

MAGYAR

# Geofizika



A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE  
KIADVÁNYSOROZATA

BUDAPEST, 1962

A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETÉNEK  
KIADVÁNYSOROZATA

III. évfolyam

1-2. szám

---

MAGYAR

# Geofizika

Budapest, 1962.

Felelős szerkesztő:

Dr. SEBESTYÉN KÁRÓLY

a Magyar Geofizikusok Egyesülete főtitkára

Szerkesztőbizottság: Czeglédi István és dr. Renner János

Szerkesztő:

BUDAY TIBOR

Az ábrákat rajzolta:

HÉMETH LAJOS

Kiadásért felelős: dr. Sebestyén Károly

Engedélyezési száma: Művelődésügyi Minisztérium 176/1086/1962.

Készült 700 példányban a Fővárosi Nyomdaipari Váll.16.telepén,  
Bp. V., Királyi Pál-u. 5.

A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETE  
VII. NEMZETKÖZI ANKÉTJÁN

1961. évi szeptember 6-9-én elhangzott előadások

Доклады, прочитанные на

УП международном симпозиуме

Общества венгерских геофизиков, состоявшемся 6-9 сентября 1961 г.

Papers read before the Society of Hungarian Geophysicists at its

VII. INTERNATIONAL SYMPOSIUM

on the 6-9<sup>th</sup> September 1961

Vorträge gehalten anlässlich des

VII.-TEN INTERNATIONAL SYMPOSIUMS

des Vereines der Ungarischen Geophysiker am 6-9.-ten

September 1961

TARTALOM - INHALT

Egyed László: Geofizikai adatok értelmezésének dinamikus módszerei a Föld belső szerkezetének kutatásában.....	5
Renner János: A gravitációs értelmezés problémái.....	11
Szalai Tibor: A Cserhát-Mátra gravitációs anomáliáinak tektonikai értelmezése és kristályos kőzeteinek helyzete a Ny.-i Kárpátok rendszerében .....	31
J. Ibrmayer - L. Mottlova: Bearbeitung und Interpretation der Schweremessungen und der magnetischen Messungen im Donaubecken .....	41
Banai Gyula - Rybár István: A torziós inga fejlesztéséről .....	49
Barta György: Újabb adatok a Föld háromtengelyűségének és a földmágneses tér excentricitásának kapcsolatáról .....	57
Kunetz Géza: A szintetikus szeizmogram szerkesztése és használata .....	63
Ádám Antal: Magnetotellurikus anizotrópia .....	69
Ádám Antal - Verő József: Az országos földárammérések adatainak feldolgozása és térképi ábrázolása .....	81
Szebényi Lajos: Termális vizeink hűtőnéptelődése a Föld belső melegéből .....	91
A. Stiller - F. Pröhlich - F. Ch. Wagner: Untersuchung des Temperatureinflusses auf magnetische Oxyde .....	99
Karas Gyuláné: Radioaktív módszerek alkalmazhatósága szénkutató furásokban .....	119
Csiky Gábor: A demjéni kőolajmező .....	123
Tudományos Figyelő .....	135
Wissenschaftlicher Beobachter .....	135
Könyv- és lapszemle .....	137
Umschau .....	137
Egyesületi Hírek .....	141
Vereinsnachrichten .....	141

Эдьед Л.:

ДИНАМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ИЗУЧЕНИИ  
ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЗЕМЛИ

Автором анализируются затруднения, возникающие при изучении внутреннего строения Земли. Показано, что при правильной интерпретации необходимо учесть также и роль давления, температуры и времени. Напротив общепринятому до сих пор статическому истолкованию, динамические методы интерпретации сокращают число возможных решений и дают объяснение всему процессу развития Земли.

L. Egyed

Dynamische Methoden der Interpretation  
geophysikalischer Daten in der Erforschung der  
inneren Struktur der Erde

Verfasser analysiert die bei der Untersuchung der inneren Struktur der Erde auftauchenden Schwierigkeiten. Er zeigt, dass in einer richtigen Interpretation auch die Rolle des Druckes, der Temperatur und der Zeit berücksichtigt werden sollte. Es wird auch erwiesen, dass - gegenüber der bisherigen statischen Behandlungsweise - eine dynamische Interpretationsmethode die Anzahl der möglichen Lösungen vermindert und im Stande ist, nicht nur einen blossen Querschnitt der Erde zu liefern, sondern auch eine Erklärung für ihren ganzen Entstehungsprozess zu geben.

GEOFIZIKAI ADATOK ÉRTELMEZÉSÉNEK DINAMIKUS MÓDSZEREI  
A FÖLD BELSŐ SZERKEZETÉNEK KUTATÁSÁBAN

Egyed László

A Föld belsejének a megismerése lényegében akkor indult el, amikor bevonták a fizikai megfigyeléseket is a felszínen közvetlenül észlelt viszonyoknak a mélység felé való extrapolálásába s megssülett a geofizika.

A geofizikai mérési adatok értelmezése azonban a Föld belső szerkezeti viszonyainak tisztázására több nehézséggel jár.

As első tény amit figyelembe kell vennünk, as, hogy mig a fel-

színen a kőzetek legkülönbözőbb változatai fordulnak elő, addig csupán néhány fizikai jellemzőjük van: sűrűség, rugalmas állandók, mágneses szuszeptibilitás, hővezetőképesség, elektromos vezetőképesség, olvadáspont. Egy adott típusú kőzetnek ezek a fizikai jellemzői viszont sokszor elég tág határok között változnak. Sőt különböző típusú kőzeteknek lehetnek e határok között azonos fizikai jellemzői.

A fizikai adatok tehát nem határozzák meg egyértelműen az anyagi felépítést.

Ez a probléma azonban a gyakorlati geofizikában is ugyanaz. Itt mégis fennáll annak a lehetősége, hogy közvetlen feltárással, vagy furással végül is tisztázzuk a tényleges helyzetet. A nehézségek azonban a mélységgel fokozódnak s bizonyos mélységen túl ma még technikailag nem állunk ott, hogy közvetlen megfigyeléseket végezzünk.

A másik nehézség azért lép fel, mert a mélységgel az anyagok különböző körülmények közé kerülnek. A nyomás hihetetlen mértékűt őrít s eleinte nem ismerték az anyagok viselkedését a nagy nyomás hatása alatt.

Ha a fizikai adatok értelmezését a Föld belső szerkezetének kutatásában fel akarjuk használni, annak egyik alapfeltétele, hogy megismerjük a nyomás hatását az anyag fizikai és anyagszerkezeti viselkedésére.

Kezdetben csak néhány száz, ill. ezer, ma már 100 000 atmoszféra körüli nyomás mellett van lehetőség az anyag viselkedését huzamosabb időn keresztül vizsgálni. Ez a nyomás a Föld esetében mintegy 300 km-es mélységnek felel meg.

Ezek a vizsgálatok sokféle lényeges és új eredményt hoztak. Kint, hogy a nyomás megváltoztatja az anyagok, kőzetek szilárdsági viszonyait. A felszínen teljesen rideg anyagok bizonyos nyomáson képlékennyé válnak. Egyes anyagok sűrűségének növekedése kritikus nyomásokon diszkontinuus lesz, nagynyomású fázisok lépnek fel. E fázisok között stabil fázisok is vannak. Így pl. a sárga foszfor 12 000 és 13 000 kg/cm<sup>2</sup> nyomás és 200° C hőmérséklet mellett stabil fekete foszforra változik; sűrűsége 2,67, szemben a sárga foszfor 1,9-es sűrűségével, elektromos vezető, szemben a rosszvezető sárgafoszforral. Ha kémiai hatásoknak nincs kitéve, évekig változatlanul marad közösleges nyomáson is; ha azonban melegítik, elpárolog és közösleges sárga vagy vörös foszforra alakul át.

A még nagyobb nyomások gyakorlati elérése eleinte kilátástalannak látszott, ezért a nyomás hatását egyelőre elméleti úton igyekeztek tisztázni. Különösen a statisztikus atomelmélet ért el itt sikereket. De megszületett a véges deformációk elmélete is, amely lehetővé tette a laboratóriumi mérések extrapolálását a földképeny méreteire.

Ujabbán kialakult az anyagoknak robbantási nyomáshullámokkal való vizsgálata. Itt már a Föld belsejében lévő nyomásokat laboratóriumi keretben elő tudják állítani. A hátrány és nehézség e laboratóriumi vizsgálatokban azonban az, hogy a nyomásokat csak rendkívül rövid időre, néhány mikroszekundumra tudják létrehozni, úgyhogy problematikus a termodinamikai egyensúly beállításának a kérdése.

A másik nagy nehézséget a geofizikai adatok értelmezésében az idő okozza. A mi megfigyeléseink, laboratóriumi vizsgálataink legfeljebb néhány évet v. évtizedet ölelnek fel, hiszen egész fizikánk alig néhány száz éves. Ugyanakkor a Föld felszínén és belsejében lejátszódó jelenségekre évmilliók vagy évszázadmilliók állanak rendelkezésre. A közvetlen felsszíni megfigyelések is hiányosak, hiszen a hosszú idő alatt lejátszódó jelenségek során sok minden elpusztult és újjáépült. Az idő szerepe egyelőre eléggé kevésbé tisztázott. Laboratóriumi körülmények között is bizonyítható volt, hogy esilárdsági viselkedés szempontjából az időtartan pótolhatja a hatás egy részét.

De ilyen jellegű szerepe van a nyomásnak a kémiai és a migrációs jelenségekkel kapcsolatban.

Az idő kérdésével kapcsolatban is történtek elméleti vizsgálatok, mégpedig a gravitáció vonatkozásában. Itt Dirac mutatott rá először arra, hogy a gravitációs együttható egy időparaméternek a függvénye, mégpedig egy időparaméterrel fordítottan arányos. Ennek az eredménynek korrekt alátámasztását csak 1956-ban adta meg C. Gilbert.

A harmadik nagy nehézséget a Föld belsejének a megismerésében a hőmérsékleti viszonyok és azok hatásának hiánya ismerete jelenti. A laboratóriumi vizsgálatok itt főképpen az olvadáspont kérdésében hoztak érdekes adatokat, mert küszel 100 000 atmoszféráig sikerült pl. a vas olvadáspontját meghatározni a igazolni a félempirikus Simon-formula érvényességét e határon belül, ami lehetővé tette ennek az olvadáspont-görbének egy nagyságrenddel való extrapolálását. Mindent összevéve a Föld belső hőmérsékletének becslése ma még elsősorban anyag-szerkezeti vizsgálatokra alapozott elméleti megfontolásokon alapszik.

A Föld belső felépítésének a megismerésére nem lévén közvetlen megfigyelés, nem is marad más lehetőség hátra, mint a fizikai megfigyelésekből való következtetés.

A legérdekesebb adatokat ezen a téren a szeizmológia szolgáltatja.

Egyik legfontosabb eredmény, amely alig tartalmazott több feltételezést, mint azt, hogy a Föld éves felépítésű, a longitudinális és transzverzális hullámok sebességének a mélység függvényében való meghatározása volt. Ebből adódott a Föld tagolódása kéregre, képenyre, magra és később belső magra, és ez a sebesség-függvény tett lehetővé



minden további szerkezeti kutatást.

A második nagy lépés volt az Adams-Williamson egyenlet alkalmazása a sűrűség meghatározására, ami azután egy egész sor fizikai paraméter meghatározására nyújtott lehetőséget.

A fizikai paraméterek ismerete azonban nem elegendő a felépítés meghatározására. Az értelmezés kérdése itt kezdődik és mindig egy adott model kialakítását jelenti, amely model anyagi paramétereiből a felszínre levont következtetések egyeznek a megfigyelésekkel. Látjuk itt azonban a nehézséget és sokszerűséget. A model megválasztásának sokszerű lehetőségét csökkentette az, hogy figyelembe vették a nyomás és részben a hőmérséklet szerepét és azt, hogy a nyomás maga lényeges változásokat is létrehozhat az anyagszerkezeti felépítésben. Így jött létre a Ramsey-féle model, aminek éppen az volt az előnye, hogy a leglényegesebb diszkontinuitásokat nem anyagi minőség változásában, hanem fázisátalakulásban látta. De ennek a modelnek is volt egy hátránya, hogy statikus volt s a pillanatnyi helyzetet igyekezett rögzíteni. Ezért előnyt a régi vasmagos modellel szemben éppen a Föld fizikai kialakulásában nem jelenthetett.

A modellek sokszerűségében messze le lehet a lehetőségeket csökkenteni, ha olyan modelt keresünk, amellyel a földfelszínen, esetleg a Föld belsejében a földtörténet során lejátszódó jelenségeket is értelmezni vagyunk képesek. Ez lényegében az idő szerepének a bevonását jelenti a modelbe. Egy ilyen lehetőséget jelent a Dirac-egyenlet alkalmazása a Ramsey-féle általánosított földmodelre.

Az így adódó dinamikus földmodel a Bullen-féle adatok alapján 600 millió évre elméletileg évi 1 mm-es sugárnövekedést ad. Ugyanez a Bullen - Bullard - féle 1 diszkontinuitásos sűrűségugrás esetén 0,5 mm/éves átlagos sugárnövekedéshez vezet. Tudjuk, hogy ezek az elméleti értékek jó összhangban vannak a földtani megfigyelésekkel s a földtani jelenségek igen nagy csoportját magyarázni tudják.

Másik példának a dinamikus értelmezésre a Földnek az újabb vizsgálatokból is kialakuló képét hozzuk fel. Eszerint a felső köpeny felépítésében a Gutenberg-öv egy sűrűség minimummal lép fel. Ezt semmiképpen nem lehet megérteni csakis akkor, ha ténylegesen dinamikus magyarázatot adunk s az első időkben a legkülsőbb részben fennálló erős erőtergradienst vesszük számításba.

A dinamikus értelmezésből származó földmodel alapjait az anyagszerkezeti vizsgálatok is megerősítették, mert kimutatható volt, hogy a Föld magjának az átlagos atomsúlya 22-23 között van, míg a vas atomsúlya 26 körül mozog. A könnyebb elemekkel való keveredési magyarázatnak pedig a kompresszibilitási adatok mondanak ellene.

A dinamikus értelmezés alapján a Föld egy homogén, volatilkban

gazdag anyagösszettség és csak a legfelsőbb részében jött létre komolyabb differenciáció, a tényleges sűrűség pedig kizárólag a nyomás függvénye. Az egyes fizikai törésfelületek csak fázisátmeneteket jelentenek. A dinamikai folyamatokat, belső energiákat a tér szerkezetéből következő Dirac-egyenlet szabályozza.

A fentieket ugyancsak megerősíti az a tény, hogy a Föld korát az ólomizotópok alapján meg lehet határozni. Az ólomizotópokkal való kormeghatározás alapfeltétele az, hogy egy viszonylag egyenletes rezervoárból kerültek a Föld felszínére a lebomló ólomizotópok. Ez lényegileg megerősíti a dinamikus földmodelből következő azt a megállapítást, hogy a magmatizmus és a vele együttjáró folyamatok a köpeny lényegesen mélyebb részeiből kerültek a felszínre ami így egy 700-800 km mélységű repedésrendszer mentén való migrációt jelent.



Д-р Реннер Я.:

## О ПРОБЛЕМАХ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Хотя и методы гравитационной интерпретации применяются уже долгое время, все же их нельзя считать решенными. Наиболее целесообразный подбор средней плотности, применяемой для вычисления аномалий Буге представляет собой часто оспариваемую проблему. Важным является учет цели интерпретации. В соответствии с этим различаются зональные, региональные, локальные и элементарные аномалии. Для интерпретации локальных аномалий применяются различные методы высших производных. Если по гравитационным аномалиям нужно судить о строении скрытых геологических тел, то руководствоваться следует принципом, что гравитационные аномалии отражают неравномерное распределение плотности.

Кроме наиболее часто примененных до сих пор методов, за последнее время для интерпретации все более широко начинают применяться методы, основывающиеся на аналитическом продолжении аномалий. Применение метода аналитического продолжения иллюстрируется на практическом примере.

Наконец дается схематический отчет о настоящем положении гравиметрических работ в Венгрии, методике обработки материалов и строения карт, охватывающий также и вопрос о сопоставлении результатов гравиметрических работ с вариометрическими.

J. Renner

## PROBLEME DER GRAVIMETRISCHEN INTERPRETATION

Obwohl die Probleme der gravimetrischen Interpretation schon seit langer Zeit bekannt sind, können sie auch jetzt noch nicht als gelöst betrachtet werden. Die zweckmäßigste Wahl der bei der Berechnung der Bouguer-Anomalien angewandten durchschnittlichen Dichte ist ein viel umstrittenes Problem. Wichtig ist die Beachtung des Zieles der Interpretation. Dementsprechend unterscheidet man zonale, regionale, lokale und elementare Anomalien. Bei der Auswertung der lokalen Anomalien wendet man verschiedene Methoden der höheren Derivierten an. Wenn man aus den gravimetrischen Anomalien auf die bedeckten geologischen Schichten folgern will, dann ist massgebend, dass die gravimetrischen Anomalien mit der unregelmässigen Dichteverteilung im Zusammenhang stehen. Zum Zwecke der Interpretation werden in letzter Zeit ausser den bisher vorwiegend benützten direkten Methoden auch die inversen Methoden angewendet, welche auf den analytischen Fortsetzungen beruhen. Der Vortrag führt Versuchsbeispiele zur Anwendung der Methode der analytischen Fortsetzung an. Zuletzt wird der Stand der gravimetrischen Aufnahmen, sowie die Methoden der Bearbeitung und Kartierung in Ungarn kurz erörtert. Es wird auch auf die Vergleichung der mit Drehwaage und mit Gravimeter gewonnenen Ergebnisse hingewiesen.

## A GRAVITÁCIÓS ÉRTELMEZÉS PROBLÉMÁI

Renner János

Bármely fizikai mennyiség mérése a Föld felszínén a Földre vonatkozó ismereteinket gyarapítja és különböző következtetésekre ad alkalmat. A nehézségi erőter mérési eredményei felhasználhatók a Föld alakjának pontosabb meghatározására, továbbá a Föld belső felépítésének és a földkéreg eltakart rendellenes sűrűségeloszlásának kutatásában. A mérési eredmények feldolgozásának a felhasználás céljához kell igazodnia. Jól ismertek a már hosszú ideje használt hagyományos feldolgozási eljárások. A földkéreg sűrűségeloszlásának vizsgálatánál leginkább a Bouguer-anomáliákat számítjuk ki, de ezt a számítást bizonytalanság terheli, mert az eltakart rétegek átlagsűrűségét általában nehéz a valóságnak megfelelően helyesen megállapítani. Az irodalomból többféle eljárás ismeretes a legjobban megfelelő átlagsűrűség megállapítására, de egyik sem tekinthető teljesen kielégítőnek. Ezzel a kérdéssel behatóan foglalkozott Pintér Anna Egyesületünkben tartott előadásában és a különböző eljárások kritikai vizsgálata alapján ahhoz az eredményhez jutott, hogy valamely területrészt gravitációs feldolgozásánál - egyes különös esetektől eltekintve - legcélszerűbb az egységes átlagsűrűség számításba vétele. Természetesen az ilyen feldolgozás eredményeinek értelmezésénél tekintettel kell lenni arra, hogy a tengerszint feletti tömegeket nem távolítjuk el teljesen a Bouguer-javítás alkalmazásával, hanem az így nyert nehézségi anomáliák a felvett átlagsűrűségtől való eltérést jellemzik a tengerszint feletti tömegeknél, a tengerszint alattiaknál pedig a tényleges sűrűségeloszlás jut érvényre. A Bouguer-anomáliák számítási módja attól is függ, hogy a kiszámított anomáliákat milyen értelmezés céljára kívánjuk felhasználni. Sik - vagy kevéssé dombos vidéken a Bouguer-anomáliákban a topográfiai hatás bármilyen egységes átlagsűrűség alkalmazásánál is alig jelenkezik. Erősebben tagolt domb- és hegyvidéken a legnagyobb nehézséget a topográfia hatásának kiküszöbölése okozza. Ezt a kérdést a szokásos topografikus korrekciók alkalmazása sem oldja meg megnyugtatóan, mert a topografikus korrekciók számítása megközelítő eredményeket ad és magát a korrekciót is befolyásolja a számításban használt sűrűség értéke. Van olyan értelmezési probléma, amelynél nem szükséges a topográfia hatásának teljes kiküszöbölése, mert a vizsgált hegyszerszerkezet a topográfiában is mutatkozik, vagyis a topográfia is hozzátartozik a kérdéses hegyszerszerkezethez. Ilyenkor valamilyen feltételezett

átlagsűrűségtől eltérő sűrűség eloszlás értékes felvilágosítást adhat. A Bouguer-javítás számításánál a vonatkozási szintnek sem kell a tengerszintnek lennie; lehet pl. a kérdéses területnek legmélyebb átlagos szintje.

