A MÉRNÖKI TOVÁBBKÉPZŐ INTÉZET KIADVÁNYAI

XVI. KÖTET, 26. FÜZET

DR. FEKETE JENŐ

AZ EÖTVÖS-FÉLE TORZIÓS INGA ÉS ALKALMAZÁSA A GEOFIZIKÁBAN

A MÉRNÖKI TOVÁBBKÉPZŐ INTÉZET
1942. ÉVI TANFOLYAMAINAK ANYAGA

26. FÜZET

BUDAPEST, 1942

KIRÁLYI MAGYAR EGYETEMI NYOMDA

Dr. Fekete Jenő

Az Eötvös-féle torziós inga és alkalmazása a geofizikában.

I. GEOFIZIKAI MÓDSZEREK.

A geofizika, mint önálló tudomány, nem régi keletű; azelőtt a fizika egy részének tekintették, mert tisztán fizikai problémákkal, a Föld fizikai jelenségeivel foglalkozott, módszerei teljesen azonosak voltak a fizikáéval és a geofizikai megismerés alapja, az adatgyüjtés mindig valamely fizikai jellegű mérés volt.

Ilyen irányú vizsgálatok voltak például azok, amelyek a Földre, mint egészre vonatkoztak : a Föld átlagos sűrűségének meghatározása, a földi nehézségerőnek vagy a földmágnességnek az egész Földünkre kiterjedő, de egymástól távol fekvő pontokon való meghatározása stb. A fizikától lassanként különváló geofizika a Földre mint egészre kiterjesztett megfigyelések mellett mind jobban és jobban olyan vizsgálatokkal kezdett foglalkozni, amelyek aránylag kis területen, de igen nagy részletességgel határoztak meg egyes fizikai jelenségeket.

Az ilyen geofizikai vizsgálatoknak azután legtöbbször gyakorlati vonatkozásuk is volt és pedig az, hogy egyéb kutató módszerekkel együtt arra segítsék az észlelőt, hogy mind nagyobb és nagyobb mennyiségben kapja a Föld felső rétegeiből azokat az anyagokat, amelyekre a mai technikai berendezésünk és annak fejlődése mellett feltétlenül szükségünk van.

Eddig a geológia és a Föld felszíni rétegeinek hasznos ásványi anyagait kitermelő bányászat e rétegeknek és a bennük lévő hasznos ásványoknak a megismeréséhez azon észlelésekkel jutottak el, amelyeket közvetlenül a Föld felszínén vagy a Föld belsejében bányákban, vagy újabban kisebb-nagyobb mélységre lemélyített mélyfúrásokkal szereztek meg. A Föld belsejének megismeréséhez közelebb vittek bennünket azok a geológiai kutatások is, amelyek a Föld felszínén végzett megfigyelésekből következtettek a mélyebben fekvő szerkezeti viszonyokra. Ezek a kutatások igen szép eredményeket értek el addig, amíg ilyen megfigyelések egyáltalában lehetségesek voltak. Ha azonban a hasznos anyagok vagy ásványi kincsek mélyebben feküdtek s olyan üledékekkel voltak letakarva, amelyekben geológiai megfigyelések nem voltak lehetségesek, akkor a felszíni geológiai adatokból a mélyen fekvő hasznos anyagok jelenlétére biztos következtetést vonni nem lehetett. Bányászattal, vagy éppen mélyfúrásokkal pedig a nagyon mélyen fekvő anyagok kutatása olyan költséges, hogy ezek mindenhol és minden esetben nem alkalmazhatók.

Egy másik hátránya a közvetlen kutatásoknak az volt, hogy azok egyszerre csak egy-egy pontban történtek s ha a vizsgált pontok száma kevés volt vagy azok egymástól nagy távolságra estek, a köztük fekvő területekről nem sok felvilágosítást lehetett nyerni az adatok interpolációjának bizonytalansága miatt.

Azért már régen arra törekedtek, hogy miként volna lehetséges a Föld felső rétegeinek az eloszlását, azoknak az összetételét és az azokban előforduló hasznos anyagoknak a jelenlétét valami módon a felszínen megállapítani. Itt természetesen a Föld rétegeinek és az azokban előforduló anyagoknak bizonyos fizikai hatásairól lehet szó, amelyeket a Föld felszínén is észlelni és mérni lehet. Ilyenek például az illető anyag távolbahatása gravitációs vagy mágneses hatás alakjában, vagy pedig a Föld felszínén jelenlevő elektromágneses tér, amelyet nagy pontossággal meg lehet határozni.

Biztosan megállapíthatjuk, hogy a geofizikának ilyen gyakorlati irányú kutató munkálatokra való alkalmazásához a döntő lépést *báró Eötvös Lorándnak*, a nagy magyar fizikusnak munkálkodása és vizsgálatai adták meg. Az ő torziós ingamérései és földmágneses mérései kétségen kívül az elsők voltak, amelyek megmutatták, hogyan kell a fizikai módszereket gyakorlati célú geofizikai vizsgálatokra alkalmazni. Bár ő maga első vizsgálatait tisztán tudományos célból, a földi nehézségerő és a földi mágneses erő megismerése céljából végezte, mégis már ő rámutatott azokra a lehetőségekre, amelyek szerint a nehézségerő és a földi mágneses erő részletes és pontos ismeretével gyakorlati problémák is megoldhatók.

Böckh Hugó, a neves magyar geológus volt viszont az első, aki azokat az összefüggéseket állapította meg, amelyek egyes területek geológiai viszonyai és az ott mért nehézségerő adatai között fennállanak.

Az utóbbi 20 év alatt azután nemcsak az akkor ismert geofizikai módszereket alkalmazták és fejlesztették ki mind nagyobb és nagyobb mértékben, hanem egészen új módszereket is kidolgoztak.

Ma általában a következő geofizikai módszereket alkalmazzák:

1. Különféle nehézségerő mérések.
2. Földmágneses mérések.
3. Természetes földi áramok mérése.
4. Villamos mérések.
5. Szeizmikus mérések.
6. Geotermikus mérések.
7. Radioaktív mérések.
8. Villamos hullámok mérése.
9. A földből kiáramló gázok mérése.

Természetesen ezen módszerek alkalmazásának mérve nagyon különböző és egyéb más geofizikai módszereknek pedig még nem igen van gyakorlati jelentőségük. A legjobban elterjedt módszerek a nehézségerő, a földmágneses erő mérése, a szeizmikus és villamos mérések.

Ha a geofizikai módszereket osztályozni akarjuk, úgy az többféle szempont szerint történhetik. Vannak módszerek, amelyeknél a Föld meglévő fizikai tulajdonságait vagy jelenségeit közvetlenül vizsgáljuk vagy mérjük és az így nyert mérési adatokból, amelyek teljesen függetlenek tőlünk, próbálunk következtetést vonni a felszín alatti rétegek elhelyezkedésére vagy azok anyagi minőségére. Itt a mérési adatok mindenki számára ugyanazok és így a mérési eredményeknek teljesen függetleneknek kell lennie attól, hogy ki és hogyan végzi a méréseket. Ide sorozhatók a nehézségerő, a földmágnesség meghatározása, továbbá a földből eredő rádium-kisugárzások, emanációk és gázkiömlések. Ide sorozhatók még az ú. n. természetes földi áramok mérése is, amely földi áramok tőlünk függetlenül a föld felszíne alatt különböző kémiai hatások eredményeképen jönnek létre, továbbá a föld felső rétegei hőmérsékleti viszonyainak a meghatározása, a geothermikus mérések.

Mindezen esetekben tőlünk független fizikai állandókat mérünk, vagy meglévő erőteret határozunk meg.

Ezekkel ellentétben egy másik csoportba lehet sorozni azokat a geofizikai módszereket, amelyeknél mi magunk mesterségesen idézünk elő fizikai változásokat a Föld felszíne alatt és ezen változásoknak a felszínhez közel eső rétegekben jelentkező visszahatását vizsgáljuk. A szeizmikus méréseknél pl. mi magunk robbantással mesterséges gyenge földrengést idézünk elő, azután a robbanás által előidézett szeizmikus hullámoknak a tovaterjedését vizsgáljuk, e terjedés idejét mérjük és ezekből az adatokból következtetünk a szeizmikus hullámok által átjárt altalaj szerkezeti és mélységi viszonyaira. A villamos méréseknél közvetlenül a földbe bevezetett áramok erősségét, feszültségét mérjük, vagy indukció útján létesített elektromágneses mező adatait határozzuk meg a felszínen és ezekből következtetünk az áram által átjárt altalaj szerkezeti viszonyaira.

A geofizikai módszereknek egy másik felosztása a szerint történhetik, hogy azok közvetlenül, vagy csak közvetve adnak-e felvilágosítást a föld felszíni rétegeire vonatkozólag. Például, ha földmágneses méréseket végzünk abból a célból, hogy vasércet, vagy vasércvonulatokat találjunk a föld felszíne alatt, úgy a rendellenességeket keressük a földmágnesség ismert normális eloszlásában és ezekből a rendellenességekből, amelyeket a földben elrejtett vasérc mágneses hatása okoz, közvetlenül a vasérc jelenlétére következtethetünk. Ez nyilvánvalóan közvetlen módszer. Hasonlóképen, ha bizonyos villamos módszerek alkalmazása egyes helyeken az altalaj igen jó vezetőképességét állapítja meg, szemben a környezet rossz vezetőképességével, úgy ez is közvetlen geofizikai módszer, amellyel jó vezetőképességű ércvonulatok helyét lehet megtalálni.

Ezzel szemben az olajkutatásoknál alkalmazott geofizikai módszereket mind mint közvetett módszereket tekinthetjük, mert nem magának az olajnak valami fizikai hatása az, amit a felszínen megfigyelünk, hanem a geofizikai módszerekkel csak olyan földalatti tömegeloszlást keresünk, amely mellett az eddigi tapasztalatok szerint az olaj előfordulása lehetséges és a legvalószínűbb. A geofizikai módszereknek éppen az olajkutatásra való alkalmazásánál nem lehet eléggé hangsúlyozni, hogy azok csak közvetett módszerek s ha azt halljuk: olaj-kutatás geofizikai módszerekkel, ez sohasem magának az olajnak a közvetlen feltalálását célozza, hanem csak olyan földalatti alakulatok kinyomozását, amelyekben olaj jelenléte lehetséges és valószínű.

A gyakorlati célú geofizikai kutatás tulajdonképen két részből áll:

1. A Föld, illetve a *Föld* felső rétegei *valamely fizikai tulajdonságának meghatározása, lemérése*, rendszerint több ponton és

2. az így nyert mérési adatokból való következtetés és pedig

a) közvetlenül egyes hasznos anyagok jelenlétére, vagy

b) közvetve hasznos anyagokat tartalmazható tömegeloszlásra.

