorát, miután a változás-görbét megszerkesztettük.

Elforgatás esetén az új koordináták (x', y')

$$x' = x \cos a + y \sin a$$

$$y' = -x \sin a + y \cos a.$$

Célszerű az új tengelyeket 45° -ra elforgatni, ekkor ugyanis

$$\sin 45^\circ = \cos 45^\circ = \frac{\sqrt{2}}{2} = 0,707, \text{ s így}$$

$$x' = 0,707 (x + y).$$

$$y' = 0,707 (x - y).$$

Esetünkben elég a transzformációt csak az egyik új tengelyre elvégezni, mivel három érintő az ellipszis meghatározásához elegendő. Így azután megkapjuk a harmadik irány totális vektorának a komponensét is (4. ábra, a).

$$V_{x'} = \int_{t_1}^{t_2} \left| \frac{dX'}{dt} \right| dt.$$

E három érték alapján az ellipszis megszerkeszthető, de ez első pillanatban nem is szükséges, a területet a komponensekből egyszerűen megkapjuk (4. ábra, b, c).

$$T = \frac{\pi}{2} \sqrt{[(V_x + V_y)^2 - 2 V_x^2][2 V_x^2 - (V_x - V_y)^2]}.$$

Ugyanezt az eljárást alkalmazva az alapállomáson, megkapjuk a bázis-terület értékét $T_B - t$ (az integrációs köz itt is természetesen t_1 és t_2). Ez a terület azonban különbözik a korábbi ellipszis módszernél kapott területtől, mégpedig abban, hogy általában nem kör alakú, hanem a bázis alatti rétegtulajdonságoknak (viszonyoknak) megfelelő ellipszis. A területek aránya megegyezik az ellipszis módszerrel kapott területarányal. A kapott ellipszisek tehát a valóságos ellipszisek, amelyeknek excentricitása s tengelyirányai további vizsgálatok alapját képezheti, s mivel a területarányon kívül más adat birtokába is jutottunk, az értelmezésünk tökéletesebb lehet.

Olyan területeken, ahol a szokásos ellipszis módszerrel kaptuk az értéket, sokszor elegendő, ha csupán a bázison határozzuk meg három irány szerint a totális összetevőt. Ezekből megkapjuk a bázison a kör helyett a valóságos ellipszist. Ennek megfelelően azután a többi ellipszis is transzformálható, így alakjuk és tengelyirányaik további vizsgálódásokra alkalmasak.

Három irányban mérve a változásokat, olyan területen is megszerkeszthetjük eljárásunkkal az ellipszist (valódi ellipszist), ahol a tellurikus áramok iránya nem változik (lásd a kínai példát).

Ismerve a totális változások komponenseit V_x és V_y -t, vektorális összeadás-sal kaphatjuk a totális változás vektorát, V -t.

$$V = \sqrt{V_x^2 + V_y^2}.$$

A V sugárral rajzolt kör mértani hely, az ellipszis egymásra merőleges érintőinek a metszéspontja (l. 4. ábra b, c).

A totális változás-vektorok viszonya szintén jellemző az egyes állomások alatti rétegösszlet szerkezetére. Ebből következik, hogy a totális vektorokkal rajzolt körök területének viszonya szintén állandó és jellemző az egyes állomásokra. Sokszor — két komponens mérése esetén — eltekinthetünk a harmadik irányra való transzformálástól, ez esetben megelégedhetünk a totális vektorok viszonyával, illetve a velük rajzolt körök területének a viszonzyszámával. Ez a viszonzyszám is jellemző az altalaj szerkezetére.

Meg kell jegyezni, hogy a módszer akkor is hasznos, ha a bázisállomás regisztrálása a mérések alkalmával valamilyen okból kifolyólag kimaradt. Ez esetben ugyan nem kaphatunk teljes értékű észlelést, mert a területviszony ismeretlen marad, az ellipszis excentricitása és tengelyeinek iránya azonban a dőlés-viszonyokra némi támpontot ad.