Érdemes közelebbről megvizsgálni a nehézségi gyorsulás anomáliájának fogalmát. Az anomália, vagy rendellenesség az észlelt értékeknek valamilyen más értékrendszerrel való eltérése. Többféle anomáliát különböztetünk meg aszerint, hogy az észlelt értékeket milyen más értékrendszerhez viszonyítjuk. A szovjet irodalomban található a zonális, regionális, helyi és elemi anomáliák megkülönböztetése. A viszonyított értékrendszert röviden háttérnek nevezhetjük. A zonális anomáliák háttere a nehézségi gyorsulásnak főként a földrajzi szélességtől függő normális értékrendszere, amelyet különböző normális képletekből számítanak ki. Eddig többnyire a Cassinis-féle u.n. nemzetközi normális képlet volt használatban, amely a Hayford-féle ellipszoidnak felel meg. A szocialista tábor országaiban újabban a Krasszovszkij-féle ellipszoidhoz jobban igazodó Helmert-féle normálképlet kerül használatba. A nehézségi gyorsulás bármilyen anomáliájának számításánál az észlelt értékeket a tengerszintre, vagyis a geoidra redukáljuk a tiszta magassági javítással. Mivel pedig a normális értékrendszer a földi ellipszoidra vonatkozik, a zonális anomáliák egyebek között a geoidundulációtól is függenek. Leginkább azonban a földkéreg mélységi szerkezetétől függenek. Azt is figyelembe kell venni, hogy a zonális anomáliák nem foglalhatják magukban a kisebb területre kiterjedő sűrűségi rendellenességeket; ezért a zonális anomáliák megállapításánál el kell simítani a kisebb helyi anomáliákat. Ezt a műveletet a kis méretarányú térképeken való ábrázolás is megkönnyíti. A zonális anomáliákat felhasználják a normális képlet egyenlítői állandójának, a földi ellipszoid lapultságának és egyenlítője elliptikus alakjának megvizsgálására, tehát geodéziai problémák megoldására. Továbbá a zonális anomáliák alapul szolgálnak a mélyszerkezeti viszonyok, a nagytektonikai irányok tanulmányozásánál, a geoszinklinálisok és a táblás területek elkülönítésénél. A tektonikailag aktív területek, a geoszinklinálisok zonális anomáliái feltűnőbbek, kontrasztosabbak, mint a táblás területek anomália terei. Ezekkel a kérdésekkel Archangelszkij szovjet tudós foglalkozott behatóan. A zonális anomáliák általában kontinentális viszonylatban érdekesek s ezért kisméretarányú térképeken ábrázolják. Az isogamma vonalakat 10-20 mgalnyi értékközökkel szokták ilyenkor ábrázolni.

A regionális anomáliák háttere a zonális anomáliák értékrendszere, tehát a regionális anomáliák a nehézségi gyorsulásnak nagyobb de nem földrész nagyságu területre kiterjedő, a zonális anomáliákhoz

viszonyított rendellenességeit jelentik. A regionális anomáliákat ugy lehet meghatározni, hogy minden egyes mérőpontra a környezetükben lévő mérőpontok értékeiből megállapítjuk a jellemző kerületi átlagértéket. Erre a magasabb deriváltak különböző számítási módszerei nyújtanak lehetőséget, mert e módszerek lényege a mérőpontra jellemző regionális érték megállapítása. Pintér Anna és Szabó Zoltán Egyesületünkben tartott előadásukban egy egyszerű eljárást ismertettek a regionális anomáliák kiszámítására. A regionális anomáliák nem tartalmazzák a normális változást és a tengerszintre vonatkoznak; rendszerint a Bouguer-anomáliákból állapítják meg. A regionális anomáliák átnézetes képet nyújtanak országnagyságu területek gravitációs viszonyairól és hegység szerkezeti következtetésekre alkalmasak.

A helyi anomáliák háttére a regionális anomáliák rendszere. A helyi, másként másodlagos anomáliák szokásos számítási módszere abban áll, hogy az észlelt értékekből a valamilyen módon megállapított regionális anomáliákat kivonják. Alapul szolgálnak itt is rendszerint a Bouguer-anomáliák. A helyi anomáliák a kisebb területre kiterjedő eltakart sűrűségeloszlásra engednek következtetéseket.

Az elemi anomáliák olyan egészen kis területre szorított anomáliák, amelyek a mérőpont közvetlen közelében települt tömegegyenlenségek, vagy esetleg a mérőműszer hibáinak következményei. Az elemi anomáliák a legtöbb esetben nem alkalmasak földtani következtetésekre, csupán kivételesen adnak lehetőséget valamilyen a környezettől nagyon eltérő sűrűségű kis kiterjedésű köztömeg, pl. érclelér meghatározására.

Csupán röviden mutatok rá arra, hogy a Faye-féle anomáliák első sorban a Föld alakjára vonatkozó vizsgálatoknál játszanak szerepet, mert a geoidundulációknak Stokes és Vening-Meinesz képletei alapján a nehézségi anomáliákból történő számításánál olyan anomáliákat kell felhasználni, amelyeknél nincsen tömegeltávolítás, csupán tömegáthelyezés a geoidfelületen belüli térbe. Erre a célra a Faye-féle anomáliák a legalkalmasabbak, mert azok minden hipotézistől mentesek. Az izosztikus anomáliák felhasználhatók a Föld belső felépítésével kapcsolatos, nagyszerkezeti kérdések vizsgálatára.

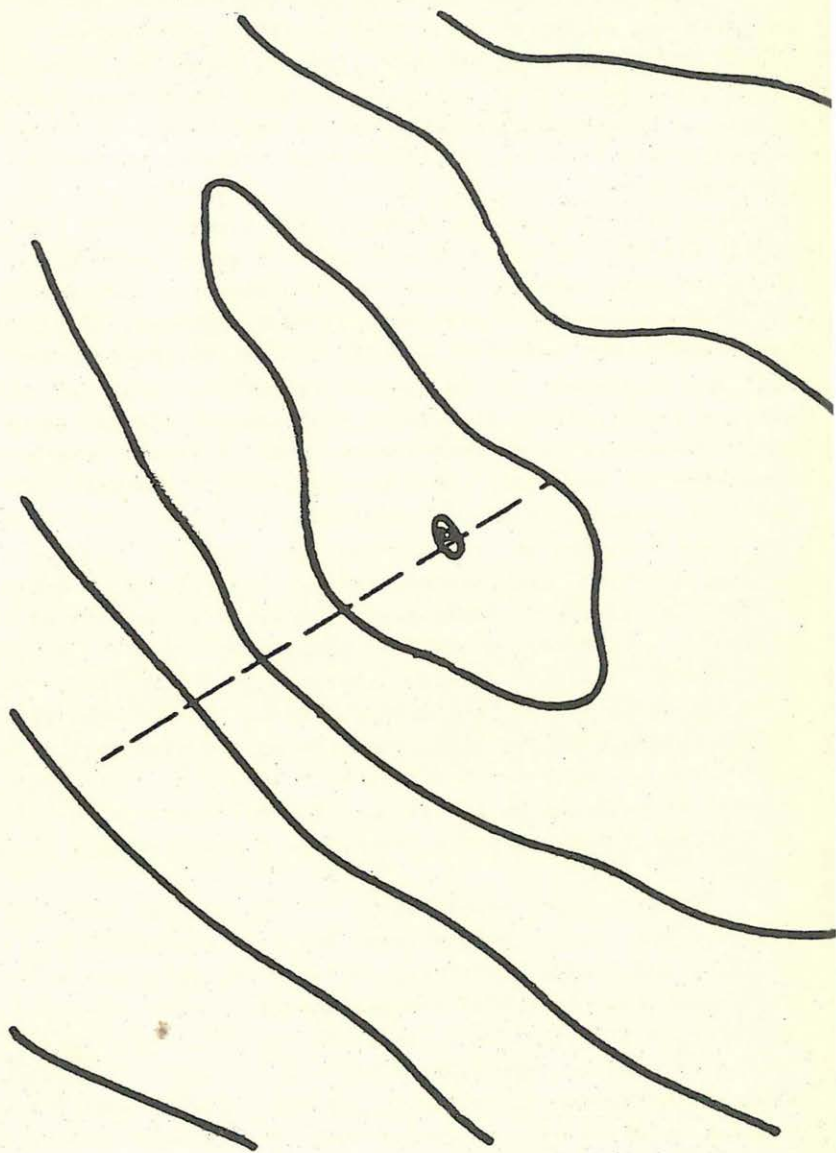
A gravitációs értelmezésnek legfontosabb problémája a felszín alatt kisebb, vagy nagyobb mélységben levő, eltakart tömegeloszlás megvizsgálása, mert az eltakart hegység szerkezetek megismerése vezet het hasznos ásványi anyagok feltárásához. Az értelmezésben sok nehézséggel találkozunk. Általában az a vélemény alakult ki, hogy a hegység szerkezeti viszonyokat kizárólag gravitációs mérési eredmények alapján egyértelműen megállapítani nem lehet, s különösen bizonytalanok a gravitációs uton megállapított mélységi adatok. Ennél-

fogva feltétlenül szükséges a gravitációs mérési eredményeknek más geofizikai eljárásokkal nyert adatokkal együttesen végzett komplex feldolgoása.

Régen ismert tény, hogy még a legegyszerűbb esetben, két réteg, mégpedig egy mélyebben fekvő sűrűbb réteg - alaphegység - és a reá települt kisebb sűrűségű üledékes réteg esetében sem jelentik a Bouguer-anomáliák isovonalai a két réteg érintkezési felületének isohipszáit, vagyis az isovonalak értékükse, pl. 1 mgal nehésségi különbség nem értelmeshető az érintkezési felület meghatározott magasságkülönbségével. Még bonyolultabb a helyzet, ha nem két rétegről, hanem több különböző sűrűségű és többnyire egymáshoz képest diszkordánsan elhelyezkedő rétegről van szó és ez a gyakori eset. A gravitációs mérési eredmények többnyire kvalitatív értelmezésre alkalmasak. A kvantitatív értelmezés céljából alkalmazott közvetlen eljárásnál földtani, furási adatok és a gravitációs mért anomáliák alapján valószínűsíthető eltakart tömegeloszlást tételeznek fel és potenciálméleti képletek, valamint azok alapján szerkesztett diagrammok segítségével kiszámítják a feltételezett tömegeloszlás gravitációs hatását. A feltételezett eltakart tömegeloszlást mindaddig változtatják, amíg a számított hatás meg nem közelíti a mért nehésségi anomáliákat. Ez a közvetlen módszer gyakran sok próbálkozással és számolással jár. Ehelyett ujabban olyan közvetett eljárásokat alkalmaznak, amelyek segítségével a nehésségi anomáliákból az eltakart tömegeloszlásra lehet következtetni. A közvetett eljárások a nehésségi anomáliák analitikai folytatásán alapulnak. Az irodalomból többféle eljárás ismeretes az analitikai folytatásokra, s ezek egymástól főként abban különböznek, hogy az analitikai sorfejtésekben milyen módszert alkalmaznak és milyen elhanyagolásokat engednek meg, s egy-egy mérőpont környezetéből milyen és hány anomália értéket vesznek figyelembe. Az analitikai folytatásokat felhasználó módszerek között vannak két- és három dimenzióju tömegeloszlásra vonatkozó eljárások.

Kísérletképpen számításokat végeztünk egy nehésségi anomáliára vonatkozólag, amely Eötvös-inga mérések eredményeiből alakult ki és amelynek egy részén graviméter mérések is történtek. A Bouguer-anomáliák szintjére vonatkozó izogammákat az 1. ábra mutatja 5 mgal értékűsükkel. E vizsgálatokban Acsél Etelka volt segítségemre. A számításokban részben az Eötvös-inga mérések vízszintes gradienseiből megállapított nehésségi anomáliákat, részben magukat a vízszintes gradienseket használtuk fel. Az analitikai folytatások módszerével kétféle szempontból végeztünk vizsgálatokat: egyrészt az anomáliák értékrendszerét átvittük a felszínrel párhuzamos más szintekre lefelé és felfelé, másrészt két réteg esetének feltételezésével a két különböző sűrűségű réteg határfelületét határoztuk meg.





1. 420

Az analitikai folytatások különböző módszereit kritikai vizsgálatokkal részletesen tárgyalja A.K. Malovicseko szovjet szerző "A gravitációs anomáliák analitikai folytatásának módszerei és alkalmazásuk a gravitációs kutatás feladataira" című könyvében. Vizsgálatainkat a szerző javaslatai alapján végeztük el.

Az első vizsgálat a potenciálra vonatkozó, hengerkoordinátákban kifejezett Laplace-féle differenciálegyenletről indul ki. A változók szétválasztásával a potenciálnak  $z$  szerinti első deriváltját a következő kifejezés adja meg:

$$V_z(\varrho, z_0) = \sum_{i=0}^{\infty} A_{1i} \beta_1^{z_0} J_0(\beta_1 \varrho)$$

E képletben előforduló mennyiségekre vonatkozólag megjegyezzük, hogy a figyelembe vett pont körül  $\varrho$  sugárral kört veszünk fel és annak kerületén állapítjuk meg a mért anomália értékek átlagát. Továbbá  $z_0$  a kiválasztott vonatkozási sík mélysége a felszíntől számítva;  $\beta_1$  együtthatók a megoldás sajátértékei;  $J_0$  elsőfajú zérusrendű Bessel-féle függvény. Az  $A_{1i}$  együtthatókat a következő integrál határozza meg:

$$A_{1i} = \frac{2}{J_0^2(\beta_1)} \int_0^1 V_z(\varrho) J_0(\beta_1 \varrho) d\varrho$$

Ezen együtthatók kiszámítása céljából az integrálnak 0-1 intervallumát öt egyenlő részre osztjuk fel és az egyes szakaszokon belül  $V_z / \varrho$  értékét állandónak tekintjük.

Ekkor

$$A_{1i} = a_{11} V_z(0.1) + a_{12} V_z(0.3) + a_{13} V_z(0.5) + a_{14} V_z(0.7) + \\ + a_{15} V_z(0.9)$$

Az összeg  $A_{1k}$  együtthatóinak kifejezése:

$$a_{1k} = \frac{2}{J_0^2(\beta_1)} \int_{\varrho=0,2/k-1}^{0,2k} J_0(\beta_1 \varrho) \varrho d\varrho, \text{ ahol } k = 1, 2, 3, 4, 5.$$

Az  $a_{ik}$  együtthatók numerikus értékei különböző  $\beta_1$  értékekre a Bessel-féle függvénytáblázatok segítségével számíthatók ki. A  $\beta_1$  sajátértékek pedig a  $J_0' / \beta_1 = 0$  egyenlet gyökei.

A.K. Malovicško említett művében táblázatban adja meg a kiszámított  $\beta_1$  értékekhez tartozó  $a_{ik}$  együtthatókat, továbbá  $e^{\beta_1 z_0}$  és  $e^{-\beta_1 z_0}$  mennyiségeket. E táblázatokat használtuk fel további vizsgálatainkban. A  $Z_0$ -mennyiség a távolság egysége. A feldolgozás menete a következő volt. Az előre megállapított  $Z_0$ -nak megfelelően egy-közepű körökkel diagramot készítettünk  $\rho = 0,5 z_0, 1,5 z_0, 2,5 z_0, 3,5 z_0, 4,5 z_0$  sugarak mellett. Az izogammákkal jellemzett anomália területen 36 pontot szemeltünk ki s mindegyik ponton a körös diagram segítségével 8-8 irányban kiolvastuk az anomália értékeket s egy-egy körre vonatkozólag közepeltünk. Hogy viszonylagos értékeket nyerjünk, a külső kör átlagértékét kivontuk a többi kör átlagértékéből, a további számításokban ezeket a különbségeket megszoroztuk a megfelelő  $a_{ik}$  együtthatókkal és mindegyik  $\beta_1$ -nek megfelelően összegeztük. Az exponenciális tényezővel megszorozott értékek összege adja  $V_z$  értékét a kérdéses pontban.

Az első együttható képlete

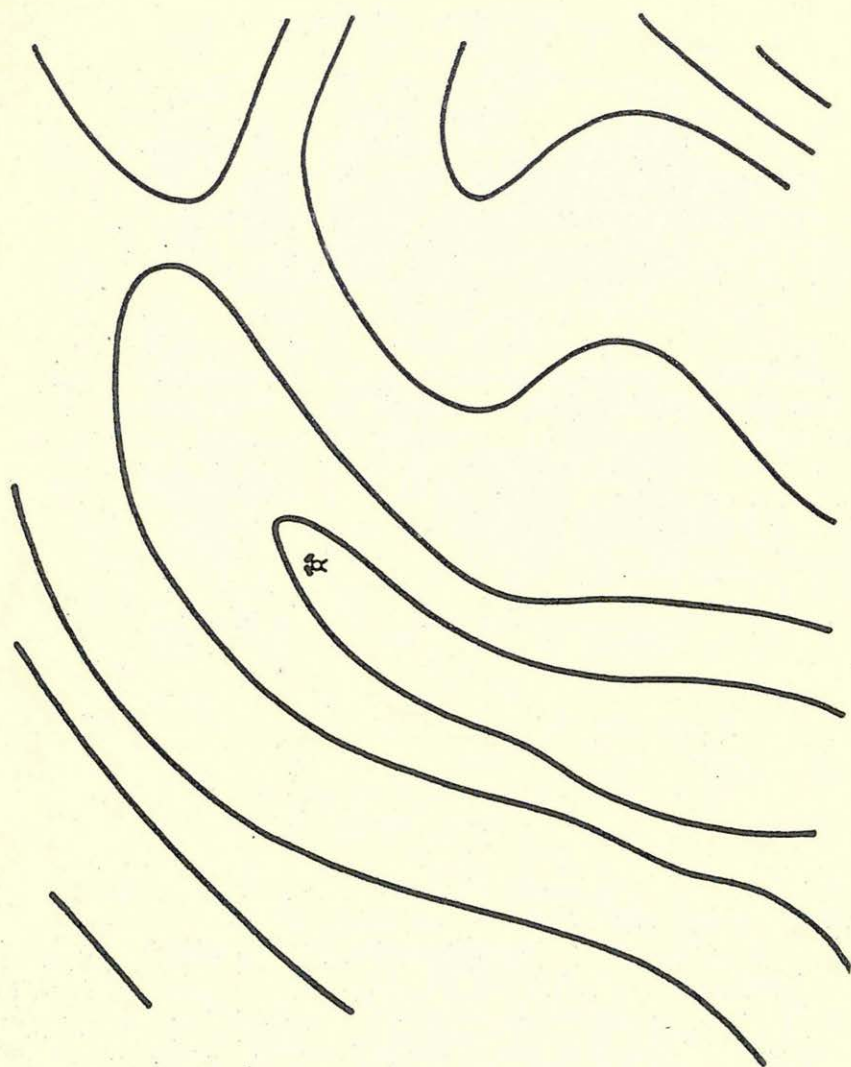
$$A_0 = 0,4 \sum_{k=1}^5 \rho_k V_z (\rho_k)$$

A számítás végrehajtható a felszín fölött kijelölt vonatkozási síkokra is; az eltérés mindössze abban áll, hogy  $z_0$  helyett  $-Z_0$  veendő.