Míg a geofizikai kutatás első része t. i. a fizikai tulajdonságok lemérése tisztán fizikai feladat, amely természetesen fizikai és matematikai előismereteket tételez fel, addig a *2.* alatt említett feladat helyes megoldása el sem képzelhető geológiai ismeretek és kritika nélkül. Természetesen a leghelyesebb az, ha a szükséges geofizikai és geológiai ismeretekkel egy és ugyanazon személy rendelkezik, vagy ha ez nincs meg, akkor a geofizikus és a geológus szoros együttműködése elengedhetetlenül szükséges.

Ez a *2.* alatt említett feladat, amelyet a geofizikai adatok magyarázatának, interpretálásának nevezünk, tulajdonképen a nehezebb része a gyakorlati célú geofizikai kutatásoknak, mert elméleti tudás mellett, sok-sok tapasztalati tény ismeretét tételezi fel.

Az észlelt geofizikai adatok helyes interpretációjánál szükségünk van mindazokra a tapasztalati adatokra, amelyek a felvételezett területen bármi módon rendelkezésünkre állhatnak. Ilyen adatok például az esetleg azon a vidéken lemélyített mélyfúrások pontos szelvényei, már végzett geológiai vizsgálatok tényleges eredményei, vagy az altalaj szerkezetére vonatkozó geológiai vélemények, feltételezések.

Mindezekre az adatokra pedig azért van szükségünk, mert a közvetett geofizikai módszerek legtöbbjénél, a szeizmikus módszert kivéve, az interpretáció nem ad, mert nem is adhat egyértelmű megoldást a földalatti tömegeloszlásra vonatkozólag, sőt azt mondhatjuk, hogy a lehetséges magyarázatok száma végtelen. Mivel azonban a geofizikai adatokból levezetett minden olyan tömegeloszlás, amely csak a legcsekélyebb ellentmondásban is van bármilyen tapasztalati ténnyel, kiküszöbölendő, nyilvánvaló, hogy a lehetséges megoldások száma ezáltal jelentékenyen csökken.

A geofizikai felvételek interpretációjának ez a többértelműsége különösen azoknál a módszereknél van meg, amelyek egy potenciál függvény deriváltjait mérik. Ilyenek a gravitációs, földmágneses és részben a villamos mérések is.

Ezekkel szemben a szeizmikus felvételekkel *egyértelműleg* lehet földalatti alakulatok mélységét különböző pontokban meghatározni és így a földalatti alakulatokat térképezni. A szeizmikus módszernél viszont egyes fizikai állandók meghatározásában, mint például a szeizmikus hullámok terjedési sebessége, jelentkezhetik nagy bizonytalanság.

A geofizikai módszereknek ezen általános jellegű összefoglalása után részletesen egy módszert, éspedig a nehézségerőméréseket és ebben is főleg az Eötvös-féle torziós ingát fogjuk tárgyalni.

II. A NEHÉZSÉGERŐ ÉS MÉRÉSE.

A Földön, annak minden pontjában fellép a nehézségerő, amelynek nagysága közel *1000 C . G . S* . egység *(c . g* . sec^{-2}*)* és iránya nagyjából a Föld középpontja felé irányul. A tengelye körül forgó Földön fellépő nehézségerő két erőből van összetéve. Az egyik összetévő a Föld vonzóereje, a másik a Föld forgásából származó középpontfutó erő.

A vonzóerő nagyságát és irányát *Newton* vonzási törvénye adja meg. E szerint a vonzóerő két — m és m' — tömeg között, amelyek r távolságra vannak egymástól

$$P = f\frac{m\,m'}{r^2}$$

ahol f a gravitáció állandója és jelenti azt a vonzást, amelyet 1 gr. tömeg a tőle 1 cm távolságra lévő másik ugyancsak 1 gr. tömegre kifejt. A fenti elemi vonzóerőt az egész Földre kiterjesztve kapjuk a Földnek az m' tömegre kifejtett vonzóerejét.

A gravitációs állandónak, f-nek értéke

$$f = 0 . 000\ 000\ 066\ 5\ C . G . S = 66 . 5 \times 10^{-9}\ C . G . S .$$

E gravitációs állandó független az anyagi minőségtől, ami azt jelenti, hogy bármilyen anyagból legyen is a két test, a közöttük fellépő vonzóerő mindaddig ugyanaz marad, míg csak tömegük vagy a közöttük lévő távolság nem változik. A gravitációs állandónak az anyagi minőségtől való függetlenségét a legnagyobb pontossággal az *Eötvös-féle torziós ingával* lehetett kimutatni.

Mivel a Föld alakja forgási ellipszoid, a vonzóerő nem egyenlő a Föld minden pontján, hanem egy meridián mentén az egyenlítőtől a sarkok felé nő.

A nehézségerő másik komponense a Föld forgásából származó középpontfutó erő, amelynek nagysága egy m tömegre nézve:

$$C = m\varrho\omega^2$$

hol ω a Föld forgásának szögsebességét és ϱ az m tömegnek a forgási tengelytől való távolságát jelenti. Ez az erő a Föld minden pontján annak forgási tengelyétől elfelé irányított.

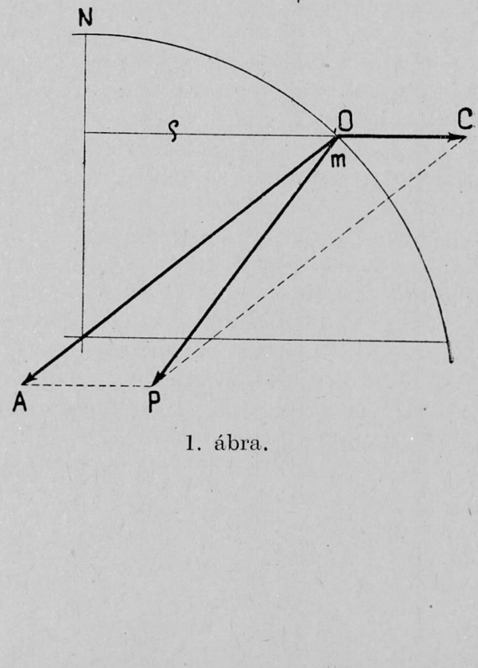
A centrifugális erő az egyenlítőn a legnagyobb, ahol

$C\ aequ = 3 . 391 . m . C . G . S$

és a sarkon $C\ pol . = 0$

mert ott $\varrho = 0.$

Az 1. ábrában OA a vonzóerő, OC a középpontfutó erő és a kettő eredője OP a nehézségi erő.



1. ábra.

Látható, hogy a középpontfutóerő a vonzóerőt, bár kis mértékben, de mindig kisebbíti, illetve a sarkokon, ahol $OC = O$, változatlanul hagyja. Az egyenlítőn a középpontfutó erő ellentett irányú a vonzóerővel. Nyilvánvaló, hogy még azon esetben is, ha a Föld pontosan gömbalakú volna, azaz a vonzóerő minden pontban ugyanaz lenne, a nehézségerő a Föld egy meridiánja mentén változnék és pedig a sarkok felé nagyobbodnék, míg a szélességi kör mentén, mivel itt a középpontfutó erő ugyanaz, a nehézségi erő is változatlan volna.

Mint előbb említettük, a Föld nem pontosan gömbalakú, hanem körülbelül forgási ellipszoid alakú, amelynél az aequatoriális sugár a nagyobb, a sarki pedig a kisebb.

Ezen forgási ellipszoid felületén a tengerszint magasságában a nehézségerő értékét régebben az ú. n. *Helmert*-féle formulával számították. 1930 óta a nemzetközi nehézségerő-formulát használják *Heiskanen* számításai alapján, amely szerint

$$g = 978 . 049 (1 + 0 . 005\ 288\ 4\ \sin^2\varphi - 0.000\ 005\ 9\ \sin^2 2\varphi)$$

E formulában az aequatoron φ helyett 0°-ot téve kapjuk a nehézségerő értékeit az egyenlítőn és a sarkokon, amelyek a következők:

$$g_{aequ} = 978 . 049\ C . G . S$$
$$g_{pol} = 983 . 221\ C . G . S$$

Az a felület, amelyre a nehézségerő annak minden pontjában merőleges, a nehézségerő nívófelülete. Ezt geoidnak nevezzük, amely, ha a Hold vonzása által előidézett ár-apály jelenségtől eltekintünk, a nyugodt tenger szintje.

A nehézségerő nemcsak a geoid felületén, egy meridián mentén, hanem a magassággal is változik és pedig felfelé kisebbedik, mivel a vonzerő a Föld középpontjától való nagyobb távolság miatt kisebbedik. E változás mértéke:

$$\Delta g = 2\ g_o \frac{H}{R}$$

hol R a Föld sugarát és H a mérési pont tengerszintfeletti magasságát jelenti.

Mindeddig egy homogén tömegeloszlásúFöldről beszéltünk.Nyilvánvaló, hogy a Föld szárazföldjeinek tömegei és a Föld felszíni rétegeinek inhomogenítása erősen befolyásolják a Föld nehézségi erőterének szabályos eloszlását és ettől eltérő állapotot, ú. n. rendellenességeket, anomáliákat hoznak létre. Ha a Föld felszínének több pontján megmérjük a nehézségerő értékét, úgy találjuk, hogy azok majdnem minden esetben kisebb-nagyobb mértékben eltérnek a földi nehézségerő azon általános, normális értékétől, amelyet a fentebb említett normális formulával kapunk.

A Föld legtöbb helyén tehát a nehézségerőnek rendellenessége van, amelyet vagy a mélyebben fekvő nagy tömegek okoznak, vagy a Föld felszíne alatt lévő, inkább helyi jellegű tömegeloszlás. Ezt viszont az altalaj tektonikája, vagy esetleg a földalatti tömegek nem homogén sűrűségeloszlása idézi elő.

A legfontosabb feladat tehát a nehézségerő értékének meghatározása azokon a helyeken, ahol a nehézségerő rendellenességeiből akarunk következtetni a földalatti tömegeloszlásra.