A mérési eredmények geofizikai értelmezése látszólag egyszerűnek tűnik. Homogén üledéket feltételezve a területviszonyszámok a mélység viszonyát fejezik ki, nagyobb terület nagyobb áramsűrűséget jelent, tehát kisebb rétegvastagságot. Kvantitatív értelmezésre igen elegáns megoldást adott BARANOV a fenti esetre. Hazai példáinkon egy korábbi előadásomban kimutattam, hogy az üledékek homogenitása általában nem tételezhető fel, szükséges az üledékes rétegek átlag ellenállásának az ismerete, tehát a mélységszámításnál figyelembe veendő az $f(\varrho)$ függvény is. Ugyancsak kimutattam, hogy ha megelégszünk az alapkőzet mélységviszonyainak az ismeretével, egy-két jellegzetes helyen elektromos szondázást végrehajtva, a szükséges hiányzó adatokat egyszerűen kaphatjuk.

CAGNIARD az általa bevezetett ún. magnetotellurikus módszerrel részben a különböző frekvenciájú áramok, részben pedig a tellurikus áramok s azok mágnesterének fázisviszonyai alapján igyekszik az üledékes rétegek szerkezetére fényt deríteni. A különböző frekvenciájú áramok behatolási mélysége a skin-hatás folytán különböző, számszerűen kifejezve

$$P_{(km)} = \frac{1}{2\pi} \sqrt{10 \cdot \varrho \cdot T},$$

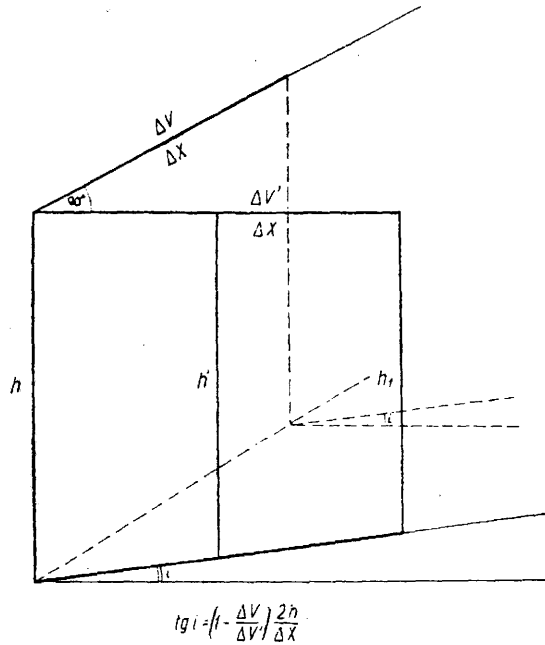
ahol ϱ ohm-méterekben a fajlagos ellenállást, T pedig sec-ban a periódus-időt jelenti. Ha a formulát $T = 1$ sec-ra kifejtjük, akkor megkapjuk a különböző ϱ értékekhez tartozó behatolási mélységet. Behatolási mélység alatt azt a

így

$$h' = h - \frac{\Delta x}{2} \operatorname{tg} i, \text{ tehát } \frac{\Delta V'}{\Delta x} = c \frac{1}{h - \frac{\Delta x}{2} \operatorname{tg} i},$$

azaz

$$\frac{\Delta V}{\Delta V'} = \frac{h - \frac{\Delta x}{2} \operatorname{tg} i}{h} = 1 - \frac{\Delta x}{2h} \operatorname{tg} i,$$



5. ábra. Az ellipszistengely-arány és a dőlés közti összefüggés.

ahonnan

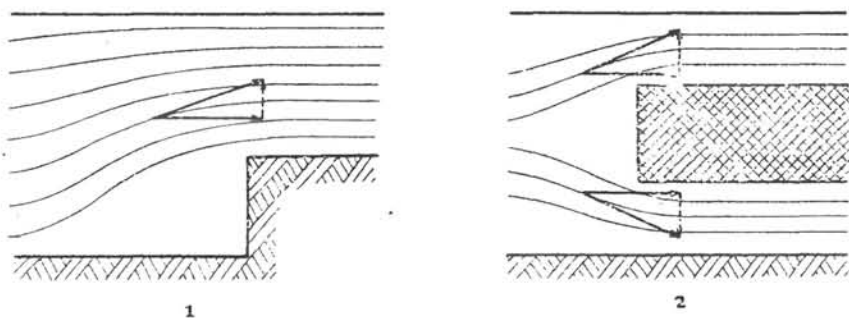
$$\operatorname{tg} i = \left(1 - \frac{\Delta V}{\Delta V'}\right) \frac{2h}{\Delta x}$$

Ebben a kifejezésben a $\frac{\Delta V}{\Delta V'}$ nem egyéb, mint a valóságos ellipszis kis- és nagytengelyének aránya, tehát h ismeretében a dőlés-szög kiszámítható (Δx a terítési távolság). A nagytengely iránya tehát a nagy ellenállású alapkőzet dőlésének az irányába mutat.