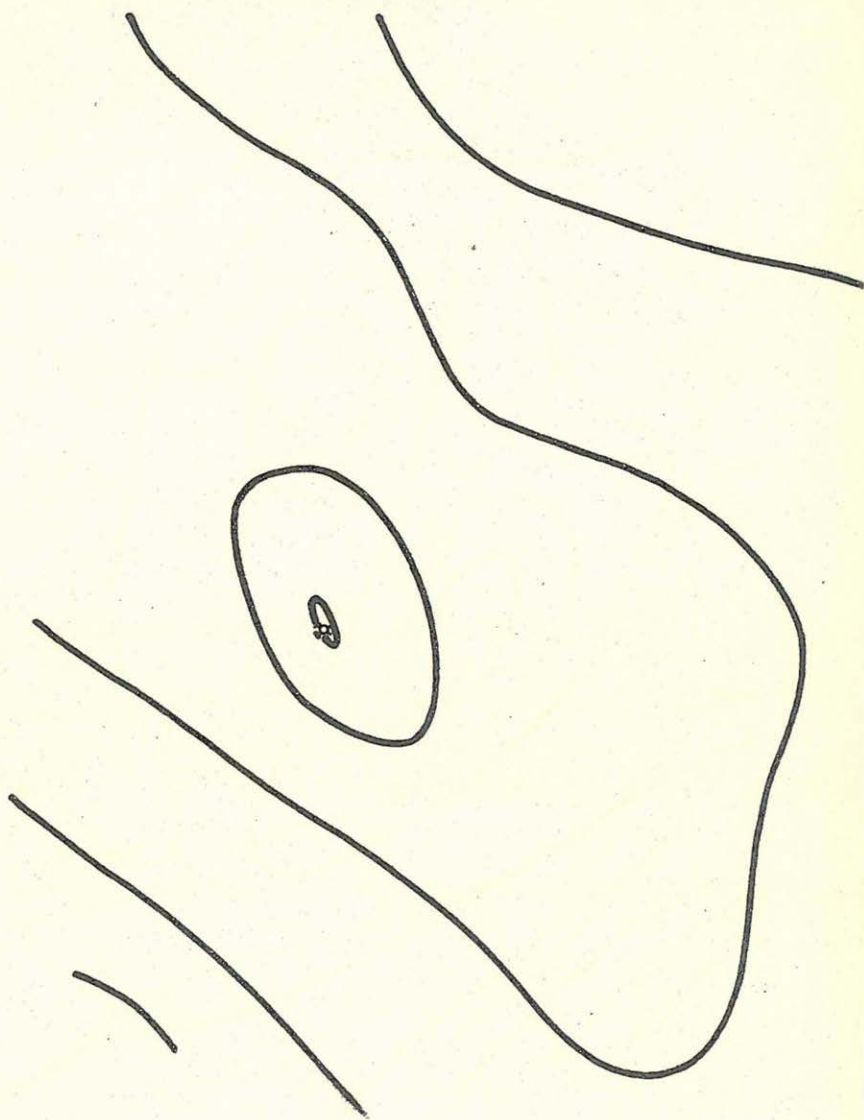
A felszín alatt és felett különböző vonatkozási síkokra elvégzett számításokból a 2. 3. 4. és 5. ábra az anomáliák rendszerét mutatja a felszín alatt 200 m, 300 m, 600 m, illetőleg 900 m mélységben, a 6. és 7. ábra a felszín felett 300 m, illetőleg 600 m magasságban.

A felszín feletti anomália rendszerek az eredeti észlelt anomália rendszerhez hasonlítanak, de az izogammák simább lefutásúak, s így regionális anomália jelleget mutatnak. A lefelé folytatott értékrendszerek arról tanuskodnak, hogy az analitikai folytatások révén az anomáliák feloldódnak, kisebb részletek is előtűnnek. Továbbá másodlagos anomáliákat számítottunk Elkins módszerével s az így nyert anomáliakép leginkább a  $Z_0 = +600$  m szint analitikai folytatásos anomáliáinak felel meg /8. ábra/.

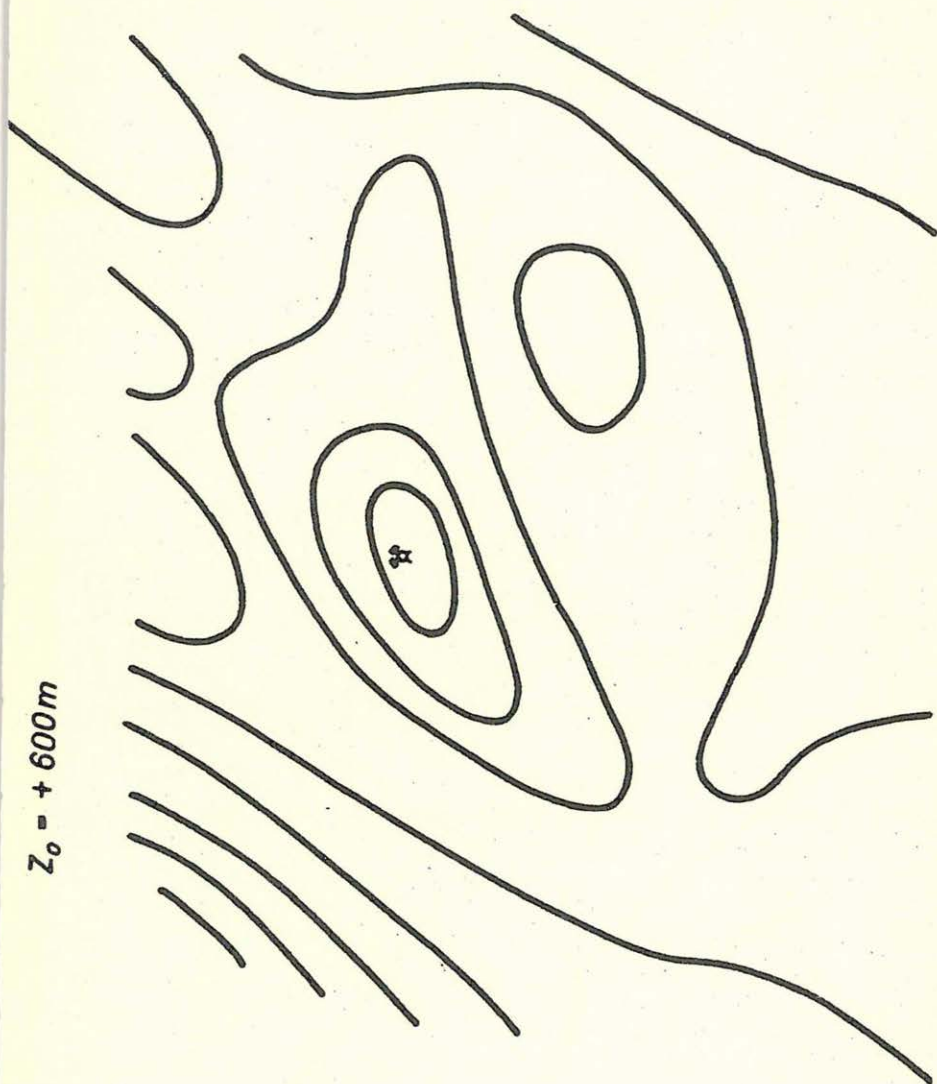
A másik vizsgálatnál két dimenziós alakulatot feltételezve a két különböző sűrűségű réteg határfelületének lefutását határoztuk meg. Kiindulásul szolgál a Bouguer-képlet



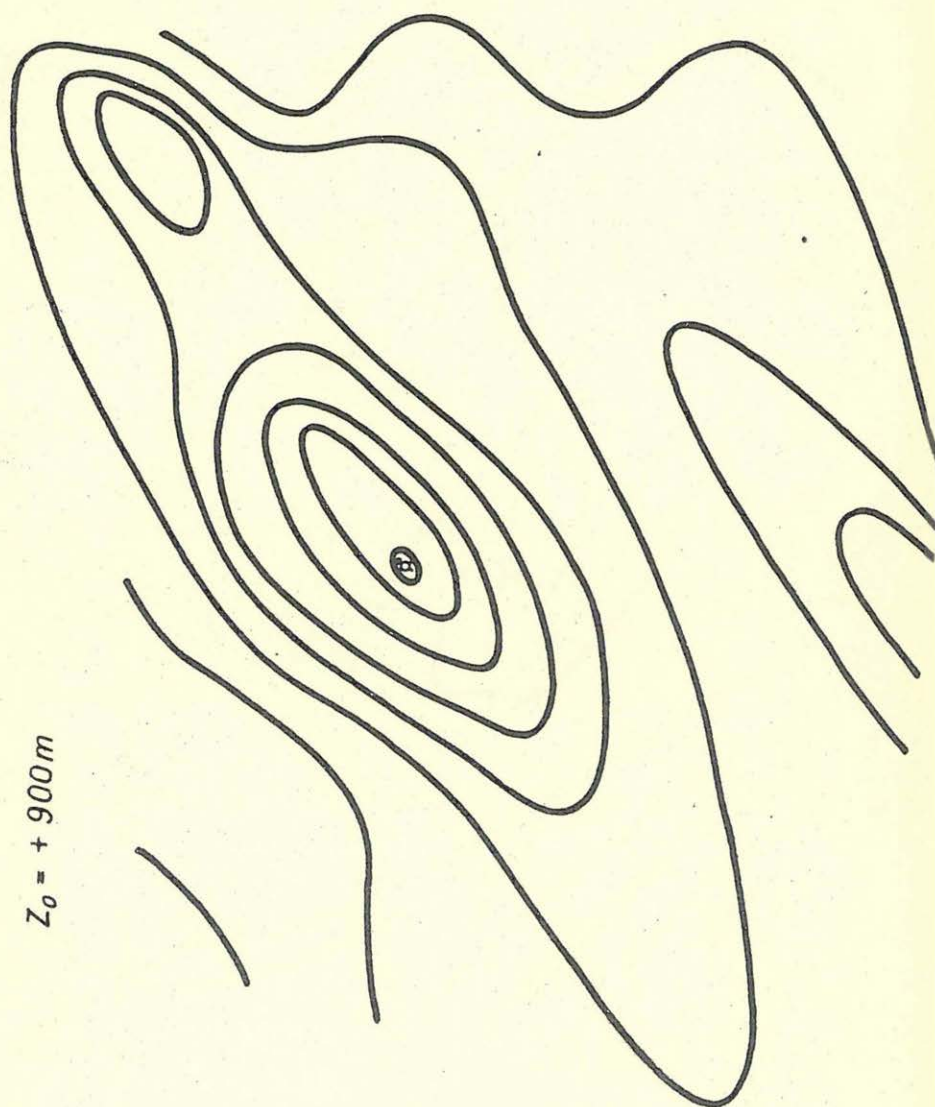
$L_0 = + 200m$

$Z_0 = +300m$ 

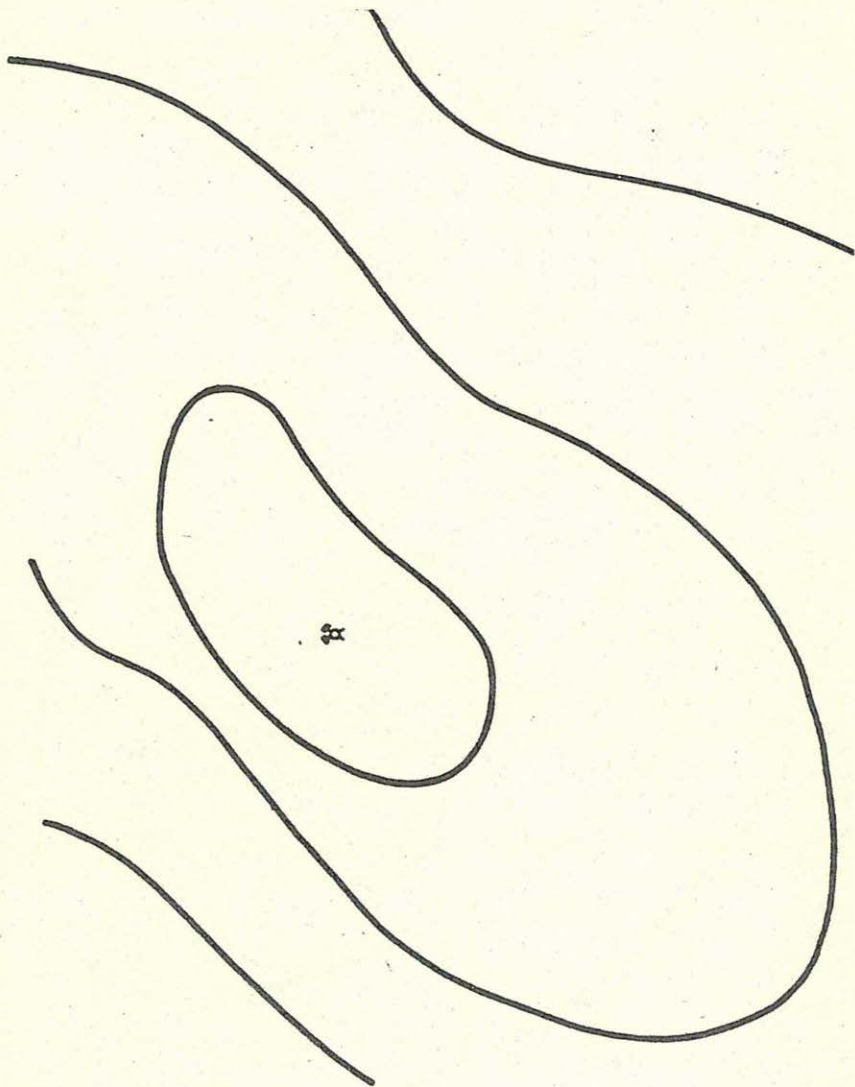
3. ábra



$Z_0 = +600m$

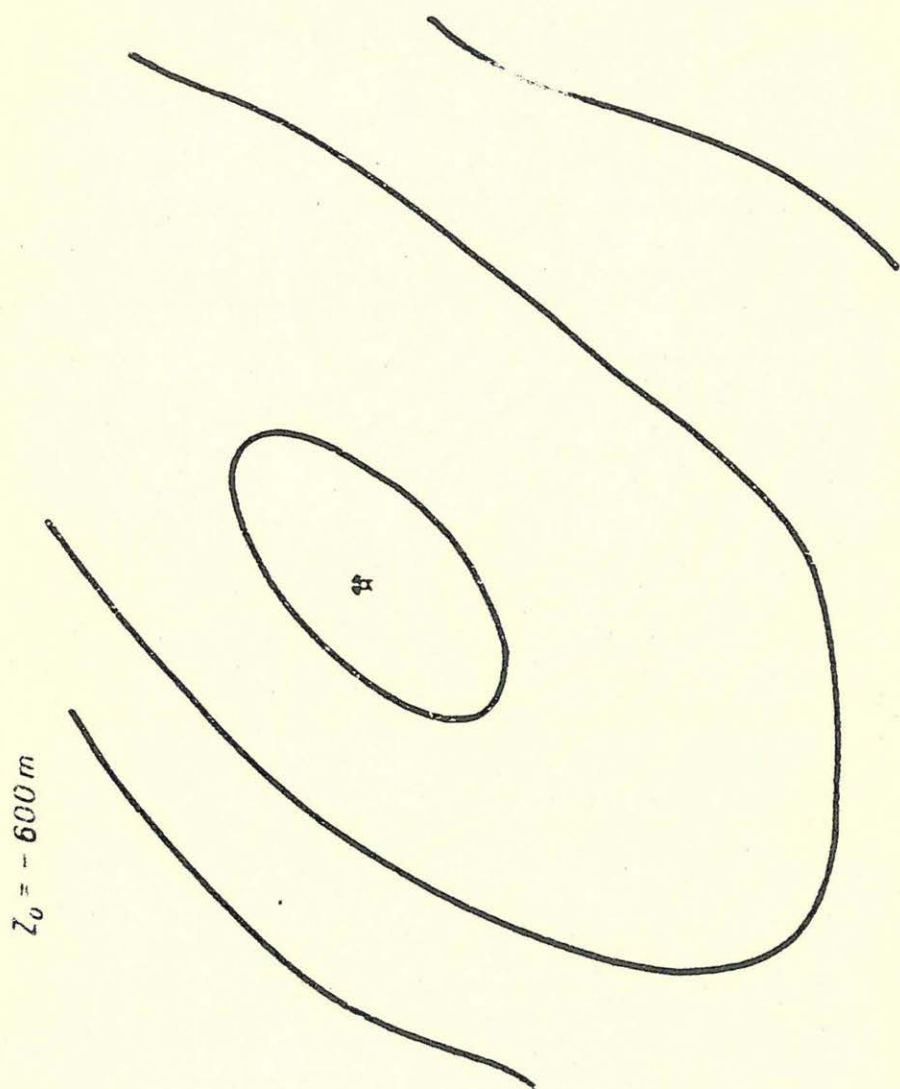


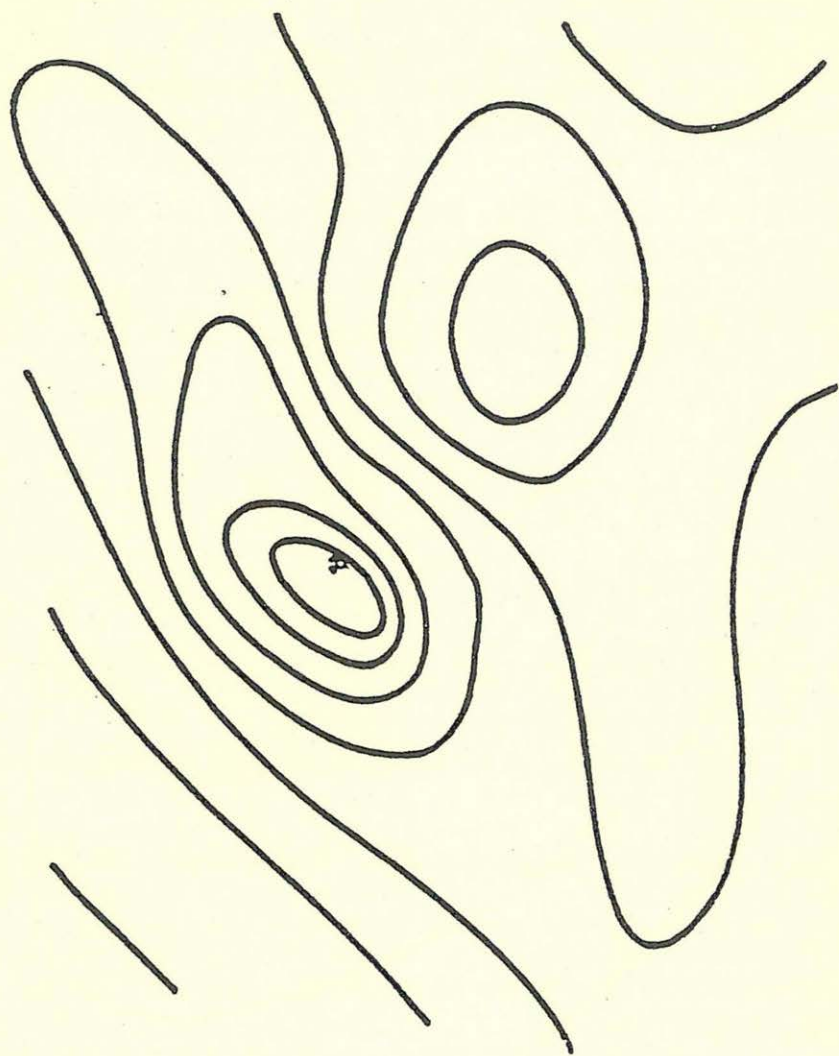
$Z_0 = -300m$



5. ábra







ELKINS MÓDSZER

3. ábra

$$h(x) = \frac{1}{2\pi fG} v_z(x, z_0)$$

$h/x$  jelenti a homogén réteg vastagságát.