A nehézségerő értékének meghatározására kizárólag azt az összefüggést használták fel, amely egy vízszintes tengely körül lengő inga lengésideje és a nehézségi gyorsulás között fennáll. Úgynevezett matematikai ingára nézve ez az összefüggés:

$$t = \pi \sqrt{\frac{l}{g}}$$

ahol t az l hosszúságú matematikai inga lengésidejét jelenti. Ha egy M tömegű test leng egy, a súlypontja felett keresztülmenő vízszintes tengely körül, akkor

$$t = \pi \sqrt{\frac{K}{Mgs}}$$

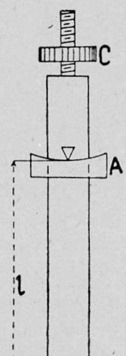
hol K az inga tehetetlenségi nyomatékát jelenti a forgási tengelyre vonatkoztatva és s e tengely távolságát az inga súlypontjától.

Látható tehát, hogy hosszmérésen kívül a nehézségerő meghatározása elsősorban lengésidőmérésen alapul. E formula szerint a g-t abszolút értékben, $C . G . S$. rendszerben kapjuk meg. A nehézségerő abszolút értékének meghatározására azonban a gyakorlatban nem akármilyen alakú ingát, hanem az ú. n. *Kater*-féle reverziós ingát használják (l. 2. sz. ábrát). Ennél a súlypont kétoldalán élek vannak, amelyeknek egymástól való távolsága l. Ha ezen ingát először A, azután B él körül lengetjük, úgy a T_A, illetve a T_B lengési időket kapjuk, amelyeket az inga két végén lévő két állítócsavar elmozdításával egyenlőkké lehet tenni. Ha

$$T = T_A = T_B$$

akkor a T lengésidő az l hosszúságú matematikai inga lengési ideje. Ezáltal ki lehet kerülni a K és az s közvetlen meghatározását. Viszont az l meghatározása nagyon kényes és nagy gondot igényel, amelynél a hőmérsékleti és barometrikus hatások is figyelembe veendők. A lengésidő meghatározásához szükséges óra, legtöbbször ingaóra, járása a legnagyobb pontossággal határozandó meg és állandóan ellenőrizendő. Ez régebben csillagászati időmeghatározások segítségével éjjel történt, ma azonban obszervatóriumból rádióval közvetítenek pontos mérésekkel meghatározott időjeleket.

Ha egy ingát minden változtatás nélkül először az egyik, azután a másik helyen lengetünk, úgy feltéve, hogy az inga szerkezetében semmi változás nem következett be, a két helyen mért lengésidő különböző lesz, ha a nehézségerő értéke a két helyen A és B helyeken különböző.



2. ábra.

Mivel
$$\frac{t^2}{t'^2} = \frac{g'}{g}$$
a két helyen mért lengésidők négyzeteinek hányadosából kiszámíthatjuk a g változását A és B helyek között. Ha pedig ismerjük, illetve az előbb említett módon az A helyen meghatároztuk a g abszolút értékét, úgy a g változását A és B hely között hozzáadva az A helyen mért abszolút értékhez, megkapjuk a B helyen a g abszolút értékét.

A relatív ingamérés tehát változatlan ingának a lengésidejét határozza meg különböző helyeken. De hogy a g értékét 0.001 cm/sec², azaz milligal pontosságig ki lehessen számítani, a lengésidőt a másodperc tízmilliomod részéig kell lemérni. Ez a módszer egyszerűnek látszik, de tényleges kivitele igen bonyolult. A mérés pontossága elsősorban a használt ingák változatlanságán múlik, de ezt a hőmérséklet, légnyomás stb. különbségei mellett elérni nem lehet, azért e zavaró hatások által okozott különbségeket ki kell javítani.

Az egyes ponton észlelt g értékeken azután, hogy azokat összehasonlíthassuk, bizonyos javításokat, korrekciókat kell végrehajtani. Ilyenek a tengerszintre való redukció, ami a fentebb megadott képlettel történik, azután az inga alatt a tengerszínig jelenlevő tömeg hatása, amit az ú. n. *Bouguer*-féle formulával lehet kiszámítani, amely szerint:
$$\triangle g = -\frac{3\gamma}{4\gamma_m} 2\, g_o \cdot \frac{H}{R}$$
ahol γ a földréteg sűrűsége és γ_m a Föld középsűrűsége (*5·6*).

Egy harmadik korrekció még az ú. n. topografikus korrekció, amely az ingát körülvevő földfeletti tömegek hatásából származik.

E korrekciók elvégzése és a fent megadott formulával számított normális érték levonása után nyerjük a mérési helyre a nehézségerő rendellenességét. Ha azokat a pontokat, amelyeken a nehézségerő rendellenessége ugyanaz, összekötjük, görbe vonalakat kapunk, amelyeket a nehézségerő rendellenessége izogammáinak nevezünk.

Természetesen minél több pontban határozzuk meg a nehézségerő rendellenességét, annál pontosabban tudjuk megrajzolni az izogammákat. Mivel azonban a relatív ingamérések még ma is hosszabb időt vesznek igénybe, ezekkel csak egy nagyobb hálózat alappontjain szoktak mérni s a közbülső területeken egyéb gyorsabban elvégezhető nehézségerőmérési módszereket alkalmaznak.

A Földön nagy számmal vannak relatív ingamérések. Hazánkban már régebben a bécsi katonai földrajzi intézet *Sterneck* ezredes vezetése alatt. aki a róla elnevezett négyingás műszer megszerkesztője volt, végzett ilyen méréseket. Sajnos, e mérések pontossága nem felelt meg teljesen a későbbi követelményeknek úgy, hogy amikor *báró Eötvös Loránd* nehézségerő-vizsgálatait megkezdte, szükségesnek látta, hogy maga végeztessen *Nagy-Magyarország* területén relatív ingaméréseket. E méréseket *Oltay Károly* műegyetemi tanár munkatársaival kezdte meg s *Eötvös* halála után is ő végeztette azokat.

Már régebben megkísérelték a nehézségerőt, illetve annak rendellenességeit nem vízszintes tengely körül lengől ingák lengésidejéből, hanem másfajta fizikai összefüggésekből meghatározni. Ilyen módszer a *Mohn*-féle módszer, amelyet azután *Hecker* strassburgi tanár tökéletesített és tett közismerté a tengeren való nehézségerő meghatározásaival. Ez a módszer azon alapszik, hogy a légnyomást egyidőben és egy helyen barométerrel és forrásban levő víz hőmérsékletéből határozzák meg. Minthogy a légnyomás a nehézségerőtől is függ, a kétféle módon nyert légnyomásérték összehasonlításából a nehézségerő is kiadódik. Mivel ingaméréséket tengeren a hajó mozgása miatt nem lehetett végezni, nagy jelentőségűeknek látszottak *Hecker*nek tengeren végzett barometrikus nehézségerő felvételei. Egyrészről azonban a túlsok és bizonytalan korrekció miatt, aminek az észlelt értékeket a hajó különféle mozgása folytán alá kellett vetnie, másrészről pedig egy elvi hiba miatt, ami a mérési adatok feldolgozásánál derült ki, a felvételek pontossága nem érte el a szárazföldön végzett mérésekét. Az elvi hiba, amit egyébként *Eötvös* vett először észre, az volt, hogy a tengeren elég nagy sebességgel nyugatról keletre, vagy keletről nyugatra haladó hajón a nehézségerő más, mintha a hajó egy helyben állna, mivel a hajónak sebessége a centrifugális erőt növeli, vagy kisebbíti és így a nehézségerőt is megváltoztatja. És pedig nyugatról keletre haladó hajón a nehézségerő kisebb, mivel a hajó haladása a centrifugális erőt növeli, és keletről nyugatra haladó hajón a nehézségerő nagyobb. E hatást ma a fizikában *Eötvös-hatás* néven ismerik.

A utóbbi időkben bár ismert elvek alapján, de újfajta eszközöket szerkesztettek, amelyeket graviméterelmek neveztek el. Ez eszközök célja a nehézségerő változásait nagy pontossággal gyorsan meghatározni lehetőleg kevés segéderővel, ami azután a mérések kivitelének költségeit nagyon leredukálja.

Graviméterelmet főleg gyakorlati célú geofizikai felvételeknél használnak, részint még fel nem mért területeken, amelyeken gyorsan meg akarják ismerni a nehézségerő rendellenességeit, részint pedig hegyes vidékeken, ahol torziós ingamérések kivitele, illetve a szükséges térszíni javítások számítása nehézségekbe ütközik.

Többféle rendszerű gravimétert használnak. Az egyik típus a nehézségerőnek rúgókra, vagy rugalmas testekre gyakorolt hatásán alapszik. Ez az elv már régen ismeretes, de gyakorlatban kivihető nem igen volt, mert a rúgók, vagy rugalmas testek rugalmassága erősen változott a hőmérséklettel. Ma a hőmérséklet hatását úgy küszöbölik ki, hogy az egész eszközt egy thermostatba helyezik. E rúgós graviméterekkel legújabban olyan pontosságot lehet elérni, amit a leggondosabban véghezvitt ingamérésekkel sem értek el, amennyiben a legújabb típusú graviméternek pontossága $\pm 0 \cdot 1$ milligalnál is kisebb.

Egy más rendszerű graviméter a *Haalck*-féle, amelynél állandó hőmérsékleten tartott gáztömegeknek a nehézségerő megváltozásából eredő térfogatváltozásait mérjük.

Az állandó hőmérsékletet úgy igyekeztek elérni, hogy az egész eszközt olvadó jégbe helyezték.

Ezen eszközzel végrehajtott mérések pontossága ± 1 milligalnál magasabbra tehető, tehát messze elmarad a rúgós graviméter pontossága mögött.

III. AZ EÖTVÖS-FÉLE TORZIÓS INGA.

Egészen más módon határozzuk meg a nehézségerő változását az *Eötvös*-féle torziós ingával. Az ingáknál és a graviméternél is mindig az *egész nehézségerő* hat az eszközre, amelynek értéke a Föld felületén, mint említettük, körülbelül 1000 C. G. S. és e nagy erő milliomodrésznyi változását kell az eszközökkel lemérni, ha a g változását 1 milligal pontosságig akarjuk meghatározni. A probléma ugyanaz, mint mikor egy mérlegen, amely 1 kilogrammal, azaz 1000 grammal van terhelve, 1 milligrammnyi súlyváltozást akarunk lemérni.

Eötvös gondolata az volt, nem lehetne-e e nagy erő hatását kiküszöbölni úgy, hogy a nagy nehézségerőnek csak a kis változásai hassanak valamely megfelelő szerkezetre. Ezt el lehet érni, ha egy lengő szerkezet nem vízszintes, hanem függőleges tengely körül a horizontális síkban leng. Természetesen a függélyes tengely körül forgó rendszerre a nehézségerőnek csak igen kicsiny vízszintes irányú összetevői fognak hatni s így a lengő szerkezetnek olyan érzékenynek kell lennie, hogy ezen igen kis erőkre is reagáljon. *Eötvös* e célt azzal érte el, hogy rúdalakú testet nagyon fínom vékony drótszálra függesztett fel úgy, hogy e rúd a vízszintes síkban a fonal körül, mint függélyes tengely körül lenghetett.