A tellurikus áramváltozások vertikális komponensének ismeretében a feladatot egyértelműen oldhatnánk meg, ugyanis e kétismeretlenes egyenletből az egyik ismeretlent meghatározhatnánk. Mivel a komponens mérése mágneses

úton történhetik, s még az e célra tervezett magnetométerünk nem készült el, ezzel a kérdéssel részletesebben foglalkozni nem tartom időszerűnek. Csupán arra az előnyre szeretnék rámutatni, amit az említett eredményen kívül még ennek a komponensnek mérése nyújthat. Az értelmezés egyik, mondhatnám legfontosabb problémája az, hogy a kapott anomáliák az alapkőzet felboltozódásából vagy pedig a rétegek elhomokosodásából származnak-e. Komplex (gravitációs, tellurikus) geofizikai kutatással ez a kérdés kétségkívül eldönthető. Nézzük meg, egymagában a tellurika nem képes-e erre a feladatra. Durva egyszerűsítéssel a problémát a következőképpen ábrázolhatjuk (6. ábra).

A keresztmetszet csökkenés mindkét esetben ugyanaz, az áramsűrűségek — ellipszisek területének — viszonya szintén mindkét esetben ugyanaz. Könnyen



6. ábra. Tellurikus áramok vertikális összetevője

belátható, hogy a mágneses hatás alapján mért z komponens nem lesz ugyanaz mindkét esetben. Tehát e probléma eldöntésére így lehetőség nyílik. Mint fentebb jeleztem, ez irányban a vizsgálataink még folyamatban vannak.

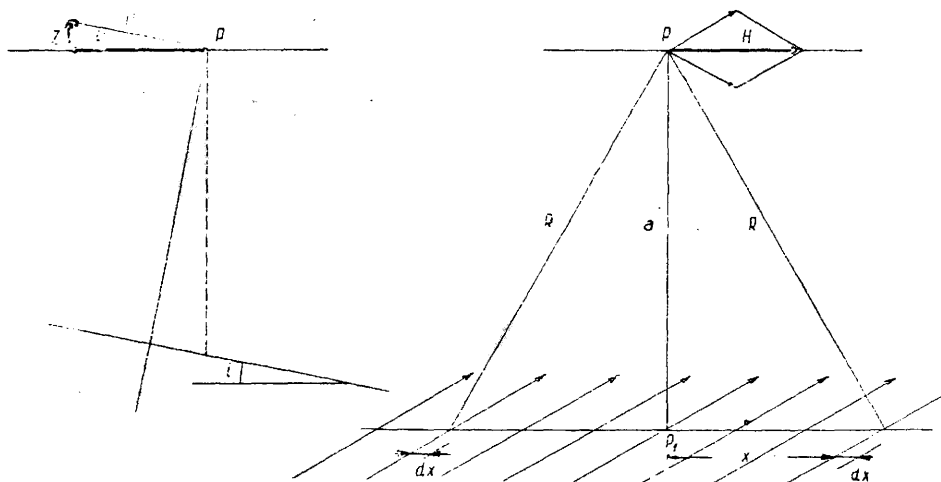
A teljes kép kialakításához minden tényezőt figyelembe kell vennünk, minden mérhető mennyiséget meg kell mérnünk a helyes (mély) térbeli látásunk kiszélesítéséhez. A valóságos ellipszis tengelyviszonyaiból kétismeretlenes egyenlethez jutottunk. E két ismeretlen a dőlés szöge és a mélység. Ha az egyiket meghatározzuk más módon, a másik adódik. A dőlés-szög meghatározására kínálkozik a tellurikus áramoknak a vertikális mágneses tere és annak változásai. Ezek a változások vízszintes körvezetőkben feszültséget indukálnak, az indukált feszültség arányos a rétegek dőlés-szögével, helyesebben — homogén üledéket tételezve fel — az alapkőzet dőlésével. Itt természetesen bizonyítani kell, hogy ezeket a vertikális mágneses változásokat a tellurikus áramok hozzák létre. Korábbi részleges vizsgálataink igazolni látszanak ezt a feltevést, teljes bizonyítás céljából azonban modellen is megvizsgáljuk a kérdést.