Differenciálással kapjuk a réteg vastagságának változását egy ségnyi vízszintes távolságban

$$\frac{dh}{dx} = \frac{1}{2\pi fG} v_{zx}(x, z_0)$$

E kifejezésben a  $v_{zx}$  vízszintes gradienst analitikai folytatással kell megállapítani. Erre felhasználtuk Rainboy következő képletét:

$$\begin{aligned} (v_{zx})_1 = 7,05 \{ & v_{zx}(x_1, 0) - 0,545 [v_{zx}(x_1 + \Delta, 0) + v_{zx}(x_1 - \Delta, 0)] + \\ & + 0,2 [v_{zx}(x_1 + 2\Delta, 0) + v_{zx}(x_1 - 2\Delta, 0)] - \\ & - 0,109 [v_{zx}(x_1 + 3\Delta, 0) + v_{zx}(x_1 - 3\Delta, 0)] + \\ & + 0,059 [v_{zx}(x_1 + 4\Delta, 0) + v_{zx}(x_1 - 4\Delta, 0)] - \\ & - 0,042 [v_{zx}(x_1 + 5\Delta, 0) + v_{zx}(x_1 - 5\Delta, 0)] + \\ & + 0,027 [v_{zx}(x_1 + 6\Delta, 0) + v_{zx}(x_1 - 6\Delta, 0)] - \dots \} \end{aligned}$$

$\Delta$  jelenti a szelvény szomszédos pontjainak távolságát.

Tehát a szelvény minden pontjára a szomszédos pontok gradiens értékeiből kell analitikai folytatásos eljárással jellemző gradiens értéket megállapítani.

A  $\frac{dh}{dx}$  differenciál hányadost megszorozva a szelvény pontjainak távolságával megkapjuk a szomszédos pontok közti rétegvastagság változást s ennek alapján a határfelület lefutása megállapítható. A számításnál 0,6 sűrűségkülönbséget vettünk figyelembe.

A vizsgált területen a kiértékelésre Ény - DK irányu, a gravitációs maximum csapásirányára merőleges szelvényt választottunk. Ez a

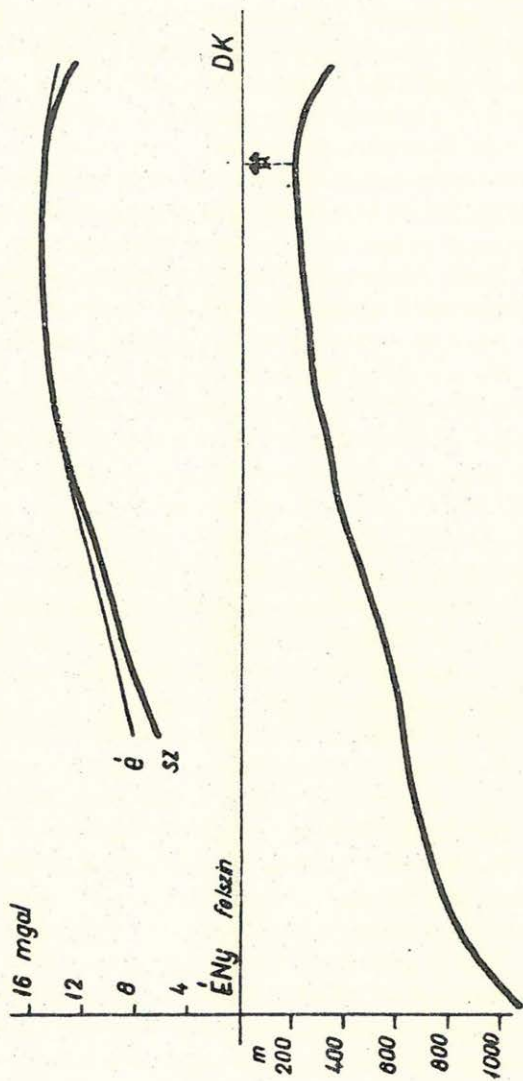
szelvény az egyik végén igen közel jár egy mélyfuráshoz, mely az alaphegységet 220 m-ben harántolta. Ennek figyelembe vételével számítás útján a határfelület mélysége a szelvény másik végén számítás útján 1124 m, míg egy közelben levő furásban az alaphegységet 1176 m-ben találták.

Az analitikai folytatással megállapított határfelület figyelembevételével hatószámítást végeztünk el két dimenziós alakulatot és 0,6 sűrűségkülönbséget feltételezve. A számításból nyert  $\Delta g$  görbe jól egyezik az észlelt görbével /9. ábra/.

Az említett kétféle számítás még nem szolgáltat elegendő adatot ahhoz, hogy az analitikai folytatások módszereinek alkalmazhatóságáról teljes mértékben meggyőződjunk. Kétségekívül érdemes ezzel behatóan foglalkozni, mert lehetőséget kínál a gravitációs mérési eredményeknek az eddigieken túlmező értelmezésére.

Ezután rövid áttekintést kívánok adni Magyarország gravitációs felmértségéről és az anyag feldolgozásának állásáról. Magyarország ugy szerepel a köztudatban, még nemzetközi vonatkozásban is, hogy egyike a gravitációsan legjobban felmért országoknak. Magyarországon a gravitációs felvételek Eötvöstől elkezdve valóban hosszú ideje, kb. hat évtizede folynak részben Eötvös-ingával, részben graviméterrel. Az ország jelenlegi területén kb. 53 000 Eötvös-inga pont és kb. 62 000 graviméter észlelési pont van 1960. év végéig számítva. Azonban a hosszú időn át végzett mérések nem történtek egységes elvek szerint, általában az egyes területrészekben a mérések a mindenkori nyersanyagkutatási igények kielégítése érdekében folytak és ennek következtében nem alkotnak egységes, összefüggő rendszert, és jelentékeny területrészekben még nem volt semmiféle gravitációs mérés. Az 1960. év végén kb. 61 000 km<sup>2</sup> területen volt korszerű, feldolgozásra alkalmas részletes mérés, tehát még kb. 32 000 km<sup>2</sup> területen kell legalább regionális mérést végezni.

A meglevő részletes gravitációs mérési anyag egységes, összefüggő feldolgozását az 1950-55. években felmért országos graviméteres alaphálózat teszi lehetővé. Az újabb mérések eredményeit már a feldolgozás során az alaphálózatba kötjük be, a régebbi graviméter mérések anyagát azonban az alaphálózatba való beleillesztés érdekében át kell számítani. A Bouguer-anomáliák számításánál 2,0 sűrűséget használunk és ugyanezt alkalmazzuk a kartografikus számításnál. Ennek az egységes sűrűségnek alkalmazása annak tudatában történik, hogy a hegyvidéken a 2,0 sűrűség a tényleges viszonyokhoz képest kicsi érték és a hegyvidéki és síkvidéki anomáliák eltérésében ennek a sűrűségértéknek is része van. Hegyvidéken több helyen történt kísérlet a földtani viszonyok mérlegelésével nagyobb sűrűségérték, sőt változó sűrűségérték alkalma-



9. ábra

sására, de részletes adatok hiányában nem lehetett realisan elhatárolni az egyes sűrűségértékek tartományait és a határvonalak közelében fekvő pontokon a sűrűségérték változása irreális kényszerrel jelentett, nem létező tektonikai vonalakat hozott be az anomália képbe.

A régi graviméteres mérési anyag feldolgozásánál jóval nagyobb feladatot jelent az ország területén jelentékeny számban levő Eötvös-inga mérőpontok beillesztése az alaphálózat rendszerébe. Ezt a következő eljárással végezzük. A hálózatos Eötvös-inga méréssel borított területet olyan egységekre osztjuk fel, amelyeken több, legalább 4 alappont van. A megfelelő javításokkal ellátott u.n. szubterrán vízszintes gradiensekből kiszámítjuk a szomszédos mérőpontok közti nehézségi gyorsulás különbséget és ezekből feltételi egyenleteket állítunk fel. A területre eső alappontok Bouguer-anomália értékeit kényszernek véve a mérőpontok legvalószínűbb anomália értékeit a legkisebb négyzetek elve alapján kiegyenlítő számítással állapítjuk meg s ezzel az Eötvös-inga mérések eredményeit az alaphálózat Bouguer-anomáliáinak szintjére hozzuk. Elvileg helyesebb volna Tárczy-Hornoch Antal akadémikus javaslatára magukat a gradienseket kiegyenlíteni, de országos viszonylatban ez túlságosan nagy számolást jelentene. Az egymáshoz csatlakozó kiegyenlítési területek határvonalán levő mérőpontokat egymástól függetlenül mindkét kiegyenlítésbe belefoglaljuk s a két kiegyenlítésből nyert értékeket közepeljük. Tapasztalat szerint a csatlakozó vonalakon a két kiegyenlítésből nyert anomália értékek kb. 0,1-0,2 mgalra megegyeznek. Ez az eljárás igen nagy feldolgozó munkát igényel, s már tettünk kísérletet arra, hogy elektronikus számológépet is segítségül vegyünk, azonban ebben az esetben a programozás és az eredmények ellenőrzése jelent nagy munkát.

A gravitációs anyagnak egységes, összefüggő feldolgozása már két és fél év óta folyik a Geofizikai Intézet gravitációs osztályán az előbb ismertetett elvek alapján, s ezt a feldolgozást az egész országnak gravitációsan felmért területén egységesen minél előbb végre kell hajtani. Megemlíteni kívánom, hogy kínálkoznék olyan feldolgozó eljárás, amelynél vonatkozási szintnek nem a tengerszintet választjuk, hanem síkvidékeink átlagos szintjét, 100 m-t és a Bouguer-javításnál a 2,0 értéknél valamivel nagyobb értéket, pl. 2,4-et vennénk figyelembe, ami a hegyvidéki képződmények 100 m feletti átlagos sűrűségértékének nyilván jobban megfelel; a síkvidéki üledékek nem is kerülnének szóba, mert ott kevés eltérés van a 100 m szinthez képest. Menetközben azonban nem változtatható a feldolgozás módszere.

Az Eötvös-inga méréseknek az alaphálózatba illesztésével kapcsolatban ismét felmerül az a probléma, hogy mennyiben lehet az Eötvös-

ingával és a graviméterrel mért eredményeket egyeztetni; vajjon a vízszintes gradiensekből levezetett nehézségi különbségek megegyeznek-e a graviméterrel közvetlenül mért értékekkel. Erre nézve 1959-ben és 1960-ban tanulmányi méréseket végeztünk egyrészt teljesen sík területen, másrészt dombos területen. A sík területen jó egyezés mutatkozott a Bouguer-anomáliákban, azonban a dombvidéken volt bizonyos eltérés, amelyet változó sűrűségérték alkalmazásával jó részben ki lehetett küszöbölni. A tiszta magassági javítással nyert értékek a tagoltabb területen erősen eltérnek.

Végül köszönetet mondok Aczél Etelka tudományos munkatársnak az analitikai folytatások vizsgálatában való értékes közreműködéséért.

Т. Салаи:

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ИСТОЛКОВАНИЕ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ ГОР МАТРА-ЧЕРХАТ И  
ПОЛОЖЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ПОСЛЕДНИХ В СИСТЕМЕ  
ЗАПАДНЫХ КАРПАТ

Автор пытается показать, что гравитационные максимумы, описанные в первой части настоящего доклада, связаны с зоной приподнятости кристаллического комплекса, в то время, как минимумы соответствуют зоне погружения последнего. Рассматривается вопрос о положении кристаллических блоков, вызывающих указанные гравитационные аномалии, в системе Западных Карпат, и для этой цели анализируются пренеоидные образования.

Если принять идентичность кристаллического сооружения районов севернее и южнее реки Дуная, то представится возможность протянуть горную систему Западных Карпат и западнее Венгерского Межгорья Задунайской области.

Граничная линия между Восточными Альпами и Западными Карпатами намечается на основании интерпретации аномалий Буге, у обрыва Восточных Альп.

T. Szalai

DIE TEKTONISCHE DEUTUNG DER GRAVITATIONSANOMALIEN DES CSERHÁT-MÁTRA  
GEBIRGES UND DIE LAGE DER KRISTALLINEN GESTEINE IM SYSTEM DER  
WESTKARPATEN

Es wird nachgewiesen, dass die Gravitationsmaxima mit der höheren Position der Gesteine, die Minima mit dem tiefer gesenkter Zustand der kristallinen Gesteine in Zusammenhang gebracht werden können.

MASKA und ZOUBEK /1960/ stellen nördlich von der Donau praeneoide tektonische Verhältnisse fest. SZALAI /1960/ stellt südlich von der Donau praeneoide tektonischen Bau fest, welcher sich nach ihm auch auf das von der Donau nördlich liegende Gebiet erstreckt. Die von den genannten Autoren festgestellten tektonischen Verhältnisse stimmen in höchstem Grade miteinander überein. Dieser praeneoide Bau regelte auch den Entwicklungsgang der neoide Verhältnisse /MASKA, ZOUBEK p. 142/. Das bedeutet, dass seit dieser Zeit keine tektonische Entfaltung von ähnlichem Ausmass dieses Gebiet betroffen hat.



## A CSERHÁT-MÁTRA GRAVITÁCIÓS ANOMÁLIÁINAK TEKTONIKAI ÉRTELMEZÉSE ÉS KRISZTÁLYOS KÖZETEINEK HELYZETE A NY-1 KÁRPÁTOK RENDSZERÉBEN

Szalai Tibor

A területen három egymástól élesen elkülönülő anomália egységet ismertünk. Ezek 1/ a Máttra tömege által keletkezett közel K-Ny hossz-tengellyel jelentkező maximum; 2/ a Szécsény-Sóshartyánnál jelentkező maximum; 3/ a két maximum alakulatot elválasztó depressziós zóna. /Szilárd József, 1961./

Kimutatom, hogy a gravitációs maximumok a kristályos kőzetek magasabb helyzetével, a minimumok pedig mélyebbre süllyedt állapotával hozhatók összefüggésbe. Egyidejűleg megemlékezem az ehhez vezető föld-történeti folyamatról is.

A Darnó vonaltól nyugatra és a Cserhát nyugati részén részben a felszínen, részben a mélységben lelhető mezozóos képződményektől keletre helyezkedik el az a terület, amelynek fejlődésmenete közel azonos. Ezen a területen sem a felszínen, sem pedig a mélységben mezozóos képződmények nincsenek. /Szalai 1956./

Joggal feltételezhető, hogy ez a terület, amelyen a Brixen-Gemerid antiklinális huzódik keresztül, amelyről alább szólok, a kaledóniai időktől kezdve az oligocénig felszínen álló, az ősvaporral összefüggő rög volt.

A miocén üledékeknek a terület nagyobb részén való hiányából következtethető az oligocén utáni újbóli kiemelkedés. Az árokrendszer-től nyugatra ugyanez a lehetőség érvényes. Ugyanis Szob, Helemba, Esztergom körül az andezitek közvetlenül a kattienre települnek /WOSZKY 1932/.

Az ősvapornak dél és délnyugat felé való besüllyedése a helvét és a későbbi mozgások eredményeként könnyelhető el.

A helvét mozgás nyomán megsüllyedt területre ingredál az oligocén tenger. Kezdetben ezek a mozgások alakíthatták ki az alapkőzet képét, hozhatták létre a közel azonos fejlődésű területen az etesi árokrendszert. Az etesi árokrendszerhez tartozónak tekintem a szécsényi daykeket is. Később ugyanezen a területen megismétlődtek a mozgások. Ezek a tektonikai folyamatok vezettek végül is a mai kép kialakulásához. Így tehát a Máttra és a Balassagyarmat-Szécsényi gravitációs maximum és a köztük lévő minimum keletkezéséhez. Ezek az anomáliák a kristályos kőzet emelt, ill. mélybe zökkent területein észlelhetők.

A losonci 350 m-es és a balassagyarmati 625,5 m-es furások fel-

tárta kristályoskőzet tszf. helyzete nyomán megállapítható, hogy ott, ahol a sóshartyáni gravitációs maximum jelentkezik, a kristályos kőzet emelt helyzetű. A Mátra magas tszf. helyzetéből és abból, hogy a vulkáni takaró vastagsága NOSZKY /p.38./ szerint 400-500 m, arra kell következtetni, miszerint itt is emelt helyzetben van az alapkőzet. A két terület közötti beszakadás - Sámsonháza-Csécse közti gravitációs depresszió - pedig a kristályos kőzet mélybe zökkenő helyzetét is mutatja.

A gravitációs anomália kép és a kristályos kőzet emelt, ill. megsüllyedt volta közti összefüggés tehát megállapítható.

A Sámsonháza-Csécse között, ill. az ÉK-DNy-i csapásnak megfelelően mindkét irányban tovább is húzódó minimum vonulat - azaz a depressziós zóna - csatlakozik az etesi árokrendszerhez, amely tovább húzódik ENy felé és DNy-i szegélyét képezi a ma is felszínen levő Vepornak.

Az etesi árokrendszer és a Darnó vonal közti terület déli része, azaz a tulajdonképpeni Mátra a Veporhoz hasonlóan fennmaradt röge az ősvepornak. A különbsége csupán az, hogy a Veporban a kristályos kőzetek megvannak a felszínen, a Mátrában mélyebbre süllyedten helyezkednek el, de ez a mélyben lévő helyzete a kristályos kőzeteknek a Mátrától ÉK-re és DNy-ra lévő területekhez képest kiemelkedett állapotot jelöl meg.

A gravitációs anomália képnek jelzett értelmezésével nem óhajtom az effuziók termékeknek, főképpen a másodlagos anomáliák nyomán jelentkező szerepét figyelmen kívül hagyni. Ez utóbbi tényező szerepe azonban az alapvető kép jelentőségén mitsem változtat.

A kristályos kőzet szerkezete szabta meg a vulkáni kúrtők és telérek helyzetét is. Ahol a kristályos kőzet jobban feldarabolódott, telérrajok jelennek meg, ahol viszont az alapkőzetet kevesebb szerkezeti változás érte, főképpen a vulkáni takarók alkotják az effuzió termékeit.

A kevésbé összetört Mátra alapkőzetében a telérrajok helyett sejtethetően a Darnó és az etesi törérendszerekhez kötötten, azaz a mélyebb sebhelyeken játszódtott le az effuzió.

Eddig a terület három főgravitációs anomáliájának és a kristályos kőzetek összefüggésével, továbbá a rögszerkezetté váló alakulással foglalkoztam. Következőkben a kristályos rögöknek a Ny-i Kárpátok préneoid rendszerében való helyzetét vizsgálom meg.

A préneoid Ny-i Kárpátoknak nevezem azt a területet, amelyet a nyugaton a Moravo-Sziléziai invagináció, délen és keleten a Bakony-Vértes-Cercse-Szentendre-Visegrádi hegység, Börzsöny, Cserhát, Mátra, Bükk és Tokaj hegység a Szamosvonalától délnyugatra fekvő része szegé-

lyezi. A Szamosvonaltól ÉK-re fekvő területet, mivel itt már a hercinai csapások mutatkoznak a Keleti Kárpátoknak tekintem.

A préneoid Nyugati Kárpátokhoz tartozik a Felső sziléziai Kőszénmedence is.

A Nyugati Kárpátok déli határát tehát nem a Duna töréssel jelölöm meg, amint az szokásos /STILLE 1953. p.78/.

A Nyugati Kárpátok és a Keleti Alpok határát a Keleti Alpok mélybe szakadását jelző szerkezet mentén húzom meg. A két hegység észétválasztására ez a szerkezet igényt tarthat a Bouguer nehézségi anomália értékelésének nyomán is. /KOSSMAT 1921./

A préneoid Nyugati Kárpátoknak HOFMANN /1876/, MÁSKA és ZOUBEK /1960./ nyomán két főkorszakát különböztetjük meg. A régebbit /prékambrium/, amelynek kőzetei metamorfizáltabbak és a fiatalabbat /ópa-leozoikum/, ennek kőzetei kevésbé metamorfizáltak, főképpen fillitek-ből állanak. Az ujjpaleozoikumot a neoid Kárpátokhoz sorolom.

A régebbi csoporton belül MÁSKA és ZOUBEK nyomán megkülönböztethetők a katasónálisan metamorfizált TÁTRIDÁK és a metazónálisan metamorfizált KOHUT vagy Szegélyzóna, amely az előbbihez északon és délen csatlakozik. A fiatalabb csoportot GELNICA-FILLIT-DIABÁZ-PIPITKA, valamint a HARMÓNIA sorozat egy része, ill. a Kőszeg, Vashegy vidéki és a Balatonvidéki, valamint az ezek között fekvő területen furásokkal feltárt kristályos kőzetek alkotják.