Tegyük fel, hogy a Föld pontosan gömbalakú, homogén és nem forog, akkor a felfüggesztő dróton átmenő egymásra merőleges két keresztmetszet a nehézség nívófelületéből két teljesen egyenlő kört vág ki, amelyeknek a görbületi sugarai egyenlők a gömbalakú Föld sugarával. A nehézségerő iránya a rúd két végén pontosan egybeesik a görbületi sugarak irányával s a nehézségerő nagysága mindkét metszetben és minden ponton ugyanakkora. Ha a két metszetben a nehézségerő horizontális komponenseit külön-külön megszerkesztjük és azokat a vízszintes síkban ismét összetesszük, az eredők olyan erőteret alkotnak, amelyben a fínom fonalon felfüggesztett rúd minden helyzetben beleesik az erővonalak irányába, tehát reá semmiféle forgató nyomaték nem hat.

Ha ellenben egy olyan esetet vizsgálunk, amikor a két keresztmetszetben a kivágott ívek görbületi sugarai nem egyenlők, s ez az eset felel meg a forgó Föld nívófelületének, a geoidnak, és megszerkesztjük a lengő rúd által elfoglalt vízszintes síkban a nehézségerő erőterét, úgy azt látjuk, hogy ezen erőtérbe helyezett rúd két végére olyan erők hatnak, amelyek a rúdnak a felfüggesztő fonal körül való megcsavarására törekszenek.

Ezen erők által létesített forgatónyomatékok a különböző azimutokban különbözők. Van két helyzet, amikor a forgatónyomaték zérus és van olyan helyzet, amikor maximális értéket vesz fel. Ezen erők a rudat a fonal körül elforgatják addig, amíg a fonal rugalmasságából eredő ellenhatás a forgató nyomatékkal egyenlő lesz, s a rúd nyugalomba jön. Ez esetben az elfordulás szögéből és a drót ismert rugalmassági állandójából az úgynevezett torziós koeficiensből kiszámíthatjuk a forgást előidéző erő nagyságát.

Erre a rúdalakú ingára gyakorolt s a vízszintes síkban működő erő a nehézségerő nívófelületének görbületi viszonyaitól függ. Így a rúdalakú torziós ingával a nívófelület görbületi viszonyára kapunk adatokat és pedig a lengő rúd által elfoglalt síkban, illetve arra a nívófelületre nézve, amelynek e sík az érintője.

A nívófelületben működő horizontális erők által kifejtett forgatónyomatékot a következő képlet fejezi ki:

$$F = \frac{1}{2} K U_{\Delta} \sin 2\,\alpha + K U_{xy} \cos 2\alpha,$$

ahol K a lengő szerkezet tehetetlenségi nyomatéka, α az ingarúd azimutja az északi iránytól számítva és U_{Δ} és U_{xy} a nívófelület görbületével összefüggő mennyiségek,

$$R = \sqrt{U_{\Delta}^2 + (2\,U_{xy})^2} = g\left(\frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2}\right)$$

és

$$\operatorname{tg} 2\,\lambda = -\frac{2\,U_{xy}}{U_{\Delta}}$$

ahol R_1 és R_2 a nívófelület két főgörbületi sugarának (R_2 a legnagyobbnak és R_1 legkisebbnek) a nagyságát, λ pedig az R_2-nek, a nagyobb főgörbületi sugár síkjának az xz síkkal bezárt szöget jelenti. R-t *Eötvös* horizontális irányító erőnek nevezte el. Mint látható, a torziós inga által mérhető mennyiségek az U_{Δ} és U_{xy}, valamint a nívófelület görbületi viszonyai között meglehetősen bonyolult összefüggés áll fenn.

Hogy azonban a nehézségerőnek a vízszintes síkban való változását is mérhessük, *Eötvös* a rúdalakú ingát úgy módosította, hogy a rúd egyik végén lévő súlyt egy lelógó dróton mélyebbre helyezte. Egy ilyen ingára azután nemcsak a nívófelületben fellépő erők hatnak, amelyeket a rúdalakú inga esetében láttunk, da hat egy másik erőpár is.

Ha ugyanis a nehézségerőt a nívófelület egy kis részében az ingarúd által elfoglalt térben vizsgáljuk, akkor feltehetjük, hogy ez e kis térben egyenletesen változik. Van egy irány, amelyben e változás a legnagyobb és e legnagyobb változásnak 1 cm-re eső részét *gradiensnek* nevezzük. Jelöljük ezt $GR(g)$-vel.

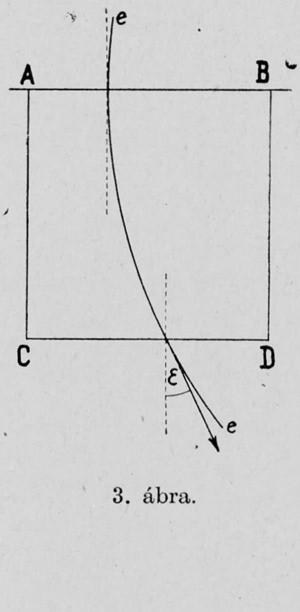
A nívófelület alatt h centiméterrel mélyebben fekvő ponton (l. 3. ábrát)

$$h\,Gr(g) = h\,g\,\varepsilon\,.$$

Ezt ama törvényszerűség alapján mutathatjuk ki, amely szerint a nehézségerő által végzett munka független az úttól, vagyis a végzett munka A-tól B-n keresztül D-ig ugyanaz, mint A-tól C-n keresztül D-ig.

Ha ugyanis A pontban a nehézségerő g és B a gradiens irányában egy centiméterre van A-tól, úgy a nehézségerő B-ben

$$g + Gr(g)$$



3. ábra.

Az e erővonal, amely AB-t merőlegesen találta, a CD-vel kis ε szöget fog bezárni. A négyzet oldalain a tömegegység elmozdulása által végzett munkák a következők:

$$A\text{-tól } B\text{-ig} \quad 0,$$

mivel az erő merőleges a megtett elmozdulásra,

$$B\text{-től } D\text{-ig a végzett munka } g + Gr(g),$$

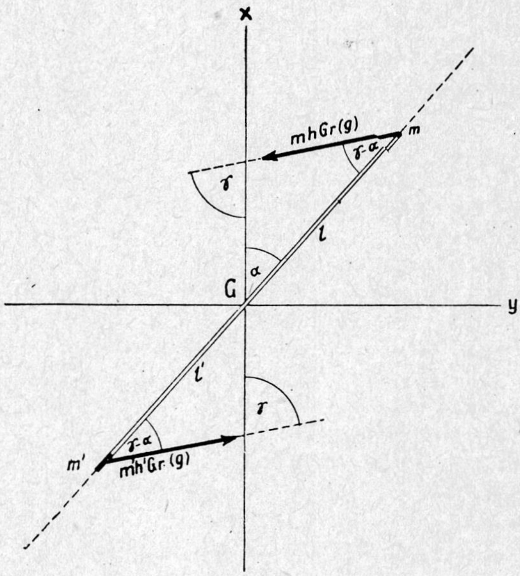
mivel az erő $g + Gr(g)$ az elmozdulás pedig 1.

$$A\text{-tól } C\text{-ig a munka } g$$

mivel az erő g és az elmozdulás 1.

$$\text{és } C\text{-től } D\text{-ig a munka } g \sin \varepsilon$$

vagy mivel ε kicsiny, $g\varepsilon$.



4. ábra.

Mivel a munka független az úttól

$$g + Gr(g) = g + g\,\varepsilon$$

azaz $\quad Gr(g) = g\,\varepsilon$

és h centiméterrel a nívófelület alatt fekvő ponton kapjuk a fenti összefüggést.

Vizsgáljuk meg a viszonyokat az *Eötvös*-féle lengő szerkezet súlypontján átmenő horizontális síkban (l. a 4. ábrát).

Az m-re ható egész erő

$$P = m\,h\,g\,\varepsilon = m\,h\,Gr(g)$$

az m'-re ható egész erő

$$P' = m'h'g\,\varepsilon = m'h'Gr(g)$$

Az ezen erők által a vízszintes síkban kifejtett forgatónyomaték

$$\Phi = \{m\,h\,l\,Gr(g) + m'h'l'Gr(g)\} \sin(\gamma - \alpha).$$

Hogy a rúd vízszintesen maradhasson kell, hogy

$$m\,l = m'l'$$

továbbá, mivel (l. 5. ábrát)

$$h + h' = H$$

írhatjuk, hogy

$$\Phi = -\, m\,H\,l\,Gr(g) \sin\alpha \cos\gamma + m\,H\,l\,Gr(g) \sin\gamma \cos\alpha$$

Ha

$$Gr(g) \cos \gamma = G_x$$

és

$$Gr(g) \sin \gamma = G_y\text{-t}$$

írunk, azaz a gradiensértékek észak-déli és kelet-nyugati komponenseit vezetjük be úgy

$$\Phi = -m\,H\,l\,G_x \sin \alpha + m\,H\,l\,G_y \cos \alpha$$

Ha ehhez még hozzávesszük a nívófelület görbületi sugaraiból eredő forgatónyomatékot, akkor azt kapjuk, hogy az *Eötvös*-féle torziós ingára 4 erő hat, amelyeknek összes forgató nyomatéka

$$F + \Phi = \frac{K}{2} U_\Delta \sin 2\alpha + K U_{xy} \cos 2\alpha -$$
$$- m\,H\,l\,G_x \sin \alpha + m\,H\,l\,G_y \cos \alpha\,.$$

Ezzel az egész forgató nyomatékkal tart egyensúlyt a drót csavarodásából eredő erő

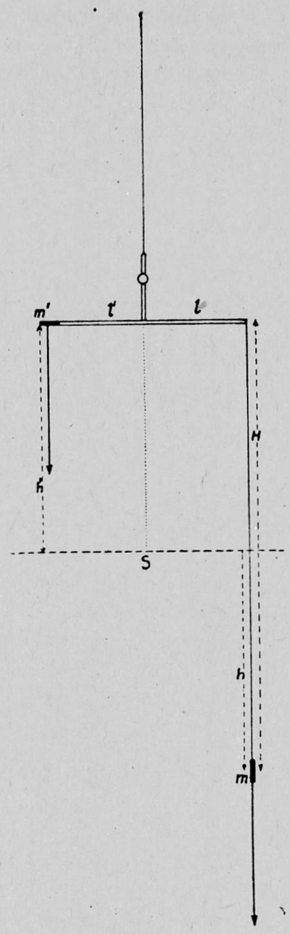
$$\tau\,\vartheta$$

ahol τ a drót torziókoeficiense és ϑ a kitérés szöge K, H, m, l az eszköz állandói és α a lengő rúd azimutja az északi iránytól számítva.