Homogén üledékben, ha az alapkőzet párhuzamos a felszínnel, a tellurikus áramvonalak párhuzamosak, s ez az áramköteg helyettesíthető egy, a felszínnel

párhuzamos homogén áramlemezrel. A 7. ábra szerint a felszín P pontjában a mágnes-tér intenzitása

$$H = \int_0^{\infty} \frac{4 \cdot i \cdot a \cdot dx}{a^2 + x^2} = 2 \pi i = 0,2 \pi \cdot A,$$

ha az áramsűrűség A amper per cm. A mágnes-tér iránya vízszintes és merőleges az áram folyási irányára. Ekkor tehát vertikális komponens nincs. Ha azonban



7. ábra. A függőleges mágneses komponens indukcióhatása. Teljes változás

az alapkőzetnek dőlése van, akkor nem egy vízszintes áramlemez a helyettesítő, hanem a dőlésnek nem teljesen megfelelő szögű (7. ábra). Ebben az esetben az eredő mágnes-tér iránya párhuzamos a dőlt áramlemez síkjával, a felszínen két komponensre bontható, horizontálisra és vertikálisra. A vertikális komponens az, amelynek változása a felszínen vízszintesen helyezett körvezetőkben feszültséget indukál, az indukált feszültség a dőlés-szög mértéke lesz. (A formulából az üledékes kőzetek permeabilitását elhagytuk, mivel ez közel 1.)

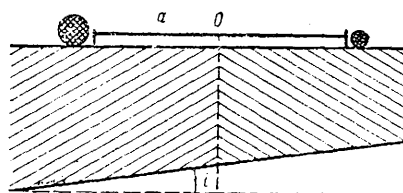
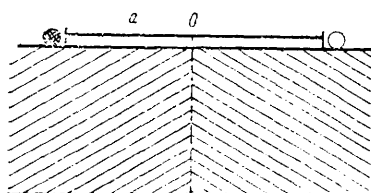
Ha az áram iránya a rajz síkjára merőleges s az alapkőzet párhuzamos a felszínnel, az O -n keresztülmű (8. ábra) vertikálistól jobbra vagy balra haladó áramvonalak induktív hatása az a sugarú körvezetőre ugyanaz, abban tehát feszültség nem indukálódik. A második esetben a jobboldali áram hatása más lesz, mint a baloldalié. A két áram-folyam hatása két olyan végtelen hosszú egyenes vezető hatására vezethető vissza, amelyek a körvezető síkjában fekszenek, a bennük haladó áramerősség azonban különböző. (Ez a különbözőség mértéke a dőlésnek.) Megjegyzendő, egyetlen olyan egyenes vezető is reprezentálná a problémát, amely a körvezető síkját nem felezi, hanem aszimmetrikusan helyezkedik el.

Ha az egyenes vezető által, amely a körvezetővel egy síkban fekszik, a kör középpontjától $b > a$ távolságra létrehozott térerősség

$$H = \frac{I}{2\pi r} = \frac{I}{2\pi} \cdot \frac{1}{b + \varrho \cos \varphi},$$

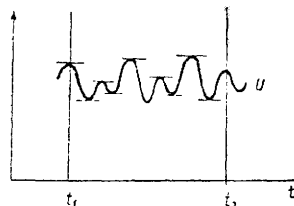
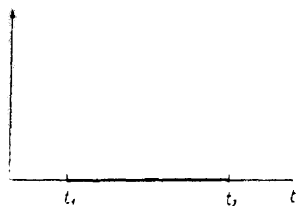
a körvezetőn áthaladó fluxus

$$\Phi = \frac{I}{2\pi} \int_0^a \int_0^{2\pi} \frac{\varphi \cdot d\varphi \cdot d\varrho}{b + \varrho \cos \varphi} \quad (\mu = 1),$$