A régebbi csoport őskőzetei az intraalgonkiumban kiemelkednek. Es a folyamat a küszöb, geantiklinális megjelenéséhez vezet. Ekkor jelenik meg a Nyugati Kárpátok kimutathatóan legidősebb geantiklinális. Ezt érchegységi irányu geantiklinálisnak nevezem /1958/. A geantiklinális mérete az idők során alakul, változik, a visé üledékei képződésével körvonalazható küszöböt CENTRÁL ALP-KÁRPÁTI küszöb fogalomjellel jelölöm meg /1961/.

#### PRÉKAMBRÍUMI KRISTÁLYOS ALAPKÖZETEK

A katasónálisan metamorfizált TÁTRIDÁK északi határa, legalábbis részben a szirtöv déli szegélyén húzódik, déli határát a MURÁNYI repedés jelzi. A TÁTRIKUM a Fáttra-Táttra rendszernek a Garam szinklinóriumnak, a Vepor antiklinórium nagyobb részének fő alkotó eleme. Felssinen lelhető a maghegységekben. A Táttridák a Nyugati Kárpátok ismert legidősebb képződményei. Ezeket nucleusoknak nevezzük. As originális szedimentek Maska és ZoubeK szerint a korai vagy a középső proterozoikumban képződtek.

Pel kell tételteni, hogy a Táttridák a Dunántulon a Balaton és a Sopron környéki kristályos kőzetek közötti területen megvannak a mély-

ségben. A mezozónálisan metamorfizált SZEGÉLYZÓNA szedimentációja valószínűleg a fiatalabb proterozoikumban /algonkium/ történt. A szegélyzóna építi fel a Vepor antiklinorium déli részét, a KOHUT zónát, továbbá a Kis Kárpátok legnagyobb részét, kivéve a Harmónia sorozatot.

A SZEGÉLYZÓNA Kis Kárpátokban lévő kőzeteinek a Sopron vidéki gneiszek, csillámpalák, amfibólpalák felelnek meg.

Vendel /1958. Tabelle I./ a Sopron vidéki kristályos kőzeteket a meso és epizóna határára helyezi.

A balatonhidvégi furás a KOHUT zóna csapásában fekvő gránattartalmu biotitot és staurolitot tartalmazó kloritkvarcitos és plagioklasz tartalmu biotitmuszkovitkvarcitos tárt fel. Ez a kristályos kőzet mezozónálisan metamorfizált, amint azt VENDEL /1958./ megállapítja.

A Balaton-Velencei hegység mentén a többi kristályos kőzet metamorfizáltsága viszont csak az epizónális fokozatot éri el. A metamorfizáltsági fokok különbözősége nyomán megkülönböztethetők egymástól ezek a kristályos kőzetek és így az egyik csoport a KOHUT zónával, másik pedig a /Gelnica/ fillit-diabáz sorozattal hozható kapcsolatba.

A szegélyzóna a Dunától É-ra levő kőzeteit a Dunától D-re lévőkkel részben az azonos metamorfizáltságuk, részben pedig szerkezeti helyzetük nyomán azonosíthatjuk. Ugyanis mindkét területen ezek a kőzetek a küszöb szegélyén helyezkednek el. Megemlítem, hogy a Balaton vonal menti epizónálisan metamorfizált fillit részben karbon kora.

#### OPALEOZÓOS KRISTÁLYOS KŐZETEK

A prékambirumi csoporthoz a kaledóniai komplexum csatlakozik. A Szepes Gömör Érchegységben a GELNICA sorozat képviseli ezt. A Kis Kárpátokban MÁSKA és ZOUBEK szerint a HARMÓNIA sorozat egyrésze ide sorolható.

A GELNICA sorozat gyengén metamorfizált, vastagsága 2-3 km. Ez a sorozat főleg két részből áll: az alsó ordoviciumban osztható szintbe terrigén szedimentek és a savanyu vulkánizmus termékei helyezkednek el. A felső részének képződményei tengeri eredetűek liditet, grafitpalát, valamint bazikus vulkáni termékeket tartalmaznak. A tengeri eredetű képződmények MÁSKA /1960. p. 159/ szerint a szilurban, talán az alsó devonban ülepedtek le.

A Gelnica sorozatot a Szepes Gömöri Érchegységben É és D felől a fillit és a diabáz sorozat szegélyezi. Nyomai azonban megvannak a GELNICA É-i és D-i szegélye közti területen is, azaz magán a GELNICA-n.

A GELNICA és a FILLIT-DIABÁZ-PIPITKA sorozat a Szepes-Gömör Érchegységben való előjveteltől DNy-felé a losonci furás 350 m mélységében feltárt csillámpala /id. NOSZKY 1940/, a balatonvidéki-velen-

cei lidites fillit vonulat /amelyben kristályos mészkölcencsék bázikus kőzetek: diabáz, diorit, valamint ennek átalakulási termékei: szerpentin, továbbá kvarcporfir települnek/, valamint a Bacher kőzeteiben /fillit, kvarcit, porfirit, diorit/ nyomozhatók.

A Balaton-vidéki fillit-diabázok és a Kőszeg-vashegyiek VENDEL M. szerint azonos metamorfizáltságuk, mindannyian az epizónába oszthatók. Az azonos metamorfizáltság és azonos kőzetfáciesek nyomán keletkezésük ideje azonosnak tekinthető.

A fillit korát felfelé a sámfalvai és egyházasfüzesi HOPMANN /1875/ leírta középső devonkorú dolomit szabja meg. Ez ugyanis a vashegyi K-Ny csapású antiklinális északi és déli oldalán a fillitre települt. A büki furások, amelyek a sámfalvai dolomit csapásában, a szinklinálisban fekszenek, dolomitot tártak fel, ezekből kővület nem került elő, de tektonikai helyzetüknél fogva az előbbivel azonos korúnak tekinthetők. FLÜGEL /1958/ ugyanezt a települési rendet állapítja meg a grázi paleozoikumra. Ezek szerint a fillit a középső devonnál idősebb.

Az előbbieket annak feltételezéséhez vezetnek, hogy a GELNICA és a Szepes-Gömöri Fillit-diabázok is - mivel azok a balatonvidékiek csapásában fekszenek és azokkal kőzettanilag egyeznek a középső devonnál idősebbek. A Gelnica és a Fillit-diabáz közti feltételezett hiánya a diszkordanciának, valamint az, hogy a Gelnica felső részét MÁSKA is a szilurba teszi, ha az előbbieket tekintetbe vesszük, lehetőséget szolgál arra, miszerint a Szepes-Gömöri Fillit-diabáz és a Balatonvidéki előjövetelek is a középső devonnál mélyebbre helyezhetők. Így FOTTERLE 1867-ben kifejtett véleményéhez érkezőnk, aki a Vepor kvarcitpala és fillit sorozatát az Alpok szilurjával azonosította.

A Keleti Alpok és a Szlovák Nyugati Kárpátok között a Dunántulón négy szerkezet /antiklinális-eleváció/ húzódik keresztül, amelyek a Dunától É-ra is követhetők. Ezek: 1./A Sopron-vidéki eleváció. 2./ Kőszeg-Pinnye-i antiklinális. 3./ Vashegy-Mihályi antiklinális. 4./ Brixen-Gemerid antiklinális.

Az antiklinálisok mentén részben a SZEGÉLYFÁCIÉS kőzetei /Sopron vidékén és a balatonvidéki furásban/, főképpen azonban az ópaleozóos Fillit-Diabáz sorozat metamorfjai figyelhetők meg.

Az antiklinálisok az ország nyugati részén K-Ny csapással csatlakoznak az Alpokhoz. Magyarország területén csapásuk megváltozik és ÉK-DNy-i irányt véve fel, érik el a Dunát.

A most megjelölt szerkezetek leírását 1960-ban megjelent tanulmányomban közöltem. MÁSKA és ZOUBEK a Dunától északra eső terület pré-neoid szerkezetéről ugyancsak 1960-ban adott összképet. Mindkét, 1960-ban közölt vélemény a legteljesebb összhangban áll egymással.

MÁSKA és ZOUBEK /p. 144/ az alábbi préneoid szerkezeteket különbözteti meg: 1./ A szirtek antiklinoriuma. 2./ Fáttra-Táttra megantiklinorium. 3./ Garam szinklinorium. 4./ Vepor antiklinorium. 5./ Szepes-Gömöri antiklinorium. 6./ Karaszt szinklinorium.

A Sopron-vidéki, a Kőszeg-Pinnye-i, a Vashegy-Mihályi antiklinálisokat a Tátráig követtem. Ezek megfelelnek a Fáttra-Táttra megantiklinoriumnak. MÁSKA és ZOUBEK megállapítja, hogy a Fáttra-Táttra megantiklinoriumon több szerkezeti emelkedés helyezkedik el. Ezekre az emelkedésekre utal felosztásom.

A Garam szinklinoriumot azaz UHLIG centrális depressziójának a Dunától É-ra eső részét, a Vashegy-Mihályi és a Brixen-Gemerid elevációk között térképen is jelzi.

A Vepor antiklinórium és a Szepes-Gömöri antiklinórium megfelelője a Brixen-Gemerid antiklinális.

A karszt szinklinorium helyzetét térképen is jelzi.

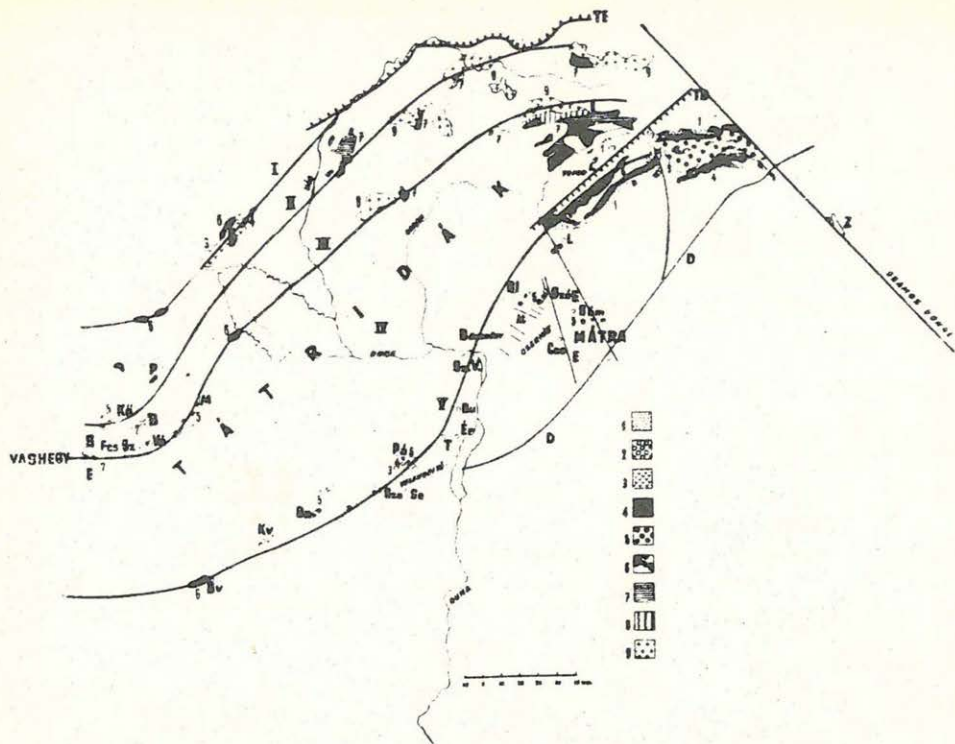
Az ismertetett szerkezetek a préneoid időben alakultak ki, de a neoid fejlődés menetének is szabályozóivá váltak MÁSKA-ZOUBEK /1960.p. 142/. Ez azt jelenti, hogy e szerkezetalakuláshoz hasonló méretű azóte sem érte ezt a területet.

Láttuk, hogy a losonci furás feltárta ópaleozóos kristályospala a Gelnica és a Fillit-Diabáz-Pipitka sorozat előjöveteleként tekinthető. Ugyanez mondható a Cserhát-Máttra aljzatát alkotó gravitációs anomáliák képében jelentkező kristályos kőzetekről is. Ugyanis ezek az említett ópaleozóos kristályos kőzetek csapásában rejtőznek a mélységben. Az előbbi és az utóbbi kristályos kőzetek egyaránt a Brixen-Gemerid antiklinális helyzetét jelölik meg. Így tehát a Cserhát-Máttra-i főgravitációs anomáliák a Brixen-Gemerid antiklinálison fekszenek.

#### IRODALOM

- Bandat H.: A Kőszeg-Rohonci-hegység nyugati részének geológiai viszonyai. Földtani Szemle l.l. 5.f. Budapest, 1928.
- Bubnoff, S.: Geologie von Europa I.Bd.Berlin, 1926.
- Flügel, H.: 140 Jahre geol. Forschung im Grazer Paleozoikum. Mitt.d. Naturwiss. Vereins f.Steiermark Bd. 88. Graz, 1958.
- Földvári-Meszky-Szebényi-Szentes: Földtani megfigyelések a Kőszegi hegységben. Jelentés a Jövedéki Mélykutató 1947-1948. évi munkálatairól. Budapest, 1948.
- Foetterle, F.: Das Murányer Gebirge. Verh.d.k.k. Geol. Reichsanstalt. Wien, 1867.
- Hofer E.: Jelentés a Dunántul ÉNy-i és középső részén az 1958. évben végzett áttekintő földmágneses mérések eredményéről. /Kézirat./

- Hessleitner, G.: Zur Geologie der Erzführenden Grauwackenzone zwischen Admont-Selztal-Lienz. Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt. Jhrg. 1958. 101. Bd. H. 1. Wien, 1950.
- id. Lóczy L.: Összehasonlító szemléldések az Erdélyi Érchegység és az Északnyugati Kárpátok geozinklinálisai felett. Földtani Közl. XLVIII. Budapest, 1918.
- Máska, M.- Zoubek, V.: Tectonic Development of Czechoslovakia, Praha, 1960.
- id. Noszky J.: Adatok az Ipoly-völgy hidrogeológiájának ismertetéséhez. Hidr. Közl. XIV. Budapest, 1932.
- id. Noszky J.: A cserhát-hegység földtani viszonyai, Magyar Tájak Földtani leírása III. Budapest, 1940.
- Pávai-Vajna Fl.: A földkéreg legfiatalabb tektonikus mozgásairól. Földt. Közl. LV. Budapest, 1926.
- Stille, H.: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. Beihefte zum Geol. Jhrb. Hannover, 1953.
- Szalai T.: Geofizikai Közlemények Budapest, V. 4. füzet, 1956.
- Szalai T.: Geotektonische Synthese der Karpaten. Geofizikai Közl. VII. 2. Budapest, 1958. A Kárpátok keletkezése. Földrajzi Értesítő 1960. 4. Budapest, 1960.
- Szalai T.: Struktur der Präalpinen Bauelemente. Geofizikai Közl. VIII. 4. Budapest, 1960.
- Szilárd József: Gravitációs mérések a Cserhátban és azok értelmezése, 1961.
- Vadász E.: Magyarország földtana. Budapest, 1960.
- Vendel, M.: Über die Beziehungen des Kristallinunterbaues Transdanubiens und der Ostalpen. Mitt. der. Geol. Ges. in Wien 51. Bd. 1958. Wien. 1960.
- Varrók K.: Felsőcsatár környékének földtani felépítése stb. Földt. Int. Évi Jel. 1953. II. 1955.
- Tollmann, A.: Semmering und Radstädter Tauern. Mitt. der Geol. Ges. in Wien Bd. 50. Wien, 1958.



Kaledonische und praekaledonische Bauelemente der Westkarpaten  
T. Szalai 1961.

Tafelerklärung

- |  |     |                               |
|--|-----|-------------------------------|
| I. Antiklinale von der Umgebung von Sopron                               | } = | Tatriden<br>Megaantiklinorium |
| II. Kőszeg-Pinnyeer Antiklinale  |     |                               |
| III. Vashegy-Mihályer Antiklinale  |     |                               |
| IV. Centrale Depression  |     |                               |
| V. Brixen-Gemerider Antiklinale = Vepor-Szepes Gömörer Megaantiklinorium |     |                               |

- At Andesitgang  
D Darnó Linie  
E Eteser Grabensystem  
T.E. Nordgrenze der Tatriden  
T.D. Südgrenze der Tatriden

1. Devon -Unteres Karbon /Lubenik Serie/
2. Mittleres Devon /Dolomit/
3. Variszischer Granit
4. Silur - Unteres Devon /Phyllit-Diabas Serie/
5. Ordovizium-Silur-Unteres Devon /Gelnica Serie. Im Mátya und Cserhát Gebirge und in Transdanubien 4. und 5 zusammengezogen/



6. Algonkium oder Kambrium /Kohut Zone-Randzone/
7. Alt und Mittelproterozoikum /Tátriden/
8. Assintischer Granit
9. Granit von unbestimmten Alter.

A Nyugati Kárpátok kaledoniai és prékaledoniai építőelemei  
Szalai T. 1961.

- |  |                     |        |
|--|---------------------|--------|
| I. Sopron vidéki eleváció /antiklinális/   | } megaantiklinorium | Tátrai |
| II. Kőszeg-Pinnye-i " " " "  |                     |        |
| III. Vashegy-Mihályi " " " "   |                     |        |
| IV. Centrális depresszió /Garam "szinklinorium"/                                 |                     |        |
| V. Brixen-Gemerid eleváció /antiklinális/-/Vepor-Szepes-Gömöri megantiklinorium/ |                     |        |

- At Andezit telérek  
 D Darnó vonal  
 E Etesi árokrendszer  
 T.E. Tátridák északi határa  
 T.D. Tátridák déli határa.

1. Devon-alsó karbon /Lubenik sorozat/
2. Középső devon dolomit
3. Variszkuszi gránit
4. Szilur-alsó devon /fillit-diabáz/
5. Ordovicium-szilur-alsó devon /Gelnica sorozat. A Dunántulon, a Mátrában és a Csernátban a 4 és az 5 összevonva/
6. Algonkium vagy kambrium /Kohut sorozat-szegély zóna/
7. 0 és középső proterozoikum /Tátridák/
8. Asszinti gránit
9. Bizonytalan koru gránit.

Ba. Balatonfüred, Bl. Balassagyarmat, Bu. Budakeszi, B. Bük, Bv. Balatonhídvég, Cse. Csécs, E. Egyházasküzes, Fcs. Felsőcsatár, Ér. Érd, Kő. Kőszeg, Kv. Kővágóörs, L. Losonc, M. Mihályi, Pá. Pátka, P. Pinnye, S. Sámfalva, Se. Seregélyes, Sz. Szabadbattány, Sze. Szécsény, Sz. Szombathely, Sz. V. Szentendre-Visegrádi Hegység, T. Tárnok, Vá. Vát, Z. Zempléni Sziget Hegység.

И. Ибрайер - Л. Моттлова:

О ПРИЧИНАХ, ВЫЗЫВАЮЩИХ ГРАВИТАЦИОННЫЕ И МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ В РАЙОНЕ  
ПРИДУНАЙСКОЙ РАВНИНЫ

В 1958-59 г.г. в районе Чаллокёз Институтом прикладной геофизики ЧССР были проведены магнитометрические и гравиметрические работы. В настоящей работе дается описание комплексной обработки полученных материалов, с учетом результатов проведенных здесь раньше разведочных работ. Помимо карты аномалий Буге составлена также и карта вторых производных, вычисленных по методу Элкинса. При составлении карты магнитных аномалий /вертикальной составляющей геомагнитного поля/, были учтены и данные аэромагнитной съемки. Интерпретация материалов распространялась и на подробное изучение физических свойств горных пород. Таким образом удалось удовлетворительно истолковать ряд аномалий.

В связи с возможностями интерпретации карты магнитных аномалий сделаны выводы о том, что в данном районе картина магнитных аномалий мало характерна для фундамента.

Для сопоставления данных и для повышения комплексного характера обработки материалов, при проведении интерпретации изучались также и сейсмические разрезы, построенные по материалам работ методом преломленных волн. Выяснилось, что по отдельным разрезам ход кривой вторых производных лучше сопоставляется с рельефом фундамента, чем ход значенный  $\Delta g$ .