A ϑ azaz a rúd elfordulási szögének mérése skála és tükörleolvasással történik, amikor is

$$\vartheta = \frac{n_0 - n}{D}$$

ahol n a D távolságra levő skálán a ϑ elcsavarodási szögnek megfelelő leolvasás, n_0 pedig a megcsavaratlan fonálon függő rúd helyzete.



5. ábra.

Látható, hogy a fenti képletben 5 ismeretlen van n_0, U_Δ, U_{xy}, G_x és G_y. Ha tehát az *Eötvös*-féle torziós ingát 5 különböző azimutba állítjuk, úgy az 5 különböző n leolvasásnak megfelelő 5 lineáris egyenletből az 5 ismeretlent ki tudjuk számítani.

A mérés most már úgy történik, hogy az eszközt egy helyen felállítva, valamely irányba, rendesen a csillagászati vagy mágneses északi irányba állítjuk, s várunk addig, míg a lengő rúd megnyugszik. Leolvasván az n_1 értéket, az eszközt átforgatjuk egy másik azimutba, 72°-os állásba, és a rúd megnyugvása után az n_2 értéket olvassuk le; majd ugyanígy az n_3, n_4, n_5 értékeket. A leolvasott n_1, n_2, n_3, n_4, n_5 értékekből az öt ismeretlen, n_0, U_Δ, U_{xy}, G_x és G_y kiszámítása most már csak matematikai feladat.

Eötvös a torziós inga észleléseinek hosszadalmasságát azáltal kisebbítette, hogy két eszközt helyezett egymás mellé 180°-kal elforgatva és a kombinált két eszközzel már 3 azimutban való észlelés is elégséges volt a fenti négy adat és a két drót n_0 és n'_0, megcsavaratlan helyzeteinek meghatározására.

A nehézségerő potenciálját U-val jelölve a torziós ingával mérhető mennyiségek a következő másodrendű differenciálhányadosokat jelentik:

$$G_x = U_{xz} = \frac{\partial^2 U}{\partial x \partial z} = \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right) = \frac{\partial}{\partial x} g$$

$$G_y = U_{yz} = \frac{\partial^2 U}{\partial y \partial z} = \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right) = \frac{\partial}{\partial y} g$$

$$U_\Delta = \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} - \frac{\partial^2 U}{\partial x^2}$$

$$U_{xy} = \frac{\partial^2 U}{\partial x \partial y}$$

Eötvösnek nagy érdeme, ami aztán eszközét világhírűvé tette az, hogy olyan rendkívül kis erőket, mint amilyenek a nehézségerőnek a horizontális síkban való változásai, nemcsak a laboratóriumban, de künn a terepen is biztosan, egyszerű észlelési módszerrel le tudott mérni. Csudálatos továbbá az az intuició, amellyel *Eötvös* torziós ingája érzékenységének a határát megállapította s eszközét úgy méretezte, hogy az az előre megállapított pontossággal dolgozzék. Ez a határ a C. G. S. rendszernek egy ezermilliomod része, azaz számokban kifejezve

$$1 \,.\, 10^{-9}\ \mathrm{C.\,G.\,S.} = 0{\cdot}000\ 000\ 001\ \mathrm{C.\,G.\,S.}$$

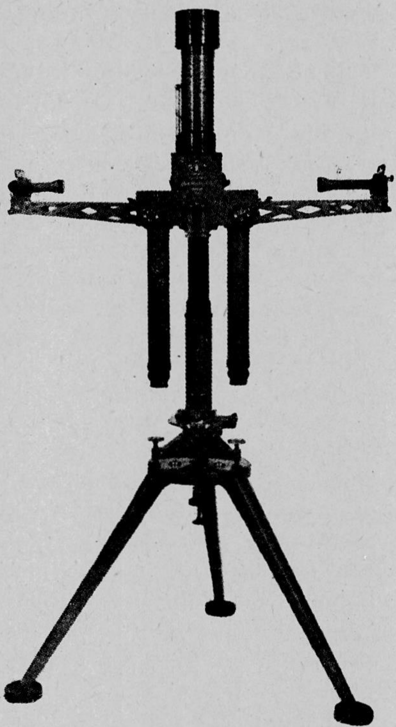
A nehézségerő horizontális térbeli változásai 1 centiméteren, azaz a gradiensértékek rendesen ezen értéknek egyszeresei, tízszeresei, ritkán százszorosai.

A tudományos világ azzal is kifejezte elismerését *Eötvös* működése iránt, hogy az általa ajánlott $1 \,.\, 10^{-9}$ C. G. S. egységet *Eötvös egységnek* nevezte el és jelölésére *Eötvös* nevének kezdőbetűjét az E-t használja.

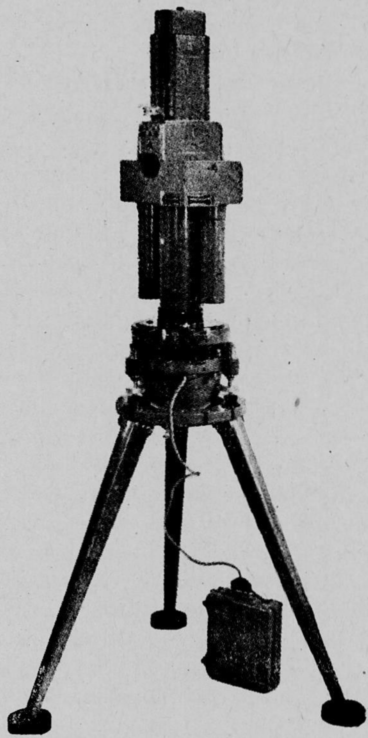
A torziós ingát már *Eötvös* olyan tökéletesen szerkesztette meg, hogy az *Ö* útmutatása szerint készült ingák még ma is a legjobbak közé tartoznak.

Lényeges elvi módosítás a torziós ingán utána sem történt, bár igen jelentős és a gyakorlati célra szolgáló mérések szempontjából fontos újításokat vittek véghez a torziós ingák mechanikus szerkezetén. Így kisebb, könnyen hordozható ingákat készítettek, amelyekkel az észlelések sokkal gyorsabban történnek, mint a régiekkel. Majd vizuális tükörleolvasás helyett a fotografikus regisztrálást vezették be (*Eötvös—Rybár* inga) úgy, hogy az észlelés, valamint az eszköznek egy új azimutba való állítása is automatikusan történik. A németek megváltoztatták a lengő szerkezet alakját, amennyiben az *Eötvös*-féle rúd és lelógó súly helyett alakú rudat használnak, ahol az inga rúdja a lengő rendszer súlypontján megy át. Legújabban ferdén felfüggesztett rudat is alkalmaznak.

Kis erők mérésére csak nagyon vékony drótot lehet használni, s ma már 0·01—0·02 mm vastag platinirridium, vagy wolfram fémdrótot



6. ábra *Eötvös—Pekár* torziós inga.



7. ábra. *Eötvös—Rybár* torziós inga.

használnak, amelyeket előbb azonban hosszadalmas eljárással kell előkészíteni, hogy a drótnak rugalmas utóhatása ne legyen, vagyis magától ne csavarodjék el. A másik fontos követelmény, hogy az eszköz belseje gyors hőmérsékletváltozások ellen meg legyen védve. Ezért a szabadban az észleléseket hőszigetelő sátorban végzik, az eszköz pedig hármas fémfallal bír a hőmérsékletváltozások gyors kiegyenlítődése céljából, mert az eszköz belsejében lévő levegő különböző helyen való felmelegedése következtében a lengő szerkezetet magában foglaló dobozban gyenge légáramlatok keletkeznek, amelyek azonban elegendők ahhoz, hogy a lengő szerkezetet elmozdítsák és a mérési adatokat helytelenül befolyásolják.

Az *Eötvös*-féle torziós ingával, mérhető négy mennyiségnek a

$$U_{xz},\ U_{zy},\ U_{\triangle}\ \text{és}\ U_{xy}\text{-nak}$$

grafikus szemléltetése úgy történik, hogy a gradiensek eredőjét nyíllal ábrázoljuk, amelynek nagysága az észlelési ponttól számítva bizonyos méret szerint arányos a gradiens számbeli értékével és iránya a

$$tg\,\alpha = \frac{U_{yz}}{U_{xz}}$$

egyenletből kiszámítható α szög, amely az északi iránytól van számítva.

A horizontális irányító erőt R-rel arányos nagyságú egyenessel ábrázoljuk, amelyet az északi iránytól λ szöggel az észlelési ponton át úgy fektetünk, hogy az észlelési pont az egyenes középpontjában legyen.

A torziós inga adataiból nyert négy mennyiség az észlelési helyen érvényes nehézségerő négy jellemző adata. Ha azonban mi a nehézségerőnek egy pontban meglevő *rendellenességeit* akarjuk ismerni, még bizonyos hatásokat kell tekintetbe venni, és az észlelt értékeket azokkal korrigálni. Éppúgy, mint az ingaméréseknél itt is mindenekelőtt tekintetbe kell venni az ú. n. normális hatást, ami a Föld forgási ellipszoid alakjából származik. A nehézségerő vízszintes normális gradiense az U_{xz} a megadott normális formulából számítható ki és a földrajzi szélesség szerint változik, zérus az egyenlítőn és a sarkokon legnagyobb pedig a 45° szélesség alatt, ahol értéke 8.16×10^{-9} C. G. S.

Az U_{Δ}-nak a normális értéke legnagyobb az egyenlítőn és zérus a sarkokon.

Ha a nehézségerőnek a földalatti tömegeloszlásból származó rendellenességeit akarjuk tudni, már pedig a gyakorlati geofizika szempontjából erre van szükségünk, akkor a torziós ingamérések által nyert adatokból le kell vonnunk azokat a gravitációs hatásokat, amelyek a föld felszínének egyenetlenségéből, a föld felszínén jelentkező tömegtöbbletből, vagy tömeghiányból származnak. E felszíni tömegeknek a torziós ingára való hatásának a meghatározása számítások útján történik és a feladat helyes elvégzése a gyakorlati torziós ingamérések legnehezebb problémája.

Eötvös első torziós ingaméréseit a *Balaton* jegén végezte éppen azért, hogy a felszíni tömegek hatását kiküszöbölje. Később számításra alkalmas formulát készített, amellyel a felszíni tömegeknek a torziós ingára gyakorolt hatását ki lehetett számítani. E számítási formulákat azután mások átalakították, hogy nagyobb pontossággal kapjuk meg a felszíni tömegek hatását.