$$U_t = \int_{t_1}^{t_2} \left| \frac{dU}{dt} \right| dt = 0$$

$$\left| U_t = \int_{t_1}^{t_2} \left| \frac{dU}{dt} \right| dt = cI \right|$$



3. ábra. A virtuális dőlés összetétele a függőleges intenzitás összes változásából

mivel az

$$\int_0^{2\pi} \frac{d\varphi}{b + \varrho \cos \varphi} = \frac{2\pi}{\sqrt{b^2 - \varrho^2}},$$

tehát

$$\Phi = I \int_0^a \frac{\varrho}{\sqrt{b^2 - \varrho^2}} d\varrho = I \left[-\sqrt{b^2 - \varrho^2} \right]_0^a = I \left(b - \sqrt{b^2 - a^2} \right).$$

A kölcsönös indukció tényezője:

$$M = \frac{\Phi}{I} = \left(b - \sqrt{b^2 - a^2} \right).$$

Az indukált feszültség $U = -M \frac{dI}{dt}$. Esetünkben az indukált feszültséget

kétféleképpen foghatjuk fel: két olyan vezetõben folyó váltakozóáram hatásaként, amelyek a körvezetõ középpontjától különbözõ távolságra vannak (ellenkező irányban), intenzitásuk egyforma; vagy egyenlõ távolságra levõ két olyan vezetõ hatásaként, amelyekben az áram intenzitása különbözõ.

Mivel az áram intenzitását nem ismerjük, csak annyit mondhatunk, hogy a feltett esetben az indukált feszültség arányos a rétegdõléssel.

A tellurikus áramoknak azonban sem az irányát, sem az erõsségét nem tudjuk befolyásolni, a kérdést általánosságban tehát ilyen egyszerűen nem tudjuk megoldani. A körvezetõben indukált feszültséggel egymagában nem tudunk mit kezdeni. A tellurikus komponensekkel egyidejûleg mérve azonban igen értékes eredményt kapunk. Ezzel az esettel más helyen kívánok foglalkozni.

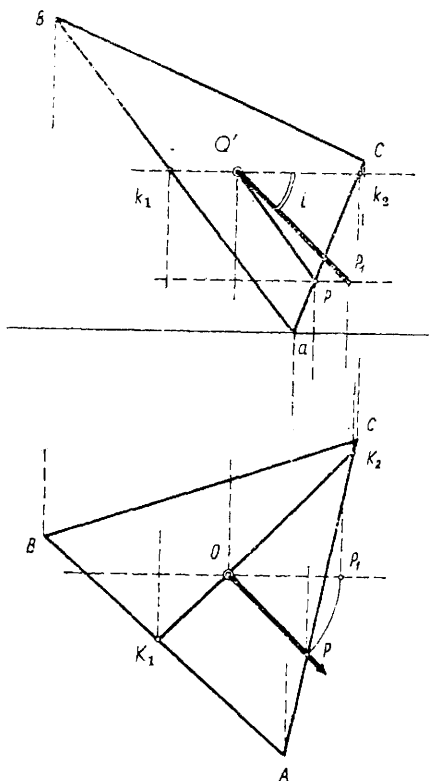
A tellurikus áramok forgásuk közben elérnek olyan helyzetet, amelynél irányuk a dõlés irányával megegyezik, vagy arra merõleges. Eközben a vízszintesen elhelyezett keretben az indukált feszültség a különbözõ áramirányoknak megfelelõen nullától egy bizonyos maximális értékig nõ, a dõlés szögétõl függõen. A feszültségváltozás tehát periódikus függvénnyel fejezhetõ ki. Ha elég hosszú ideig regisztráljuk a keretben indukált feszültségeket, a kapott görbéknek képezhetjük a totális változását. Ez a totális változás is arányos lesz a dõlés-szöggel. Mivel az áram iránya és erõssége nem ismeretes, a fenti értéket csak úgy tudjuk hasznosítani, ha ugyanczen idõ alatt egy másik állomáson is regisztráljuk ugyanolyan keretben az indukált feszültséget, s ugyancsak képezük a totális változást. A változások különbsége a dõlés-szögek különbségével arányos. Ha három körvezetõben — melynek középpontjai egy egyenlõ-oldalú háromszög csúspontjaiban fekszenek — egyidejûleg regisztráljuk az indukált feszültségeket s a totális változásokat mint koordinátákat felhordjuk a pontokban, akkor a különbségekbõl az egyik ponthoz viszonyítva meghatározhatjuk a relatív dõlés irányát és nagyságát. Olyan ponthoz kapcsolódva, amelynél a dõlés nulla, a valóságos dõléseket kapjuk s ezzel a struktúrára igen jellemzõ (a szeizmikus dipekhez hasonló) adathoz jutunk. Ennek az eljárásnak az elõnye ott tûnik ki különösen, ahol rossz vezetõ felszíni rétegek vannak (sivatag) s az elektródák nagy átmeneti ellenállása miatt a rendes tellurikus méréseket nem tudjuk elvégezni. A totális feszültség-változások az egyes körvezetõkben