A DUNAMENTI SIKSÁG NEHÉZSÉGI ÉS MÁGNESES ANOMÁLIÁINAK OKAIRÓL

Ibrmajer I. - Mottlova L.

A csehszlovák Alkalmazott Geofizikai Intézet 1958-59-ben mágneses és nehézségi méréseket végzett a Csallóközben. A cikk ezeknek a méréseknek együttes feldolgozását mutatja be, amelynél a területre vonatkozó régebbi mérési anyagot is figyelembe vették. A Bouguer-anomália-térkép mellett Elkins szerint számított második differenciálhányados-térképet is közölnek, a mágneses anomáliakép összeállításánál /vertikális komponens/ a légi mágneses felvételek adatait is figyelembe vették. A kép interpretációjánál kiterjeszkedtek a kőzetek fizikai tulajdonságainak beható tanulmányozására is; így sikerült számos anomáliának kielégítő értelmezését adni.

A mágneses térkép interpretációs lehetőségeivel kapcsolatban az a nézet alakult ki, hogy ezen a területen a mágneses kép az alaphegység viszonyaira kevésbé jellemző.

Összehasonlításként és a feldolgozásmód komplex jellegének hang-

sulyozására refrakciós-szeizmikus szelvényeket is tanulmányoztak az adatanyaggal kapcsolatban. Kitűnt, hogy egyes szelvények mentén a második differenciálhányadosok menete jobban összevethető az alaphegység alakulásával, mint a  $\Delta g$  értékéé.

J. Ibrmajer, L. Mottlová:

URSACHEN DER SCHWEREANOMALIEN UND DER MAGNETISCHEN ANOMALIEN IN DER DONAUTIEFEBENE \*

Bei der Bewertung der regionalen geophysikalischen Arbeiten wurde in den letzten Jahren im Institut für Angewandte Geophysik in CSSR in manchen Gebieten komplexe Bearbeitung der geophysikalischen Messungen durchgeführt. Dieses Referat fasst einige Ergebnisse zusammen, die von den Verfassern I b r m a j e r, M o t t l o v á bei der Bearbeitung der Schweremessungen und der magnetischen Messungen in der Donautiefenebene in den Jahren 1958-1959 erreicht wurden.

Es wurde eine Karte der Bouguerschen Schwereisanomalen hergestellt, um eine Interpretation durchführen zu können. Dabei wurden verhältnismässig homogene Materialien der bis zum Jahre 1958 im Becken durchgeführten Schweremessungen verarbeitet. Die für das neogene Becken geeignete Reduktionsdichte  $2,0 \text{ g/cm}^3$  wurde auch ausserhalb des Beckenrandes verwendet. Mit Rücksicht auf weitere Bearbeitung der Schwereisanomalenkarte durch die Methode der höheren Ableitung des Schwerepotentials ist ihre Anwendung vorteilhaft. Sie bietet nämlich eine bessere Möglichkeit, den Beckenrand als Stelle des grössten Schweregradienten festzustellen.

Weiter wurde für die Interpretation eine Isanomalienkarte der magnetischen Vertikalintensität /Abb.1/ verwendet, die auf Grund der Regionalmessungen der Z-Komponente des Erdmagnetfeldes schon früher zusammengesetzt wurde. Die Genauigkeit dieser Karte ist 10-20 %.

Die aeromagnetischen Messungen, die M a s i n in unserem Institut durchgeführt hatte, wurden zur Bestätigung der Ergebnisse verwendet, zu denen wir bei der Auswertung der Messungen an der Erdoberfläche gekommen sind.

Um die Realität der Interpretation sicherzustellen, bestreben wir alle Ergebnisse mit den Angaben von physikalischen Eigenschaften der Gesteine zu unterlegen. Mit Rücksicht darauf, dass die

\* Die beim Vortrag vorgeführten 6. Abbildungen können aus technischen Gründen nicht veröffentlicht werden.

Genauigkeit der angewandten Anomalienkarten der Genauigkeit von Regionalmessungen entspricht, hatten unsere Ergebnisse vor allem einen regionalen Charakter. Die Anwendung der Methode von höheren Ableitungen des Schwerepotentials stellte den Versuch dar, weitere Erkenntnisse für den Detailbau des Beckens zu gewinnen, wenn wir uns auch der kleinen Genauigkeit der benutzten Schwereuntersuchungen bewusst sind.

Die Angaben, die von U h m a n n bei der Bearbeitung von Gesteinsproben aus der Donautiefenebene gewonnen wurden, bildeten eine physikalische Unterlage für die Interpretation. Bei der Bewertung von Angaben aus den Bohrungen sind wir zum Ergebniss gekommen, dass die Ablagerungen im Becken von einer verhältnismässig homogenen Dichte sind. Bei der Interpretation war es notwendig, die Existenz des von U h m a n n bewiesenen vertikalen Dichtegradienten zu erwägen. Wie es sich aus den Ergebnissen der Probemessungen aus den Bohrungen ergibt, ändert sich mit der Tiefe die Dichte der Sedimente im Becken von 1,9 bis 2,6 g/cm<sup>3</sup>. Die Existenz einer Dichtegrenze, die den stratigraphischen Komplexen entspräche, wurde bei den Dichtemessungen in den Bohrlöchern nicht bewiesen. Ebenfalls war es nicht möglich einen eventuellen horizontalen Dichtegradienten festzustellen, weil die Zahl der Bohrungen sehr klein war. Die Dichtedifferenz zwischen den Gesteinen des Untergrundes und den Sedimenten ist mit Rücksicht auf den Vertikaldichtegradienten der Sedimente veränderlich. In der Tiefe von 1.000 m beträgt sie 0,4-0,6 g/cm<sup>3</sup>, in der Tiefe von 2.500 m ist sie 0,1-0,3 g/cm<sup>3</sup>. In der Tiefe von 3.000 m beträgt sie maximal 0,2 g/cm<sup>3</sup>, wahrscheinlich aber existiert sie nicht mehr.

Was die magnetischen Eigenschaften betrifft, ist es nach den Angaben von U h m a n n klar, dass die Beckenablagerungen magnetisch fast inaktiv sind. Nach den aus den Bohrungen gewonnenen Angaben ist hier die magnetische Suszeptibilität  $10-30 \cdot 10^{-6}$  CGS; bei den Oberflächenentnahmen wurde ein Wert von  $10-400 \cdot 10^{-6}$  CGS festgestellt. Tuffe und Tuffite haben eine erhöhte Suszeptibilität. Nach der Bohrung im süd-östlichen Teil des Beckens bewegt sich die magnetische Suszeptibilität in einem breiten Bereich von  $20-1.200 \cdot 10^{-6}$  CGS. Die magnetische Suszeptibilität ändert sich bei Andesiten von  $100-1.000 \cdot 10^{-6}$  CGS, bei Rhyoliten von  $100-250 \cdot 10^{-6}$  CGS. Die magnetische Suszeptibilität der Untergrundsteine differiert nicht deutlich von den Beckenablagerungen. Sie beträgt maximal  $30 \cdot 10^{-6}$  CGS. Die Granodiorite und Diorite der Randgebirge haben eine erhöhte Suszeptibilität, cca  $1.000 \cdot 10^{-6}$  CGS.

Auf Grund der Dichtecharakteristik war es möglich als Ursache der Schwereanomalien in der Donautiefenebene zu betrachten:

1. Das Relief des Beckenuntergrundes, soweit der Untergrund nicht in einer grösseren Tiefe als 2.500 - 3.500 m ist; dabei nimmt sein Einfluss mit zunehmender Tiefe ab.

2. Die lithologischen Änderungen der Gesteine im Untergrund und auch in den Sedimenten im Becken.

Die Inhomogenitäten der neogenen Schichten äussern sich auf der Karte nur sehr unbedeutend und können erst bei einer Detailuntersuchung deutlich erscheinen. Die Lokalanomalien können auch durch die Wirkung der Andesitkörper in Neogen entstehen. Ihre Dichtedifferenz ist von der Tiefe ihrer Lagerung abhängig.

Die Brüche in Neogenablagerungen können, unserer Meinung nach, keine Dichtegrenze bilden, und können sich auf der Schwereisanomalienkarte 1:200 000 nicht äussern. Vor allem gilt es für die Brüche, wo die Sprunghöhe 200 m nicht übersteigt.

In den Randteilen des Beckens, besonders im westlichen und nördlichen Teil, kann man mit Rücksicht auf kleinere Mächtigkeit der Neogensedimente im regionalen Masstab den Einfluss der Dichtegrenze zwischen den Gesteinen des Untergrundes und den Sedimenten sehen. Wir können da scharfe Schweregradienten beobachten, die uns den Rand des Beckens charakterisieren. Die Grösse der Gradienten ist mit der Neigung des Untergrundes im Zusammenhang. Aus ihrem Verlaufe folgt, dass der Abfall von Tribec in der Richtung nach Südwesten allmählicher ist als der Abfall von den Kleinen Karpathen oder von Inovec. Trotz dieser Grundabhängigkeit ist es nicht möglich, einzelnen Isolinien auf der Karte der Bouguerschen Anomalien eine direkte Beziehung zur Tiefe des Untergrundes zuzueignen. Im westlichen Teil entspricht die Zone der Schwereminima dem Gebiete der Kleinen Karpathen entlang. Das Schwereminimum zwischen Gebirgen Inovec und Tribe entspricht der Neogenbucht, wo man in der Stelle des Schweresattels auf die Reduktion der Neogensedimente schliessen kann. Die Zone der Schwereminima entlang der östlichen Seite von Tribec entspricht dem Depressionsgebiet zwischen Nitra und Zlaté Moravce. Diese Gebirge von Inovec und von Tribec, wie es schon viele Verfasser betont haben, äussern sich als positive Anomalgebiete mit Fortsetzung unterhalb der Neogensedimente. Die Richtung der Schwereisanomalien stimmt mit der Grundrichtung der Karpathen überein. Die positive Anomalie südwestlich von Trnava stimmt mit der antiklinalen Struktur des Untergrundes überein, die einerseits durch die Bohrarbeiten, anderseits durch die anderen geophysikalischen Methoden bestätigt ist.

Mit der Dichtegrenze zwischen den Sedimenten und dem Untergrunde des Beckens hängt auch das Anomalfeld im östlichen Teil der Donautiefenebene zusammen, wo der grosse Schweregradient der Mächtigkeitab-

nahme von Neogensedimenten in der südlichen Richtung entspricht. Das Schwerefeld im Raume von Levice weist auf bedeutende Änderungen in den Mächtigkeiten der Neogensedimente hin. Ausser dem Einflusse des Untergrundes kann man hier auch auf den Einfluss der oberflächennahen Eruptivgesteine schliessen.

Etwas anders ist die Situation im Zentralteil der Tiefebene, wo die Mächtigkeit der Neogenablagerungen, den geologischen Angaben nach, 3 km bis 5 km erreicht. Unter den Voraussetzungen, dass die Sedimente eine homogene Dichte haben, sollte der Verlauf des anomalen Schwerefeldes nicht deutlich sein mit Rücksicht darauf, dass das Untergrundrelief in diesen Tiefen keine Dichtegrenze bildet oder dass es nur einen sehr geringen Einfluss hat. Das anomale Schwerefeld hat einen solchen Verlauf nur im Gebiete von Dunajská Streda, indem sich im Raume von Kolárovo eine ausgedehnte positive Regionalanomalie befindet; im Gebiete von Nové Zámky schliesst diese Anomalie an eine relativ negative Anomalie an.

Die neueste geologische Erklärung der sogenannten Anomalie von Kolárovo gibt die Hypothese von U h m a n n, dass Ursache dieser Anomalie die lithologischen Veränderungen in den Neogensedimenten sein können. Wie es aber schon gesagt wurde, ist die Existenz eines solchen Horizontalgradienten nicht beweisbar. Zwischen den Untergrundgesteinen der Tiefebene kann man nach den bisherigen Angaben eine Dichtedifferenz von  $0,1 - 0,2 \text{ g/cm}^3$  mit dem Randwerte von  $0,3 \text{ g/cm}^3$  erwarten. Nach einigen einfachen Berechnungen sind wir zur Meinung gekommen, dass wir nicht nur die Wirkung der lithologischen Veränderungen in den Neogensedimenten, sondern auch die Änderungen im Untergrunde der Tiefebene zulassen müssen.

Was die Karte der magnetischen Vertikalintensität betrifft, ist ihre Anwendung für die Interpretation der Donautiefebene, unserer Meinung nach, sehr begrenzt. Sie kann den Untergrundaufbau nicht charakterisieren. Im östlichen Teile der Donautiefebene charakterisiert sie die Eruptivgesteine und ihre Tuffe. Nach den Ergebnissen der Bohrungen wurde der Einfluss der Andesite und Andesittuffe in der Tiefe von 1.900 m bis 2.700 m auf die ausgeprägten positiv gestörten Anomaliegebiete zwischen Dunajská Streda und Nové Zámky nachgewiesen.

Um einige Angaben zum Detailaufbau der Tiefebene zu gewinnen, wurde der Versuch durchgeführt, die Karten der höheren Ableitungen des Schwerepotentials und die Karten der Residual- und Regionalschwereanomalien herzustellen.

Die Methode der zweiten Schwereableitungen wird für die sehr genauen Messungen erfolgreich angewendet. Die Schwereisanomalienkarte,

die wir zur Verfügung hatten, hat die relative Genauigkeit von ungefähr 0,5 mg/l. Die Auswertungsmöglichkeiten sind noch durch die Tatsache erniedrigt, dass der lineare Abstand zwischen einzelnen Schwerpunkten durchschnittlich 3-4 km ist. Unter diesen Bedingungen war es nötig festzustellen, ob die Methode der zweiten Ableitungen gute Resultate bringen wird. Die Berechnung wurde bei Anwendung der Formel von E l k i n s, R o s e n b a c h und B a r a n o v für verschiedene Halbmesser durchgeführt. Es erwies sich, dass die Bearbeitung bei Anwendung der Formel von E l k i n s für den Halbmesser von 2 km /Abb.2/ für das angeführte Gebiet am geeignetsten ist. Die Bestätigung der Realität des Isanomalienverlaufes auf der Karte  $V_{zz}$  wurde im westlichen Teile des Beckens durchgeführt. Zum Vergleich wurden die Profile der refraktionsseismischen Messungen angewendet, von welchen zwei  $R_1, R_4$  von den Kleinen Karpathen in der Richtung West-Ost, zwei  $R_2, R_5$  in der Richtung annähernd Nord-Süd geführt sind.

Allen obengennannten Profilen ist es gemein, dass hier der Verlauf der Z-Komponente des magnetischen Erdfeldes und der Verlauf der Totalintensität durch das Untergrundrelief nicht beeinflusst ist. Diese Tatsache entspricht den physikalischen Eigenschaften der Gesteine im Becken.

Auf dem Profile  $R_1$  /Abb.3/ gibt es eine gute Übereinstimmung zwischen dem Verlaufe der gemessenen Schwere  $\Delta g$  und der berechneten Schwere  $\overline{\Delta g}$ . Diese Tatsache bestätigt, dass das anomale Schwerefeld in diesem Gebiete durch das Untergrundrelief beeinflusst ist.

Auf dem Profile  $R_4$  /Abb.4/ wurde mittels der zweidimensionalen Ableseplatte von G a m b u r c e v der Verlauf des Untergrundreliefs bei der Dichtedifferenz  $0,3 \text{ g/cm}^3$  festgestellt. Im westlichen Teile ist das Profil in der Tiefe an das Bohrloch angeschlossen. Für dieses Gebiet erwies sich die Benützung der zweiten Schwereableitungen  $V_{zzz}$  und der vertikalen Gradienten  $V_{zz}$  vom Halbmesser 2 km geeignet. Auf beiden Profilen kommt es zu einer bedeutenden Gliederung auf zwei selbstständige Maxima, die den Resultaten der Bohrungen entsprechen. Der Verlauf der residualen Anomalien  $G_{res}$  ist analogisch.

Das Profil  $R_2$  /Abb.5/ beginnt nördlich der Kleinen Donau, und ist in der Tiefe auch an die Bohrlöcher angeschlossen. Auf dem Profile gibt es eine gute Übereinstimmung zwischen dem Verlaufe der gemessenen Schwere  $\Delta g$  und den Werten, die durch die Berechnung  $\overline{\Delta g}$  bei der Dichtedifferenz von  $0,2 \text{ g/cm}^3$  gewonnen wurden.

Das Profil  $R_5$  /Abb.6/ hat mit dem Profil  $R_2$  einen fast parallelen Verlauf und geht durch das Maximum der Schwereanomalie. Auf dem Profil gibt es einen interessanten Verlauf der zweiten Schwereablei-

tungen  $V_{zzz}$  und der gemessenen Schwere  $\Delta g$  im Vergleich mit dem mittels der seismischen Refraktionsmessung festgestellten Verlaufe des Untergrundes. Soweit wir den Verlauf der gemessenen Schwere  $\Delta g$  mit dem Verlaufe des Untergrundes verglichen, erscheint hier eine deutliche Unübereinstimmung. Sie ist ersichtlich bei dem Vergleiche des Untergrundreliefs mit dem Verlaufe der Kurve  $\Delta g$ , die unter Voraussetzungen der Dichtedifferenz  $0,2 \text{ g/cm}^3$ , eventuell  $0,3 \text{ g/cm}^3$  berechnet wurde. Beim Herstellen des Verlaufes der zweiten Ableitungen ist es zu einer Verminderung des Regionaleinflusses im südlichen Teil des Profils gekommen, so dass wir den Verlauf der zweiten Ableitungen mit dem Untergrundrelief besser vergleichen können.

In diesem Referat haben wir versucht, einige Möglichkeiten der Regionalbearbeitung der älteren Schweremessungen und magnetischen Messungen anzuführen. Es ist selbstverständlich, dass die genauen Detailmessungen grössere Möglichkeiten bei der Bearbeitung bieten.





Банаш Дь. Рыбар Ш.:

ОБ УСОВЕРШЕНСТВОВАНИИ ГРАВИТАЦИОННОГО ВАРИОМЕТРА ЭТВЕНА

Л.Этвеш сконструировал свои первые два вариометра - горизонтальный вариометр и вариометр для измерения кривизны - в 1890 году. С тех пор этот прибор постоянно усовершенствуется. Основные задачи усовершенствования заключаются в

- 1/ сокращении времени наблюдения,
- 2/ достижении портативности прибора и
- 3/ уменьшении его веса.

Не останавливаясь на рассмотрении типов, сконструированных в довоенный период, авторы дают описание новых вариометров типа Е-54 и Е-60 со временем успокоения соответственно 40 и 20 минут. Эффективная чувствительность в отношении градиента составляет у вариометра Е-54 - 0,25, а у вариометра Е-60 - 0,75 этвешей на 1/10 делений шкалы. Кроме этого изготовлен опытный образец градиентометра со временем успокоения равным 6-10 минут, и эффективной чувствительностью 1,2 Е. При помощи этого градиентометра определяются две составляющие градиента.

Заводом геофизических измерительных приборов сконструирован прототип градиентометра типа У-59, разработанного по проектам М.Сечёди. Время успокоения данного прибора составляет 15 минут, а эффективная чувствительность - 0,8 Е.

В СССР выпускаются градиентометры со временем наблюдения на одном пункте равным 15 минут и точностью измерения  $\pm 5$  единиц - Е.

Исследовательские работы по усовершенствованию гравитационного вариометра соответственно вышеуказанным целям, продолжаются.

J. Banai und St. Rybár

WEITERENTWICKLUNG DER EÖTVÖS'SCHEN DREHWAAGE

Roland Eötvös konstruierte in den 1890-er Jahren die ersten zwei Exemplare seiner Drehwaage: das Krümmungsvariometer und das horizontale Variometer. Von diesem Zeitpunkt an bis zu den heutigen Tagen ging die Vervollkommnung des Apparates kontinuierlich vor sich. Die dabei führenden Gesichtspunkte sind, wie folgt: 1. Die Verkürzung des Messungsintervalles, 2. die Erzielung der Tragfähigkeit des Instrumentes und 3. die Verminderung des Gewichtes.