Mivel a felszíni tömegek gravitációs hatása a gradiensekre nézve a távolság harmadik, a görbületi adatokra nézve pedig a távolság második hatványával fordítva arányos, következik, hogy e hatás kiszámításánál igen messzire kell mennünk a görbületi adatok korrekciójaival, míg a gradiensekre nézve a távoli felszíni tömegek hatása oly kicsiny, hogy az elhanyagolható.

Például egy átlagban 1500 méter magas és 200 kilométer széles s igen hosszú hegytömeg 100 kilométer távolságban az U_{Δ}-ban még 3.5×10^{-9} C. G. S. értékű hatást fejt ki.

Mivel a torziós ingához közelfekvő tömegek adják a nagyobb hatást, azért közel az ingához e tömegek helyzetét és nagyságát pontosabban kell ismerni. E felszíni tömegek elhelyezkedésének meghatározása az eszköz körül 100 méter sugarú körben szintezéssel történik, míg a távolabbi tömegek hatásának kiszámítására már csak rétegvonalas térképek szolgálnak. A szintezés adataiból kiszámított gravitációs hatást, melyet mind a négy adatra U_{xz}, U_{yz}, U_{Δ}, U_{xy}-ra külön-külön kell meghatározni, térszíni hatásnak, terrain hatásnak hívják.

A térképek segélyével meghatározott tömeghatást térképi, kartografikus hatásnak nevezzük. Míg a térszíni hatás kiszámítása a sűrűségmeghatározástól eltekintve ugyanolyan pontossággal történhetik, mint az eszköz által mért adatok, addig a térképi hatás pontossága már jóval kisebb különösen a görbületre nézve. Ezeknél ugyanis még a nagyon messze fekvő tömegeket is tekintetbe kellene venni, ami alig kivihető hosszadalmas számításokkal járna. De nemcsak a gravitációs hatásnak kiszámítása jár nehézséggel, még nehezebb feladat a tömegek sűrűségének a helyes megállapítása, amely sűrűséggel a gravitációs hatás arányos. Különböző sűrűségű felszíni alakulatokra külön-külön kellene a térszíni és térképi hatást kiszámítani, ami gyakorlatilag kivihetetlen. Azért mindig feltételezzük, hogy a felszíni alakulatok homogének, ami viszont szigorúan sohasem áll. A sűrűségnek ez a bizonytalan értéke egyik jelentős hibaforrása lehet a gravitációs hatások kiszámításának.

Így érthető, hogy a torziós ingamérésekre legalkalmasabb terület a sík vidék, vagy enyhe hajlású, de nagy kiterjedésű lejtő. Erős domborzatú vidéken a torziós ingamérésekből számított rendellenesség adatai bizonytalanokká válnak, de nem az eszközön észlelt adatok, hanem a számított terrain és térképi hatások bizonytalansága miatt.

IV. A TORZIÓS INGAMÉRÉSEK ADATAINAK FELHASZNÁLÁSA.

Láttuk, hogy a különféle nehézségerő mérésekkel vagy magát a nehézségerőt *(g)* abszolút értékben lehet meghatározni, vagy a nehézségerőnek két pont közötti Δg változását. A torziós ingával lemérhetjük a nehézségerő vízszintes irányban való változását, a vízszintes gradiensének két komponensét, valamint a nívófelület görbületére vonatkozó két adatot. A torziós inga által meghatározható 4 adat azonban még a nívófelület és a nehézségerő teljes ismeretéhez nem elegendő. Igen nagy jelentőségű volna, ha a nehézségerőnek függélyes gradiensét, azaz a nehézségerő potenciáljának $\frac{\partial^2 U}{\partial z^2}$ differenciálhányadosát is közvetlenül meg lehetne határozni. Ezt ma olyan pontossággal, mint amilyennel a torziós inga dolgozik, lemérni nem tudjuk. Egyetlen, de kevésbbé pontos meghatározása a *Jolly*-féle mérleggel történik, amely egy igen érzékeny mérleg egymás felett elhelyezett kettős súlytartókkal. A mérésnél először az m és m' súlyok a felső tartókban vannak s egyenlő súlyúak. Ha most m' súlyt az alsó tartóba helyezzük, úgy annak súlya a nehézségerő lefelé való növekedése folytán valamivel nagyobb lesz s e súlynövekedést 1 gramm és 1 centiméterre redukálva kapjuk a nehézségerő függélyes gradiensét.

E mérés azonban meg sem közelíti az *Eötvös*-féle torziós ingamérések pontosságát, pedig az itt lemérendő mennyiségek sokkal nagyobbak, mint a vízszintes gradiensek.

A nehézségerő meghatározásának háromféle célja lehet:

1. Adatgyűjtés a Földön mindenütt jelenlévő és érezhető gravitációs erőtér pontos és részletes megismerésére.

2. Különféle tudományos célra való felhasználás és itt elsőnek a geodézia és a geofizika jön tekintetbe.

3. Gyakorlati célra való felhasználás, amely szempont különösen ma mind jobban és jobban előtérbe nyomul, amióta a nehézségerő mérések eredményeiből következtetni tudunk a Föld felső rétegeinek eloszlására és közvetve az ezekben található hasznos anyagokra.

A nehézségerő méréseknek tudományos szempontból való felhasználása főleg a geodézia problémáival kapcsolatos.

A magasabb geodézia, amelynek egyik feladata a Föld alakjának és méreteinek meghatározása, nem nélkülözheti a nehézségerő eloszlásának az ismeretét, hiszen a geodézia legfontosabb műszere a libella a nehézségerő irányát adja meg. A Föld alakjának pontos ismeretéhez az ú. n. *függőóneltérés* adatai is szükségesek, amit a geodéták úgy határoznak meg, hogy két egymástól észak-dél irányban fekvő pont között csillagászati úton a sarkcsillag állásából mérik a földrajzi szélességek különbségét, majd tisztán hosszméréssel határozzák meg a két pont között a meridián ívhosszát, amiből azután a két pont közötti geodéziai földrajzi szélesség különbségét lehet kiszámítani.

A két pont között kétféle módon nyert szélesség különbsége nem mindig ugyanaz, kicsiny pár ívmásodperc különbség jelentkezik a szélességkülönbségekben és ez a függőóneltérés.

Eötvös kimutatta, miként lehet a torziós inga görbületi adataiból minden mérési pontra a függőóneltérést kiszámítani, feltéve, hogy azon a területen a függőóneltérés abszolút értéke legalább két pont között ismeretes. Mérési adatai és számítása helyességének ellenőrzésére *Oltay* professor végzett *Arad* vidékén abszolút függőóneltérés meghatározásokat a fent említett csillagászati és geodéziai módszerrel.

Ezen abszolút mérésekből és az *Eötvös*-féle torziós inga görbületi adataiból számított, tehát két egymástól teljesen eltérő módszerrel nyert függőóneltérések igen jó megegyezést mutattak, ami talán a legfényesebb bizonyítéka volt az *Eötvös*-féle torziós inga mérési adatai megbízhatóságának.

Az abszolút és relatív ingamérések egész kontinensre kiterjedő, de egymástól távolabb fekvő pontokon, továbbá a tengereken nyert adataiból a geofizika fontos következtetéseket von le a szárazföldi nagy tömegek elhelyezkedésére, azután e tömegek elhelyezkedésének egyensúlyára, az ú. n. izosztáziára. A nehézségerő eloszlásában ugyanis azt vették észre, hogy a nehézségerő rendellenességek negatív értékeket mutatnak nagy hegyek tetején és nagy pozitív értékeket éppen a tengereken. Ezt úgy lehet magyarázni, hogy a hegyek tömege, amelynek sűrűsége körülbelül 3, mintegy úszik a közel 5 sűrűségű magmán és a hegyek tömege 7-szeres mélységbe merül bele a magmába. Itt tehát a 3 sűrűségű, de nagyon vastag kőzet kisebb vonzóerőt fejt ki, mint a tenger színe alatt közel fekvő 5 sűrűségű hatalmas magmatömeg.

A nehézségerő-mérések legfontosabb alkalmazását ma a gyakorlati irányú geofizikai kutatásokban találjuk, midőn a nehézségerő-mérések adataiból, vagy szabatosabban a nehézségerő rendellenességeiből következtetéseket vonunk a Föld felszínéhez közel fekvő tömegek eloszlására, és így közvetve az azokban található hasznos anyagok jelenlétére.

Gyakorlati geofizikai kutatásokra azonban főképen az *Eötvös*-féle torziós ingát és legújabban a gravimétert használjuk, míg az abszolút és relatív ingamérések e két módszer mérési adatainak az ellenőrzésére szolgálnak, amennyiben azokat a nehézségerő értékeket szolgáltatják, amelyekhez a torziós inga és graviméter adatai kapcsolódnak.

A graviméterrel, mint láttuk, magának a nehézségerőnek a változásait mérhetjük le s ezekből kiszámíthatjuk a nehézségerő rendellenességét. Szelvény mentén végzett graviméteres mérések adataiból megszerkeszthetjük a nehézségerő rendellenességeinek a görbéjét. Hálózati pontban végzett gravimetrikus mérések adataiból megszerkeszthetjük a nehézségerő rendellenességeinek izogamma térképét.

A torziós ingamérések adataiból, ha azok szelvény mentén történtek, megszerkeszthetjük a szelvény mentén a gradiensgörbét és a görbületi adatok, vagy a vízszintes irányítóerők görbéjét, sőt a gradiensértékek definiciója alapján a nehézségerő rendellenességeinek görbéjét is.

Ha ugyanis egy vízszintes síkban levő két ponton, az egymástól s távolságra levő A és B ponton ismeretesek a nehézségerő rendellenességének gradiensei U_A és U_B, akkor e gradienseknek az AB összekötő egyenesre való vetületeinek középértéke szorozva az s távolsággal adja a nehézségerő rendellenességének változását az A és a B pont között:

$$\triangle g = \frac{U'_A + U'_B}{2} s .$$

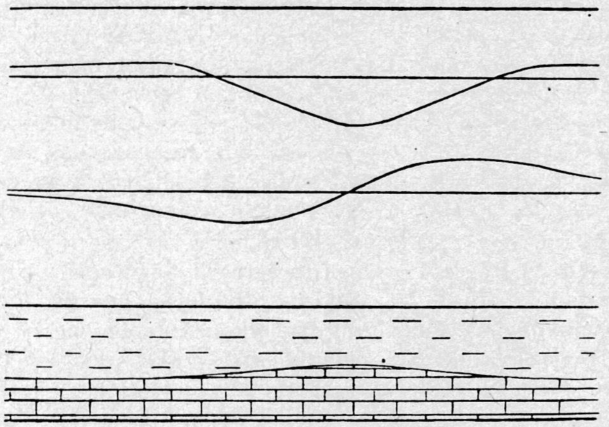
E számításnál feltettük, hogy az A és B pontok között a gradiens a távolsággal arányosan, azaz lineárisan változik és hogy az A és B pontok egy vízszintes síkban vannak, mert különben a nehézségerő függőleges gradiensét a $\frac{\partial^2 U}{\partial z^2}$-t is tekintetbe kellene venni, ezt pedig ma még jól lemérni nem tudjuk.