$$U_{t_1} = \int_{t_1}^{t_2} \frac{dU_1}{dt} dt, \quad U_{t_2} = \int_{t_1}^{t_2} \frac{dU_2}{dt} dt, \quad U_{t_3} = \int_{t_1}^{t_2} \frac{dU_3}{dt} dt.$$

Ezekbõl az értékekbõl a látszólagos dõlést a következõképpen határozhatjuk meg (9. ábra):

A ABC háromszög csúcspontjai a horizontális körvezetők középpontjai. A abc háromszög csúcspontjai a $Ut_2 - Ut_1$ és a $Ut_3 - Ut_1$ totális-változás különbségek vertikális vetületei.

Megszerkesztjük a háromszögek súlypontjait (O, O'). Az O' súlyponton keresztülmenő vízszintes egyenes az oldalakból a k_1, k_2 pontokat metszi ki.



9. ábra

Ezeknek a pontoknak a vetületei az alsó háromszög megfelelő oldalaira K_1 és K_2 . A K_1K_2 -t összekötő egyenesre az O -ból rajzolt merőleges adja a látszólagos dőlés irányát, a . További szerkesztéssel — a rajzból leolvasható — kapjuk az i szöveget, amely arányos a látszólagos dőléssel.

Úgy gondolom, ezzel az eljárásunkkal a tellurikus kutatások egy újabb fejezetét nyitottuk meg.

Végezetül néhány területen végzett mérési eredményeinket szeretném bemutatni, összevetve a korábbi gravitációs mérések eredményeivel. Az anomáliák elemzésébe nem bocsátkozom, csupán a jellegzetességekre kívánom a figyelmet felhívni.

A mihályi tellurikus szelvényt szemlélve, magyarázatot kapnak a Δg görbe másodlagos anomáliái, s megerősítést a Vajk-féle geológiai metszet.

Nagylengyel környékén egyedül ez a módszer adta a helyes üledék vastagság viszonyát Salomvár és Nagylengyel között.

A buzásági szelvény is lényegesen több részletet tartalmaz a gravitációs felvételnél.

Az andráshida—zalaszentgróti szelvény egyben kritika is az ott alkalmazott másodlagos gravitációs anomália számításra. Az Andráshida melletti anomáliát a tellurikus eredmények egyáltalán nem igazolják.

A Lin-Chin (Kína) környéki méréseknek azt kellett eldönteni, hogy a gravitációs minimum sódómot jelez-e vagy sem. A kapott eredmények igazolni látszanak a sódóm feltevését, a teljes értelmezéshez azonban még további vizsgálatok szükségesek.

Előadásomban vázoltam a tellurikus módszer lényegét, összefoglaltam azokat az eredményeket, melyekkel a mi kutatásaink járultak hozzá ennek a sokat ígérő eljárásnak a fejlesztéséhez. Kutatásaink ezzel természetesen nem tekinthetők befejezettnek, bár a felsorolt mérési eredmények szerint így is igen fontos kérdések megoldására vállalkozhatunk. Folyamathban levő vizsgálataink reményt nyújtanak arra, hogy legközelebb még gazdagabb eredményekkel jelentkezhetünk. Ehhez azonban a mi akaratunkon kívül a felsőbb hatóságaink hathatósabb támogatása is elengedhetetlen.