Die älteren - aus der Zeit vor der Befreiung stammenden - Typen beiseite lassend erwähnen wir die neueren Typen: E-54 /Variometer mit einer Beruhigungszeit von 40 Minuten /und E-60/ Apparat mit einer

Dämpfungszeit von 20 Minuten. / Die effektive Empfindlichkeit des Apparates E-54 für den Gradienten beträgt 0,25 Eötvös-Einheit, die des E-60 0,75 E, beide bezogen auf 1/10 Skalenteilung. Weiter wurde ein Versuchsexemplar eines Gradientenmessers hergestellt, dessen Beruhigungszeit 6-10 Minuten und seine effektive Empfindlichkeit 1,2 E beträgt; mit diesem kann man die zwei Komponenten des Gradienten durch Beobachtung in zwei Stellungen bestimmen.

Die Fabrik Geophysikalischer Instrumente /GMG/ hat den Prototyp des Gradientenmessers Y-59 - konstruiert nach den Plänen von N. Szecsódy - fertiggestellt, welcher eine Beruhigungszeit von 15 Minuten und eine effektive Empfindlichkeit von 0,8 E aufweist.

In der Sowjetunion wird ein Gradientenmesser mit vier Gehäusen fabriziert mit einer Beobachtungszeit von 15 Minuten und einer Messgenauigkeit von + 5 E-Einheit.

Die Versuche zur Weiterentwicklung der Eötvös'schen Torsionswaage werden nach den angegebenen Gesichtspunkten fortgesetzt.

## A TORZIÓS-INGA FEJLESZTÉSÉRŐL

Banai Gyula

Az 1890-es évek táján szerkesztette meg Eötvös Loránd torzióingájának két típusát: a görbületi variométert és a horizontális variométert. A görbületi variométer

$$\left( \frac{\partial^2 k}{\partial y^2} - \frac{\partial^2 k}{\partial x^2} \right) \quad \text{és} \quad \frac{\partial^2 k}{\partial x \partial y}$$

mennyiségeket méri, még a horizontális variométerrel a két görbületi komponensen kívül meghatározhatók a

$$\frac{\partial^2 k}{\partial x \partial z} \quad \text{és} \quad \frac{\partial^2 k}{\partial y \partial z}$$

gradiens komponensek is. Ezt tudvalevően Eötvös azzal a zseniális ötletével érte el, hogy a lengőrendszer egyik súlyát alacsonyabb nívóban helyezte el. Eötvös - aki a nehézségi erőter teljes meghatározására törekedett - a későbbiek során már csak a horizontális variométert fejlesztette tovább.

Eötvös és tanítványai, továbbá számos gravitációval foglalkozó külföldi szakember a horizontális variométerek egész sorát szerkesztették meg. A fejlesztés főbb szempontjai a következők voltak:

- 1./ A mérési idő rövidítése.
- 2./ A műszer hordozhatóvá tétele abból a célból, hogy ezáltal

terepmérésre alkalmas legyen.

3./ A műszer méreteinek és súlyának csökkentése.

4./ A mérési adatok fotografálása.

A felszabadulás előtt készült hazai és külföldi műszerekről nem szándékozom beszélni, mert azokat a szakemberek jól ismerik a velük foglalkozó szakirodalomból.

A felszabadulás után Magyarországon mind tudományos és műszaki vonalon, mind pedig anyagi téren meg voltak a lehetőségeink ahhoz, hogy a torziós-inga fejlesztésével foglalkozhassunk. Ezenkívül a külföldi geofizikusok is újra érdeklődtek a torziós-inga iránt. Ilyen feltételek mellett készült 1954-ben az E - 54 típusu 40 perces csillapítású Eötvös-inga. Ennél a főszempont az volt, hogy olyan nagyérzékenységű műszert tervezzünk, amely Magyarországon már hagyományossá vált. Így tehát nem gondolhattunk a csillapodási idő lényeges rövidítésére.

A csillapodási idő egy azimutban 40 perc, a gradiensre vonatkozó effektív érzékenység  $1/4$  Eötvös egység  $1/10$  skálánként. A mérés pontossága  $\pm 1$  E.

Az automatikus forgató szerkezet mechanikus kioldású. A fotografikus regisztráló készülék a következő elvi alapon működik. Miután a két antiparallel elhelyezésű lengő rud beáll nyugalmi helyzetébe, a kapcsoló óra meggyújtja a skálákat megvilágító izzókat. Az optikai elemek /prizmák, tükrök, lencsék/ a skála képét a lengő rudakon lévő mozgó tükrökre vetítik, majd onnan visszaverődve a skálákat a fonálkeresztek síkjára képezik le. Ezután egy vetítő berendezés a fonálkereszt és a skála együttes képét vetíti a fényérzékeny lemezre, vagy a helyére tehető vizuális leolvasó távcsőbe. Így a műszer egyaránt használható fotografikus regisztrálással és vizuális leolvasással is.

Itt alkalmaztuk első ízben azt a gyakorlatban igen jól bevált megoldást, hogy a műszer számát és a mérési pont számát ráfényképezzük arra a lemezre, amelyre az egyes azimutoknak megfelelő skálakép és fonálkereszt kép kerül. A mérési pont száma természetesen változtatható és kívülről állítható be.

A jobb hőmérsékleti védelem, tehát a kisebb hőmérsékleti járás elérése céljából a lengő rendszert négyes falu fémdobozban helyeztük el.

A műszert a Finommechanikai és Orvosi készülékeket gyártó KTSZ - FOK - gyártja nagy gonddal és kifogástalan minőségben. A mérő drótot a H.Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet gravitációs laboratóriuma készíti. A gyár által elkészített műszereket a laboratóriumba szállítják, itt beletesszük a mérő szálat és meghatározzuk a műszer állandóit. Ezután felvesszük a műszer hőmérsékleti járási görbéjét és úgy szabá-

lyozzuk be a műszert, hogy a hőmérsékleti járása minimális legyen.

Az Eötvös-inga elsősorban sík vidéken végzendő mérések céljára alkalmas, bár mi végeztünk már több alkalommal hegyvidéken és dombos vidéken méréseket és nagyon jó és megbízható eredményeket kaptunk.

Sík vidéken a gradiensek nagy többségének a nagysága általában 10-30 E egység körüli érték, de vannak területek, ahol 5 E egységnél kisebb értékeket kapunk. Ez utóbbi területeken feltétlenül szükségesnek tartjuk a nagyérzékenyséű torziósinga használatát.

Mínthogy azonban ilyen kis anomáliákat mutató területek aránylag ritkán fordulnak elő, ezért célszerűnek tartottuk a kisebb érzékenyséű E-60 típusu, 20 perces csillapodási idejű Eötvös-inga megszerkesztését, mert ennek mérési ideje fele akkora, mint az E-54 típusé.

Mínthogy a 20 perces ingát a 40 perces ingából fejlesztettük ki, arra törekedtünk, hogy célunkat a legkevesebb szerkezeti változtatással érjük el. Ezért olyan torziós drótot választottunk, amelynek torziós nyomatéka háromszor nagyobb a régebbinél. Ilyen megoldás mellett a lengő rendszer csillapítását kellett megfelelően beállítani a belső doboz függőleges méretének alkalmas megválasztásával úgy, hogy a csillapított lengés az aperiodikus határhelyzethez közel legyen. Mínthogy a skálaértékben kifejezett mérési tartomány is egyharmad része a 40 perces inga mérési tartományának, ezért elegendő, ha az ütközési közt 60 skálára állítjuk be a régi 180 skálával szemben.

Az E-60 típusu 20 perces inga effektív érzékenysége a gradiensekre vonatkozóan 0,75 E egység tizedskálánként, pontossága pedig  $\pm 3$  E egység. A görbületi adatokra vonatkozó effektív érzékenység 2,2 E egység tizedskálánként.

Ha a torziós-inga csillapodási idejét tovább csökkentjük, akkor annak a görbületekre vonatkozó szögérzékenysége már nem lesz kielégítő. Ezért a rövid csillapodási idejű torziós-ingát célszerű úgy megszerkeszteni, hogy az csak a gradiens mérésére legyen alkalmas. Ezt annál is inkább megtehetjük, mert a gyakorlati geofizikai kutatásoknál általában elegendő a gradiensek ismerete. A görbületi adatok csak egyes speciális problémák megoldásánál /törésvonalak pontosabb kimutatása/ és a geodéziai célu méréseknél játszanak fontos szerepet.

Az általunk szerkesztett gradiensmérő, amelynek kísérleti példányával kielégítő mérési eredményeket kaptunk, 6-8 perc alatt csillapodik meg. A két lengő síkja egymásra merőleges elrendezésű, tehát két állásban észlelve - 180°-os elforgatással - megkapjuk a gradiens két komponensét 12-20 perc alatt. Az effektív érzékenység 1,2 E egység tizedskálánként. A rendelkezésünkre álló aránylag kevés mérési adatból számítható pontosság  $\pm 3$  E egység.

A műszer fotografikus regisztrálásra és vizuális leolvasásra egyaránt alkalmas. Az azimutok beállítása, az elforgatás és a film továbbbitása manuálisan történik.

Mint hogy a skálaértékben kifejezett mérési tartomány 20-20 skála, ezért lehetséges az optikai vetítő berendezés olyan megoldása, hogy a lengő tükörrre a fonálkereszt képét vetítjük és ennek a visszavert képét a skála síkjára képezzük le, majd a fonálkereszt és a skála együttes képét vetítjük a filmre, vagy a leolvasó távcsőbe. Tehát a leolvasó távcsőben álló skálaképet és rajta mozgó fonálkeresztet látunk a műszer deszarretálásakor. Ennek előnye az, hogy a szabadban szelcs időben is éles skálaképet kapunk és azon az esetleg kissé elmosódott fonálkereszt képe jól leolvasható lesz.

A gradiensmérőt Dewar palackban fogjuk elhelyezni, tehát mérés közben a lengők terében alig lesz hőmérsékletváltozás, így a hőmérsékleti járás gyakorlatilag zérus lesz.

A Geofizikai Mérőműszerek Gyára Szecsődy Miklós, dr. Haáz István, Szerdahelyi József és Vargha Sándor tervei alapján elkészítette az Y-59 típusu ferde rudu kettős torziós ingát, amelynél egy elmés szerkezet segítségével a forgatás és az ütközések ideje alatt a lengési közt 8-10 skálára csökkentik, és ezáltal a csillapodási idő 15 perc lesz. Tehát 3 azimutban észlelve 45 perc alatt megmérhető a két gradiens komponens és a két görbületi komponens is.

A műszer effektív érzékenysége a gradiensre vonatkozóan 0,8 E tizedskálánként.

A műszer méretei és súlya kicsiny, csomagolása könnyű. Külföldön tudomásunk szerint egyedül a Szovjetunióban foglalkoznak gradiensmérő gyártásával. A leningrádi "Geologorazvedha" gyár GRB-2 típusu négy lengős gravitációs gradiensmérőjével egy ponton 15 perc alatt mérhető meg a gradiens.

A műszer vizuális leolvasásu. Pontossága  $\pm 5$  E egység, súlya 25 kg.

A torziósingák és gradiensmérők tökéletesítésére vonatkozó kísérletek folyamatban vannak, azokat a jövőben is folytatni fogjuk annál is inkább, mert a kínai Népköztársaságban végzett sikeres mérések a külföldi szakemberek érdeklődését újra felkeltették a torziós ingamérések iránt.

MEGJEGYZÉSEK "A TORZIÓINGA FEJLESZTÉSÉRŐL"  
C. CIKKHEZ

Rybár István

A cikkhez néhány kiegészítést óhajtok hozzáfűzni.

Ugyanis szólanı kívánok azokról a szempontokról és módokról, amelyeket az inga fejlesztésénél alkalmaztak, még pedig nemcsak a fel szabadulás után szerkesztett, hanem az elözı idıben készült ingákra vonatkozólag is.

A torzióinga fejlesztésének feladatai: az inga méreteinek ki sebbítése, a csillapodási idı, általában az észlelési idı csökkentése, az észlelések pontosságának fokozása.

E törekvések megvoltak már Eötvösnél, aki a torzióingák egész sorozatát szerkesztette meg a fenti követelmények megvalósítása cél jából.

Az elsı, a szabadban is használható torzióingája, a századfor duló idejében szerkesztett u.n. Balatoni inga, amellyel a befagyott Balaton jegén végezte uttörı vizsgálatait, egyrészt, hogy gravitációs módszerének használhatóságát próbálja ki, másrészt, hogy tapasztala tokat gyűjtsön az inga fejlesztése céljára. Az ekkor szerzett tapasztalatokat felhasználva 1902. év körül szerkesztette meg az u.n. ket tıs ingáját, amelyben két teljesen egyforma lengırendszer van egyet len ingaházba beépítve, antiparalel állásban. Ezzel az elrendezéssel elérte azt, hogy egy állomáson felállított ingával 5 azimut helyett csupán 3 azimutos észlelés elégséges a gravitációs adatok meghatáro zásához. Ezzel lehetővé vált az észlelési idıt 3:5 arányban csökken tenie.

Eötvös az észlelési idıt tovább csökkentette azért, hogy az inga erısebb csillapításával az inga csillapodási idejét 1 és 3/4 órá ról 1 órára kisebbítette. Kimutatta ugyanis, hogy az ingát közvetlenül körülváró legbelsı doboz függéyes méretének csökkentésével az inga csillapodása növekszik, sőt kellı szükítéssel a lengés aperiódikussá is válik.

Ezzel a "nagy" kettıs ingatípussal végezték Eötvös és munkatír sai Eötvösnek 1919-ben bekövetkezett haláláig, sőt egyideig azon is tul Magyarországon a torzióinga méréseket. Ez az ingatípus volt az, amely elıször terjedt el külföldön is.

A fejlısés további feladata volt az inga méreteinek csökkentése.

Ezt a feladatot Eötvös ama törvények felhasználásával oldotta.

meg, hogy a torziósszál torziósnymatéka a szál átmérőjének 4-ik hatványával, teherbirása ellenben csak a 2-ik hatványával arányos. Ha tehát a torziósszál vékonyabb, akkor az inga érzékenysége erősebben nő, mint amennyivel a kisebb ingasúlyok miatt az érzékenység kisebbedik. Az így származó érzékenység-többletet az inga hosszmereteinek kisebbítésére lehet felhasználni.

Igy Eötvös a nagy ingában használt 40 mikron vastagságú platina-iridium szál helyett ugyanolyan hosszúságú, 56 cm hosszú 20 mikronos platinairidium szálát vett. E kétszer vékonyabb szál esetén az inga  $2^4$  azaz 16-szor válik érzékenyebbé. Viszont a szál teherbirása csak  $2^2$  azaz 4-szer lesz kisebb, s így ha ennek megfelelőleg a lengő súlyait 4-szer könnyebbé tesszük, akkor ez az érzékenységet negyedére csökkenti, míg ugyanakkor a 2-szer vékonyabb szál 16-szor teszi azt érzékenyebbé. A 4-szeres érzékenység-többletet az eszköz méreteinek, mint karhosszának és a lengősúlyok függélyes szintkülönbségének felére való csökkentésére használjuk fel.

Ez alapon szerkesztette meg Eötvös kis ingáját, amelynek karhossza, ugyszintén lengősúlyainak szintkülönbsége fele a nagy ingáénak, a lengő súlyai kb.  $1/4$ -ea nagyénak, a torziósszál nyomatéka pedig 16-szor kisebb az eredeti inga torziós nyomatékánál.

Eötvös halála után a torziósingát Eötvös tanítványai fejlesztették tovább. A 20-as évek közepén Pekár Dezso szerkesztette meg az elterjedten használt Eötvös-Pekár-féle vizuális ingát, amelyet Eötvös által szerkesztett kis inga méreteit nagyjában megtartva a nagy inga mechanikai szerkezetében valószínűsített meg. Pekár nem törekedett az inga méreteinek további csökkentésére, hanem arra, hogy az ingát megbízhatóbbá, pontosabbá tegye. Sikerült is neki gyors hőmérsékletváltozások alkalmával a legbelső doboz belsejében létrejövő légáramok szabályozásával elérnie azt, hogy az inga nemcsak éjjel, hanem nappal is a legrosszabb hőmérsékletváltozások alkalmával is megbízható értékeket adjon. Az inga csillapodási ideje 40 perc.

Az inga méreteinek további csökkentését az u.n. Auterbal ingában valószínűsítettem meg azért, hogy egyrészt még vékonyabb szálát használtam, másrészt pedig főleg azzal, hogy az adig használatos platina-iridium szál helyett a jóval nagyobb szakítási szilárdságú wolfram-szálát használva az ingát nagyobb súlyokkal terhelhettem meg. Az Auterbal ingának karhossza 7 cm a lengő súlyai 15 - 15 gr., a két súly függélyes szintkülönbsége 20 cm., a torziósszál hossza 20 cm. Az inga csillapodási ideje: 40 perc. Az inga automatikusan forgató és fotografikusan regisztráló torziósinga.

Magyarországon kívül külföldön is szerkesztettek Eötvös-ingákat. Ezek közül többekben a méretet azzal csökkentették, hogy az ingaruda-



kat Z alakúvá, ill. ferdévé tették, miáltal azokat súlypontjukhoz közelebb függesztve fel az egész inga függélyes mérete kisebbé vált.

A fejlesztés másik fontos feladata a csillapodási idő csökkentése, mert ezáltal az észlelési idő megrövidíthető.

Az első ingák csillapodási ideje 1 óra volt, a későbbieké 40 perc, a legujjabbaké pedig 15 - 20 perc.

A csillapodási idő eme csökkentése azáltal vált lehetővé, hogy a legbelső doboz függélyes méretét szűkítették. Ezáltal a lengő csillapodása növekedett, ami a doboz további szűkítésével egészen az aperiódikus állapotig volt fokozható.

Ettől eltérő módja a csillapodási idő csökkentésének az az eljárás, amellyel az inga méreteit, főként karhosszát jelentékenyen csökkentjük, s ezzel az inga lengésidjét csökkentjük. De a méretek eme csökkentésével az inga szögérzékenysége kisebbedik. A szögérzékenység eme veszteségét az optikai nagyítás növelésével pótoljuk úgy, hogy az inga effektív érzékenysége lényegesen ne változzék meg.

Igy pl. ha a 10 cm karhosszusú inga karhosszát 4-szer rövidebbé, tehát 2.5 cm hosszúvá tesszük, akkor az inga lengésidje 4-szer lesz rövidebb, a szögérzékenysége a gradiensre nézve ugyancsak 4-szer lesz kisebb. Ha tehát az inga optikai nagyítását 4-szer nagyobbá tesszük, akkor az inga effektív érzékenysége változatlan marad, de mérete és csillapodási ideje az eredeti ingáénál jóval kisebb.

A csillapodási idő csökkentésének ezt a módját a Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Osztályának 1952. évi Közleményeiben részletesen ismertettem.

Az itt közölt elv felhasználásával szerkesztettünk meg az Eötvös Loránd Geofizikai Intézetben egy kisméretű, 3 cm karhosszu, a lógósúlyok közötti 15 cm szintkülönbségű gradiensmérő kísérleti példányát, amelynek csillapodási ideje 6-8 perc, pontossága 3 E.e. E gradiensmérő a gyártásához szükséges előkészítő munkálatok elkészítésére készen áll.

Барта Дь.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О СВЯЗИ ТРЕХОСНОСТИ ЗЕМЛИ С ЭКСЦЕНТРИЧНОСТЬЮ  
ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Наложённая волна периодом равным 50 лет, появляющаяся в вековых вариациях геомагнитного поля, отмечается также и в колебании скорости вращения Земли, уровня моря и высоты полёсов, что свидетельствует о связи вековых вариаций с перемещением масс большого объёма. Из изучения картины магнитного вектора следует, что указанное перемещение должно рассматриваться как перемещение внутреннего ядра Земли, следовательно как изменение эксцентрисности последнего. Эффект эксцентрисности ядра явно намечается в трехосности Земли.

Эксцентричное ядро не занимает уравновешенное положение в солнечной системе, вследствие чего создается гравитационное действие, подобное приливообразующим силам и перемещающее ядро по отношению к оболочке и коре Земли в западное направление. Именно с этим движением связан известный западный ход вековых вариаций геомагнитного поля.