Ha a torziós inga állomásokat hálózati rendszerbe helyeztük el, rendesen egyenlőoldalú háromszögek csúcspontjain, akkor a háromszögek mindegyik oldalára ki kell számítani a fenti módon a $\triangle g$ értékét. Ezáltal egy-egy pontra a nehézségerő rendellenességének több értékét is nyerjük, mivel a fentebb említett lineáris változás sohasem teljesül pontosan. Ezek az értékek azonban nagy mértékben nem különbözhetnek egymástól. Ilyen esetben a legkisebb négyzetek módszerével egyenlítjük ki a $\triangle g$ értékeket. Ha a hálózat minden egyes mérési pontjára meghatározunk egy-egy kiegyenlített $\triangle g$ értéket és az egyenlő $\triangle g$ értékű pontokat egymással összekötjük, akkor a nehézségerő rendellenességének izogammáit nyerjük, amelyek teljesen azonosak az esetleg graviméteres mérésekkel meghatározott izogammákkal.

Látható tehát, hogy a torziós ingamérések alapján készült térképek, amelyek rendesen a gradienseket, a vízszintes irányító erőket és az izogammákat is feltüntetik, többet mutatnak, mint a graviméteres mérések alapján készült puszta izogamma térképek vagy $\triangle g$ szelvények.

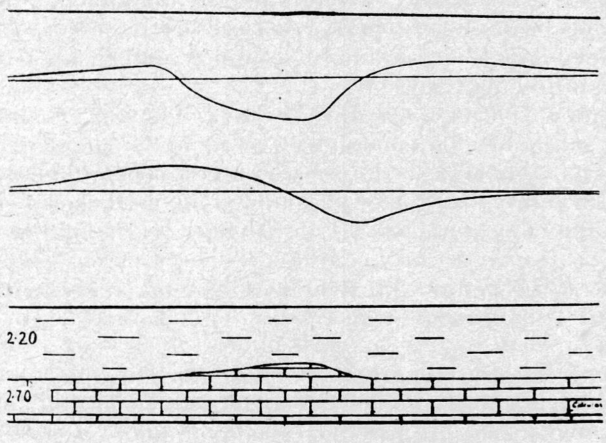
Ilyen térképek elkészítése után kerül azután sor a gyakorlati geofizikában a nehézségerő-mérések adatainak interpretációjára, magyarázatára.

Ez azonban sokkal nehezebb és bonyolultabb feladat, mint a méréseknek kivitele. A mérési adatok magyarázatához, vagyis ahhoz, hogy a mérések adataiból, a nehézségerő rendellenességeiből az azokat előidéző tömegeloszlásra, vagy sűrűségi viszonyokra következtethessünk, ismernünk kell mindenekelőtt bizonyos a Föld felszíne alatt nem nagy mélységben levő jellegzetes geológiai alakulatok által a Föld felszínén



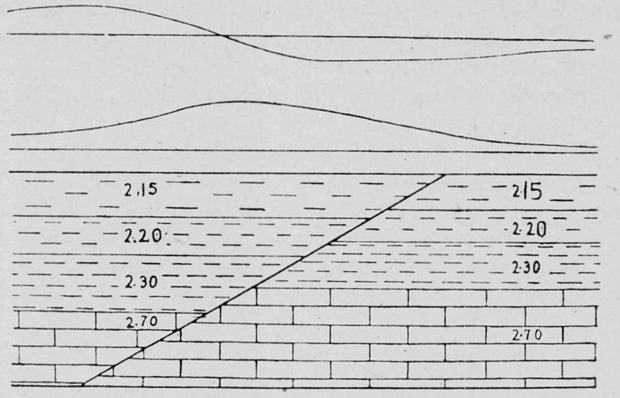
8. ábra. Symmetrikus antiklinális gravitációs hatása.

előidézett nehézségerő rendellenességek lefutását. Ezért úgy járunk el, hogy bizonyos egyszerűbb geológiai alakulatoknak, aminők pl. boltozódások, vetődések, antiklinálisok stb. gravitációs hatását és pedig a gradiensgörbéket, a görbületi adatok görbéjét és esetleg a nehézségerő rendellenességek görbéjét egy szelvény mentén kiszámítjuk.



9. ábra. Asymmetrikus antiklinális gravitációs hatása.

Ilyen jellegzetes geológiai alakulatok gravitációs hatását láthatjuk a 8., 9. és 10. ábrán, ahol mindenütt a felső görbe a görbületi hatást az alsó pedig a gradiens görbéjét ábrázolja.



10. ábra. 30°-os vetődés gravitációs hatása.

Egyes geológiai alakulatokra jellemző nehézségerő anomáliák lefutásából már egyszerű analógia útján is következtethetünk hasonló anomáliákat előidéző földalatti alakulatok jelenlétére; ezek a következtetések azonban csak kvalitatív jellegűek s a földalatti tömegeloszlásról csak általános képet nyujtanak.

Az izogammatérképek is nagy lépéssel viszik előbbre a nehézségerőmérések adatainak magyarázatát, de itt különösen nagy kritikával kell eljárni. Általában nagyobb sűrűségű alakulatban fellépő boltozódás felett a nehézségerő nagyobbodik és ú. n. gravitációs maximum jelentkezik, ha az könnyebb üledékkel van befedve, míg valamely könnyebb fajsúlyú anyaggal kitöltött mélyedés felett gravitációs minimumot észlelünk. Hasonló viszonyok között antiklinális felett gravitációs maximum vonulatot, szinklinális felett minimum vonulatot találunk a nehézségerő rendellenességeiben. Olyan boltozódás azonban, amelynek a magvában levő anyag sűrűsége kisebb, mint a boltozódást fedő rétegeké, gravitációs minimumot ad.

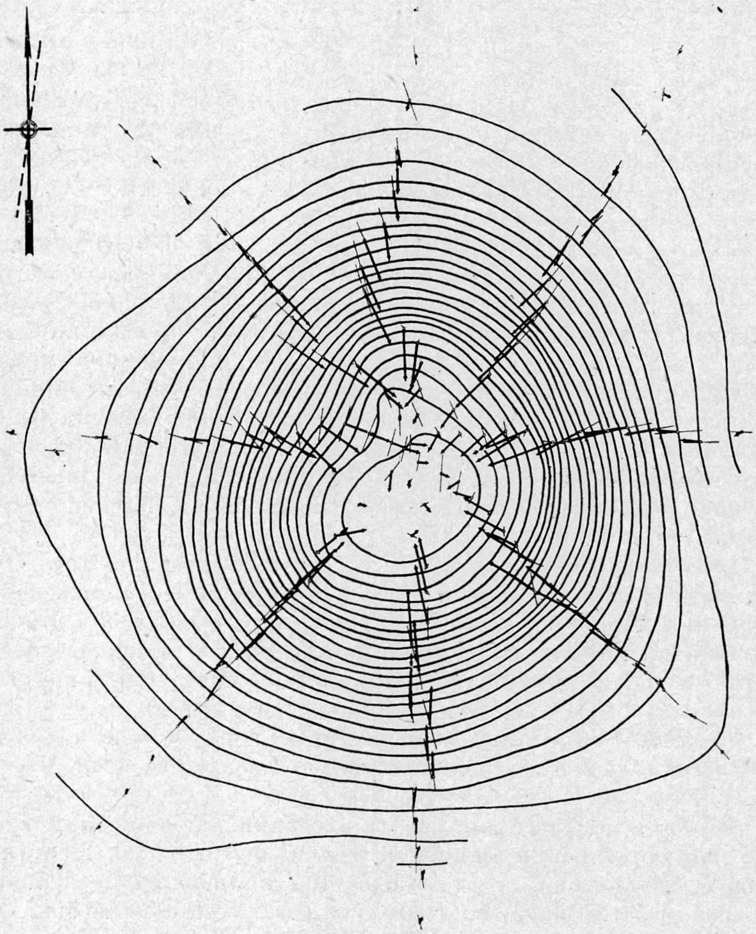
Izogammatérképek is mutatják, hogy hol van gravitációs maximum, vagy minimum, de ismernünk kell az egyes izogammák értékeit. Torziós ingamérésekből készült izogammatérképeken, ahol a gradiensek is fel vannak tüntetve, a tájékozódás könnyebb, mert ezen a gradienseket ábrázoló nyilak a gravitációs maximum felé, míg a minimumtól elfelé irányulnak

Dr. Böckh Hugó mutatott rá először nemcsak a torziós ingamérések, de általában a nehézségerő mérések eredményeinek geológiai interpretációjára.

Bizonyos egyszerű esetben az izogammákat mint a mélyebben fekvő nagyobb fajsúlyú alakulat rétegvonalait foghatjuk fel és az izogammák értékközéből a gravitációs maximumot előidéző földalatti boltozódás relatív magassági viszonyaira is következtethetünk. Az így kiszámított relatív magasságkülönbségeket azonban a fúrási adatok nem mindig erősítették meg és pedig azért nem, mert az az egyszerű eset, mely az ilyen magasságkiszámítás alapjául szolgál t. i., hogy csak két önmagukban homogén alakulat van jelen, a valóságban igen ritkán fordul elő. Ott azonban, ahol az alakulatok elhelyezkedése és a sűrűségviszonyok a fenti feltételt kielégítik, az izogammatérképekből levont következtetések nagyon megközelítik a valóságot.

Ilyen egyszerű eset nem nagyon mélyen fekvő sótestek kimutatása nehézségerő-mérések, különösen torziós ingamérések alapján.

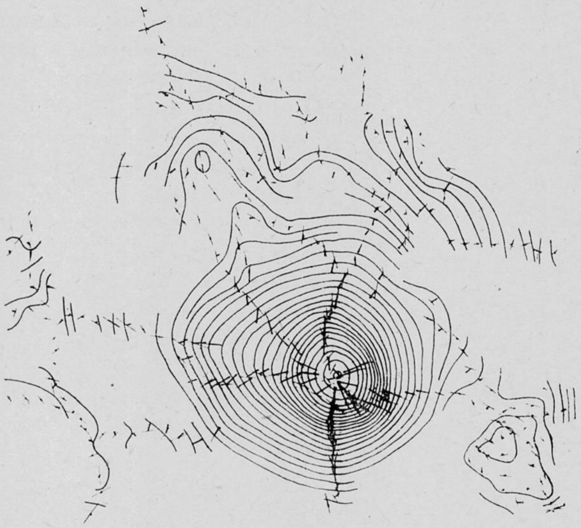
A torziós ingafelvételek a legszebb eredményeket épp sódómok kimutatásával érték el, és pedig azért, mert a sódómok szabályos alakja és a homogén sűrűség miatt a gravitációs hatás is legtöbbször igen szabályos volt. Általában egy sótest gravitációs minimumot ad, de ha az elég vastag fedőkőzettel bír és közel van a felszínhez, úgy a sótest felett maximumot kapunk (l. 11. ábrát).



11. ábra. Gravitációs maximum sódóm felett. Gravitációs anomáliák mérete 1 mm = 7 E. Izogammák köze $0{,}2.10^{-3}$ C. G. S. Térképméret 1 : 35.000.

Bizonyos mélységen alul fekvő sódómok tekintet nélkül arra, hogy van-e rajtuk fedőkőzet vagy nincs, mindig mint gravitációs minimumok jelentkeznek.

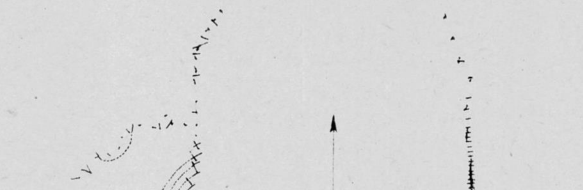
Azután a nagy siker után, amivel a torziós ingát sótestek felkutatására használták, az 1920-as évek közepétől kezdve ilyen méréseket más geológiai alakulatok kimutatására is alkalmaztak. Ekkor azonban már nagyobb nehézségek merültek fel a torziós ingamérések adatainak magyarázatánál. Mint már említettük, a gravitációs maximum boltozódást, a minimum mélyedést jelent, ha a boltozódás magja nagyobb fajsúlyú, mint a fedő alakulat. Az esetek nagyrészben a fúrási adatok ezt igazolták is, de viszont voltak esetek, midőn a fúrások által megállapított valódi tömegeloszlás lényegesen különbözött attól, amit a torziós inga adataiból ki lehetett olvasni. Ez különösen oly helyeken fordult elő, ahol előzetes fúrások híjján az altalaj sűrűségi viszonyai teljesen ismeretlenek voltak.



12. ábra. Gravitációs maximum boltozódás felett.

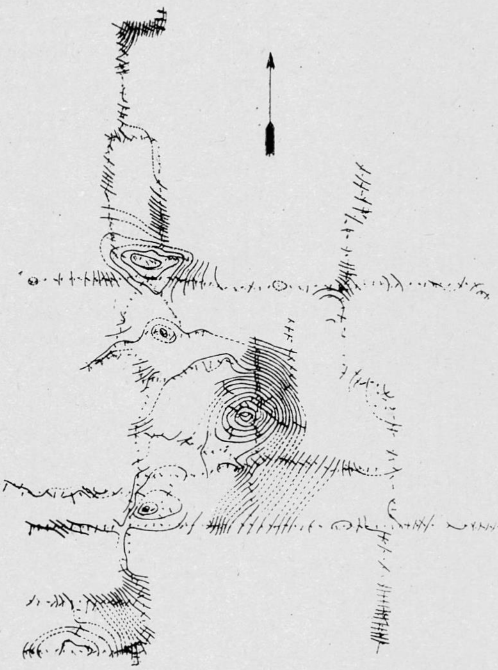
A 12. ábra egy hatalmas gravitációs maximumot mutat, amely a tetején lemélyített fúrások szerint csakugyan hatalmas boltozódás az alapkőzetben 800 m mélységben. Ez a boltozódás igen jelentékeny földgázmennyiség rezervoárjának bizonyult.

Ellenben a 13. ábrán mutatkozó gravitációs maximum, bár mint gravitációs hatás sokkal jelentékenyebb az előbbinél, mégsem felel meg boltozódás hatásának. A fúró



13. ábra. Gravitációs max. boltozódás nélkül.

ugyanis a maximum tetején 900 m mélységben a gránit alapkőzetet ütötte meg pontosan ugyanolyan mélységben, mint az ábra ÉNY-i sarkában lévő egész kis gravitációs maximumon. Ennek az oka az volt, hogy a nagy maximum alatt az alapkőzet nagymennyiségű peridotitot tartalmazott, amelynek sűrűsége 3·4 és amely csőszerűen volt a gránit alapkőzetbe beágyazva, míg a gránit sűrűsége csak 2·7. Itt tehát a gravitációs maximumot sűrűségnövekedés hozta létre minden boltozódás nélkül.



14. ábra. Gravitációs maximumok.

14. ábra egy torziós ingamérések adataiból számított izogammatérképet mutat, amelyen egy nagyobb és több kisebb gravitációs maximum látható, amelyek alatt azonban legalább addig, ameddig a fúró lehatolt, boltozódást nem találtak. E helyen a gravitációs maximumot a nagy mélységben fekvő alapkőzetek okozták, amelyekben megvan a boltozódás, de a fedőrétegek vízszintes településűek voltak.

A torziós ingamérések adatainak magyarázata sokkal bonyolultabb, mint azt alkalmazásának első idejében hitték, amikor az izogammatérképeken található maximumok és minimumok egyszerű magyarázatával is megelégedtek. Ma már torziós ingával nem hálóznak be nagy ismeretlen területeket, hanem ezt a munkát, azaz teljesen ismeretlen területeken a nehézségerő részletes meghatározását a graviméterre bízzák, amellyel sokkal gyorsabban és olcsóbban lehet dolgozni, mint bármely más módszerrel. A graviméteres mérések adataiban mutatkozó jellegzetes anomáliákat azonban azok részletes kikutatása céljából torziós ingaméréssel kell megvizsgálni. Ott pedig, ahol a torziós ingamérések sem adnak egyértelmű felvilágosítást a földalatti tömegeloszlásról, még más geofizikai módszert például szeizmikus méréseket is alkalmazni kell.

Kiadásért felelős: Dr. Fekete Jenő.

41.295. — Királyi Magyar Egyetemi Nyomda, Budapest. (F.: Thiering Richárd.)

2.—

A Mérnöki Továbbképző Intézet kiadványai:

I. KÖTET: (mérnöki)
1. sz. *Lászlóffy:* Válogatott fejezetek a víztan köréből .... 2·50
2. sz. *Szily:* Vízépítési modellkísérletezés .... 2·50
3. sz. *Benedek:* Hegyvidéki nagyobb vízierőink .... 4·—
4. sz. *Vojcsik:* Ivóvízellátás Magyarországon .... 4·—
5. sz. *Németh:* A korszerű mezőgazdaság vízi feladatai .... 4·—
Az első kötet egybefűzve .... 17·—

II. KÖTET:
6. sz. *Vendl A.—Papp F.:* Válogatott fejezetek a geológiából .. 4·—
7. sz. *Jáky:* Földmunkák tömörítése .... 4·—
8. sz. *Széchy K.:* Alapozások .... 6·—
9. sz. *Vásárhelyi:* A betonút, a kátrányos és bitumenes utak építése 5·—
10. sz. *Széchy E.:* Munkaszervezés és költségszámítás .... 2·—
A második kötet egybefűzve .... 17·—

III. KÖTET:
11. sz. *Menyhárd:* Héjszerkezetek elmélete I. rész .... 2·40
12. sz. *Haviár:* Tartók dinamikus igénybevételeinek meghatározása 5·—
13. sz. *Kazinczy G.:* Az anyagok képlékenységének jelentősége a tartószerkezetek teherbírása szempontjából .... 6·—
14. sz. *Mihailich:* A beton- és vasbetonépítés újabb fejlődése ... 3·60
15. sz. *Gáspár:* Káros hatások a betonra .... 5·—
16. sz. *Borsányi—Kazinczy—Tisza:* Korszerű légiháború fegyverei, lakóházak és ipartelepek légoltalma .... 2·—
A harmadik kötet egybefűzve......................... 23·—

IV. KÖTET:
17. sz. *Oltay:* A redukáló tahiméterek .... 4·—
18. sz. *Guoth:* Új tagok numerikus tervezése a tagosításban ..... 2·—
19. sz. *Futaky:* Az állami földmérés szervezete és szabályai ..... 3·—
20. sz. *Futaky:* A tagosítás jogi, mérnöki és gazdasági műveletei 3·—
21. sz. *Muzsnai:* A birtokeldarabolások jogi és műszaki végrehajtása 2·50
22. sz. *Takács:* Állami és törvényhatósági utak törzskönyvezése . 1·—
23. sz. *Helle:* A városrendezési törvény .... 3·—
A negyedik kötet egybefűzve .... 17·—

XVI. KÖTET:
24. sz. *Tarics:* A számológép alkalmazása geodéziai műveletekben 3·—
25. sz. *Oltay:* Újítások a teodoliton és a teodolitszerű műszereken 3·—
26. sz. *Fekete:* Az Eötvös-féle torziós inga és alk. a geofizikában 1·50
27. sz. *Takátsy:* Csillagászati időmeghatározások .... 5·—
28. sz. *Rédey:* A földkéreg izosztatikus egyensúlya .... 3·—
29. sz. *Hankó:* A fotogrammétria és alkalmazása .... 3·30
30. sz. *Hazay:* Vetületek, különös tekintettel a hazai felmérésekre 3·30
31. sz. *Poronyi:* Földrajzi hosszúságmeghatározás .... 2·—
32. sz. *Regőczi:* Az Állami Földmérés felsőgeodéziai munkálatai . 4·—
33. sz. *Kürti:* Logaritmus hengerek és táblák elmélete és használata a pontkapcsolásokban és a sokszögelésekben......... 1·—
A tizenhatodik kötet egybefűzve .... 26·—

továbbá az V. kötet építészeti, VI—X. kötetek gépészeti, a XI—XII. kötetek vegyészeti, a XIII. kötet bányászati, a XIV. kötet kohászati, XV. kötet közgazdasági és jogi tartalommal.

Beszerezhetők, illetve megrendelhetők:

vagy az Intézet 5670. számú postatakarékpénztári csekkszámlájára való befizetéssel.