Данные о трехосности, полученные различными методами, показывают значительный разброс, что в своей очереди, благодаря сложности проблемы, можно считать естественным. Однако значения, вычисленные из искажения орбита искусственных спутников Земли /в частности направления их осей/ дают хорошее совпадение с данными, полученными из магнитной эксцентрисности. Менее уверенное совпадение получается для значений, вычисленных из гравитационных наблюдений, но это может объясняться тем, что гравитационные данные не приведены к вековым вариациям.

Новейшими данными подтверждается сделанное уже ранее заключение о противоположном ходе продольной магнитной волны и колебания высоты полюсов: во время наличия в продольной волне максимума, в амплитуде колебания высоты полюсов намечается минимум, и наоборот.

По вычислениям автора столь значительная эксцентрисность внутреннего ядра Земли вызвана неоднородностью коры и оболочки Земли и связанной с этим дифференцией масс.

G. Barta

WEITERE DATEN ÜBER DEN ZUSAMMENHANG DER DREIACHSIGKEIT  
DER ERDE UND DER EXCENTRIZITÄT DES ERDMAGNETISCHEN FELDDES

Die in der säkulären Änderung des erdmagnetischen Feldes sich zeigende superponierte Welle ist auch in den Schwankungen der Drehgeschwindigkeit, des Meeresniveaus und der Polhöhe aufzufinden. Dies deutet darauf hin, dass die Säkulärvariation mit einer Massenbewegung grossen Stils in Zusammenhange stehe. Aus einer Untersuchung des magnetischen Vektordarstellung kann gefolgert werden, dass die erwähnte Massenbewegung als eine Verschiebung des inneren Erdkernes, also als eine Änderung dessen Excentrizität gedeutet werden soll. Der Einfluss der Excentrizität erscheint deutlich in der Gestaltung der Dreiachsichtigkeit der Erdfigur.

Der excentrische Kern liegt nicht ausbalanciert im Sonnensystem; als eine Folge dieser Lage entsteht eine den fluterzeugenden Kräften ähnliche Gravitationswirkung, die den Kern in westliche Richtung gegenüber der Mantel und der Kruste verschiebt. Der bekannte westwärts zeigende Gang der magnetischen Säkulärvariation steht mit dieser Bewegung in Zusammenhang.

Die aus den verschiedenen Gedankenkreisen gewonnenen Dreiachsichtigkeitsdaten weisen eine gewisse Streuung auf, welcher Umstand der Kompliziertheit des Problems entsprechend als ziemlich selbstverständlich angesehen werden dürfte; aber die neulich aus den Bahnstörungen der künstlichen Erdsatelliten gewonnenen Werte /besonders was die Achsenrichtungen anbelangt/ stimmen mit denen aus der magnetischen Excentrizität errechneten sehr gut überein. Weniger genau ist die Übereinstimmung mit den aus den Gravitationsbeobachtungen gewonnenen Werten, welcher Umstand dadurch hervorgerufen werden könnte, dass die Gravitationsdaten nicht in Bezug auf die Säkulärvariation reduziert worden sind.

Durch die neuen Forschungsergebnissen wurde auch die ältere Feststellung bestätigt, dass die magnetische Longitudinalwelle und die Polhöenschwankung einen entgegengesetzten Gang aufweisen: zugleich mit dem Maximum der Longitudinalwelle erscheint ein Minimum der Amplitude der Polhöenschwankung.

Nach den Berechnungen des Authors wird solch eine bedeutsame Excentrizität des inneren Erdkernes durch Inhomogenität der Mantel und der Kruste und durch die damit zusammenhängende Massen-Differenz hervorgerufen.

UJABB ADATOK A FÖLD HÁROMTENGELYÜSÉGÉNEK ÉS A FÖLDMÁGNESES  
TÉR EXCENTRICITÁSÁNAK KAPCSOLATÁRÓL

Barta György

A földmágneses tér évszázados változásában jelentkező kb. 50 év periódusú szuperponált hullám megtalálható a Föld forgássebességének, tengerszintjének és sarkmagasságának ingadozásában. Ez a tény arra mutat, hogy a földmágneses évszázados változás nagy méretű tömegmozgás-

sal kapcsolatos. A földmágneses tér évszázados változásának fő része bizonyos szimmetriát mutat Pakisztán környékén. A mágneses vektorképből arra lehet következtetni, hogy a Föld külső magjában Pakisztán alatt, mint középpont alatt egy elektromos köráram folyik. Feltűnő, hogy a Föld mágneses középpontja az utolsó évszázad megfigyelései szerint éppen Pakisztán felé mozog. Ez a jelenség arra mutat, hogy a Föld mágneses középpontját a Föld belső magjával kell azonosítani /1, 2, 3, 4, 8/.

A mágneses középpont azonban excentrikus helyzetű, tehát a belső mag is az. A Föld háromtengelyűségében valóban felismerhető a mag-excentricitás hatása. Ha u.i. a 17-es sűrűségű belső magot 340 km-rel excentrikusnak vesszük fel a Föld többi tömegéhez képest, akkor irány és nagyság szerint megkapjuk a geodéziából ismert háromtengelyű földalakat. /Előadás az V. ankéten./ /7/

A mag excentricitásának természetesen fontos következményei vannak. Az excentrikus mag u.i. nincs kiegyensúlyozva a naprendszerben, és a naprendszer keringő tömegei rá árapálykeltő erőhöz hasonló gravitációs hatást gyakorolnak. Ennek a hatásnak következtében a mag a Föld köpenyéhez és kérgéhez viszonyítva nyugati irányban mozog. Ez a hatás lehet tehát az okozója a mágneses évszázados változás általános nyugati irányu menetének. A mágneses évszázados változás energiája az elgondolás szerint tehát csillagászati energiákon alapszik. /Előadás a VI. ankéten./ /6/

A vizsgálat nehézségei elég nagyok, mert a Föld háromtengelyűsége gravitációs és háromszögelési módszerekkel éppen a kimutathatóság határán van. Ezért a különböző szerzők által megállapított háromtengelyűség-irányok és mértékek eléggé szórtak. Ez nem meglepő, hiszen a Föld alakjának a kiszámítására felhasznált mérési adatok nincsenek egyenletesen elosztva a Föld felületén, hanem szeszélyesen elszórtak. Nem származnak ugyanabból az időpontból és így tartalmazzák a régebbi idők kevésbé pontos mérési adatait is és a magmozgás által okozott lehetséges gravitációs évszázados változás sincs belőlük kiküszöbölve. A mérési adatokat ezen kívül a földkéreg inhomogenitásából származó helyi anomáliák is befolyásolják. Mindezek az okok bőségesen indokolják a számított háromtengelyűség irány- és méret-adatainak bizonytalanságát. Éppen ezen bizonytalanság következtében egyesek kétségbe vonták a Föld háromtengelyűségét. Kételyeiket alátámasztotta, hogy homogén, öves felépítésű Föld esetén a háromtengelyű földalak nem egyensúlyi alakzat. A háromtengelyűség feltételezése tehát elméleti nehézségekbe ütközik.

Azonban éppen a homogén, öves felépítés feltételezésében van az elgondolás hibája. Ezért hangsúlyozottan fontos, hogy a legutóbbi

időkben a mesterséges holdak pálya-perturbációiból is kiszámították a Föld egyenlítői metszetének ellipsziséjét és a meghatározás szerint az ellipszis nagy tengelyének az iránya a feltételezhető mérési hibákon belül teljesen megegyezik a mágneses excentricitásból számított iránnyal. /10/

A gravitációs adatokból eddig számított földalakok egyenlítői nagy tengelye a mágneses adatokból számítottnál általában keletebbre mutat. Ez a jelenség érthető. A mágneses gömbfüggvények alapját képező térképeket u.i. a mágneses évszázados változás tekintetbe vételével szerkesztik, azok tehát valóban a momentán mágneses képet rögzítik. A gravitációs és geodéziai mérések adatai hosszú évtizedek alatt gyűlnek össze, azokat időbeli változásra nem redukálják, tehát egységes felhasználás esetén a nyert eredmény a mérések idejének súlyozott közepére esik. Lassu, egyirányú változásokkor tehát elmaradnak a momentán értéktől. A mágneses centrum keletről nyugatra mozog, tehát a redukció nélkül alkalmazott gravitációs és geodéziai adatokból számított nagy-tengely iránya keletre marad el a mágneses irány mellett.

A mesterséges holdak pályáiból számított egyenlítői ellipszis nagy-tengelyének iránya azonban szintén momentán adat, tehát a jelenségek vázolt összefüggése esetén egyeznie kell a mágneses adatokkal. Meg kell itt jegyezni, hogy K.Jung nyilvánosságra nem hozott magánközleménye szerint úgy látszik, hogy a különböző időpontokból származó gravitációs adatokból számított egyenlítői nagy-tengely iránya keletről nyugatra halad. Ezt az elgondolást - ami a földmag mozgásának természetes következménye - a mesterséges holdak pályáiból számított adatok szembetűnően igazolják.

A holdpályákból számított irány-adatok annál is inkább fontosak, mert a Földnek egy rövid időközre vonatkozó integrált adatrendszerét tartalmazzák. A mérések az egész földfelületre kiterjednek és nem tartalmazzák a helyi gravitációs anomáliák részletsajátságait.

Az ellipticitás mértéke már nem egyezik olyan feltűnően a mágneses adatokkal, mint az irány-adat, habár a mért és számított adatok között itt sincs nagyságrendi eltérés. Ez a tény sem meglepő, hiszen a mágneses excentricitásból számított földalak kiszámításához már sok hipotézist felhasználunk. A kéreg és valószínűleg a köpeny sem teljesen homogén, a Föld alakját ezeknek a tömegeknek a hatása is befolyásolja.

A mesterséges holdak pályáiból számított földalak egyezése a mágneses adatokból számítottal tehát az eddigiektől független és az eddigieknél elvileg pontosabb adatokkal támasztja alá a földmag excentricitásának az elméletét.

Hasonlóképpen új adat támasztja alá azt az elgondolást is, hogy

a mágneses évszázados változásban nagy méretű tömegmozgás is szerepet játszik. Már eddig is megállapítottuk, hogy a mágneses longitudinális hullám minimuma idején 1910-ben a sarkmagasság-ingadozás amplitudójának maximuma, a longitudinális hullám maximuma esetén 1935-ben pedig minimuma van. A longitudinális hullám 1953 körül újabb minimumához még előző előadásunk idején nem álltak rendelkezésünkre a sarkmagasság-ingadozás újabb adatai. A legújabb kiadványokban közzétett adatok szerint azonban az összefüggés igazolódott, 1953-ban u.i. a sarkmagasság-ingadozás amplitudójának ismét maximuma volt. /11/

A Föld belső magjának ezt a jelentős excentricitását valószínűleg a kéreg és a köpeny inhomogenitása okozza. Egyszerű hozzávetőleges számítással kimutatható, hogy a földgömb egyik felének 1 ezrelékes sűrűségnövekedése és a másik felének ugyanekkora sűrűségcsökkenése a maximális nyomás pontját 2-300 km-rel tolja el a földgömb geometriai középpontjától. A Föld belső magja nyilvánvalóan a maximális nyomáspont körül alakul ki. A nyomáscentrum excentricitása tehát egyértelmű a belső mag excentricitásával. Az excentricitás szerint tehát a Csendes-óceán vidékén a földgömb anyaga igen csekély mértékben /néhány ezrelékel/ sűrűbb, mint az ellenkező oldalon.

Ez az eredmény más ismert geofizikai megfigyelésekkel összhangban van. Gravitációs mérésekből u.i. ismeretes, hogy a Csendes-óceán vidékén pozitív, a kontinensek területén pedig negatív gravitációs anomália van, vagyis a Csendes-óceán vidékén tömegtöbbletre, a kontinentális félgömbön pedig tömeghiányra kell következtetnünk. Ez a tömeg-differencia okozhatja a földmag excentrikus helyzetét.

#### IRODALOM

1. Barta, G.: A földmágneses tér évszázados változásának 44 éves periódusáról.  
Geofizikai Közlemények III.kötet, 1.szám, 1954.
2. A földmágneses tér évszázados változásáról.  
Geofizikai Közlemények VI.kötet, 1-2.szám, 1957.
3. A földmágneses tér évszázados változásának longitudinális és transzverzális effektusa.  
Geofizikai Közlemények VII.kötet, 1.szám, 1958.
4. On the secular variation of the level surface of gravity.  
Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eötvös nominatae.  
Sectio Geologica. Tomus II.1959.
5. Über die Säkularbewegung des magnetischen Zentrums und der magnetischen Pole der Erde.  
Zeitschrift für Geophysik. Heft 4/5. Jahrgang 24.
6. Connections between secular variations of the earth's mag-

netic field and other phenomena.

Annals of the New York Academy of Sciences. Vol. 95. Art.1

7. The connection between the escentricity of the geomagnetic field and the triaxiality of the Earth.  
Acta Technica, Tom. XXXVII. Fasc. 1-2.
8. Brouwer, D.: A new discussion of the changes in the Earth's rate o rotation.  
Proc. of the Roy. Soc. London Ser.A., 243. 1950.
9. Chapman, S., and Bartels, J.: Geomagnetism II.  
Oxford.
10. Izsák, I.G.: A determination of the ellipticity of the Earth's Equator from the motion of two satellites.  
Smithsonian Institution Astrophysical Observatory. Special Report No. 56. 1961.
11. Munk, W.H., and Macdonald, G.J.F.: The rotation of the Earth.  
Cambridge University Press, 1960.

G. Kunez:

## СОЗДАНИЕ И ПРИМЕНЕНИЕ СИНТЕТИЧЕСКИХ СЕЙСМОГРАММ

В начале статьи дается объяснение понятия и значения синтетических сейсмограмм, причем детально рассматриваются все необходимые вспомогательные средства и сформулируются соответствующие понятия. Затем, на примере фактических материалов подробно обсуждается вопрос о применении синтетических сейсмограмм. В заключении подводятся итоги возможностей применения описанного метода.

G. Kunez

### KONSTRUKTION UND ANWENDUNG DER SYNTHETISCHEN SEISMOGRAMME

Zuerst wird der Begriff und Bedeutung des synthetischen Seismogramms dargelegt und alle die nötigen Begriffsbestimmungen und Hilfsmittel ausführlich diskutiert. Dan wird an Hand von Beispielen auf die Anwendung näher eingegangen. Am Ende werden zusammenfassend die Möglichkeiten der Methode besprochen.

### A SZINTETIKUS SZEIZMOGRAM SZERKESZTÉSE ÉS HASZNÁLATA

Kunez Géza

#### I. A szintetikus szeizmogram definíciója és jelentősége.

Néhány év óta mind rendszeresebben végeznek valamennyi kutatófúrásnál olyan folyamatos méréseket, amelyek összefüggő képet nyújtanak az elasztikus hullámok terjedési sebességéről az átfurt rétegekben. Ezek a mérések, melyeknek eredményeit folyamatos sebességszelvénynek nevezzük, nagy jelentőséggel bírnak a geológus számára egyrészt az átfurt rétegek azonosítása és vizsgálata szempontjából, másrészt azért is, mert - más vizsgálati módszereket kiegészítve - pontos korrelációkat nyújtanak az egyes furások között.

Mint hogy az ezzel az új módszerrel mért fizikai paraméter azonos azzal a paraméterrel, amelyet a legelterjedtebb felszíni geofizikai módszer - a szeizmikus módszer - használ, természetes, hogy igyek-



szünk felhasználni az egyes furásokban megállapított paraméter-értékeket a szomszédos szeizmikus mérési eredmények értelmezésére.

A szintetikus szeizmogram létesíti a kapcsolatot e két adatcsoport között és a sebességszelvény fokozatos átalakításának eredményeképp áll elő.

Már e szelvény egyszerű szemügyre vétele is, mivel képet nyújt a legerősebb sebességkontrasztokról, lehetővé teszi annak előre látását, hogy melyek lesznek a szeizmogramokon a legfontosabb reflexiók szintek.

De bizonyos módosításra is szükség, ha azt akarjuk tudni, hogy hol kell megmutatkozniuk a szeizmogramokon ezeknek a szinteknek. Ugyanis a sebességszelvény a sebességet a mélység függvényeként adja meg, míg a szeizmogramok abszcisszája a hullámok beérkezési idejét mutatja. Első lépésként tehát a sebességszelvény értékeit az idő függvényeként kell kifejezni.

Az így nyert görbe azonban még mindig más természetű, mint a szeizmogrammé, minthogy az előbbi a sebesség változásait mutatja, míg az utóbbi a robbanás által keltett hullámnak a sebesség változásai következtében előállt visszaverődéseit jelzi. Ha tehát azt akarjuk tudni, hogy miképpen, milyen formában fognak megjelenni a szeizmogramon a különböző felületek visszaverődései, az érintkezési felületek mindegyikén a megfelelő intenzitással és előjellel be kell vezetni az illető réteg által visszavert hullámot s utána e hullámok összességét kell megvizsgálni. E módosítás eredményét nevezzük egyszerű szintetikus szeizmogramnak.

Ez a görbe azonban, amely hasonlít a felszínen nyert szeizmogramhoz, még mindig több pontban különbözik az utóbbtól. A felszíni szeizmogram ugyanis a direkt visszaverődéseken kívül/eltekintve az esetleges zajoktól, amelyeket nem lehet számításba venni/magában foglalja az összes többszörös reflexiókat is, tehát azokat a hullámokat, amelyek a különböző felületeken történt többszörös visszaverődésük után jutnak csak a felszínre.

Bár ezek a többszörös visszaverődések önmagukban véve nem érdeklik a kutatót, ismeretük mégis fontos, mert lehetővé teszi zavaró szerepük felbecsülését: ugyanis azon kívül, hogy ezek a direkt reflexiók látszatát kelthetik, még el is torzíthatják, időben eltolhatják, sőt meg is semmisíthetik őket. Az előre nem látható zajjal ellentétben, ezek a hullámok a sebességszelvény eredményének ismeretében tökéletesen meghatározhatók; csupán az a nehézség, hogy nagy számuk miatt nem könnyű számolni velük. Ez a munka gyakorlatilag csak a modern számológépek segítségével végezhető el. E hullámok bevezetésével eljutottunk a sebességszelvény átalakításának utolsó stádiumáig, a komplex szintet-

tikus szeizmogrammig; ez bizonyos vonatkozásban az az ideális határ, amelyet egy minden zavaró jelenségtől megszabadított szeizmogrammal szeretnénk elérni.

Ezekután már előre látható, hogy milyen jelentősége van annak, ha a felszíni szeizmogramot összevetjük az egyszerű és a komplex szintetikus szeizmogrammal: az előbbi megkönnyíti a felszíni szeizmogram adatainak meghatározott geológiai rétegekre való vonatkoztatását, az utóbbi megvilágítja a megfigyelt és az elméleti eredmények között fennálló eltéréseket és így hozzásegít a jelenség alaposabb megértéséhez s gyakran lehetőséget nyújt az eredmények megjavítására.

## II. A szintetikus szeizmogrammok szerkesztése.

Az összes többszörös reflexiók számbavétele végett kívánatos nagyfokú pontosság elérése érdekében egy IBM 650 típusu elektronikus számológépet vettünk igénybe.

Következésképp a sebességszelvényt olyan számsorra kellett redukálni, amelynek elemei a viszonylag vékony rétegekben észlelt átlagsebességeket fejezik ki. E rétegek vastagságának megválasztása függ a rögzíteni kívánt sztratigrafiai részletek mennyiségétől és a tanulmányozandó felszíni szeizmogramok jellegzetes frekvenciájától.

A számológép műveleteinek első sorozata a következő:

-- a sebességszelvényről leolvasott részidők összegezése, az így kapott összidők összehasonlítása a furásban végrehajtott hagyományos szeizmokarottázsok révén nyert időtartamokkal és ha szükséges, a korrekciók végrehajtása. Ez a művelet a sebességmérést egyben időléptékre helyezi át;

-- a szelvény felosztása egyenlő áthatolási idejű rétegekre; ezáltal ugyanis sokkal könnyebben lehet a többszörös reflexiókat kiszámítani, mint egyenlő vastagságú rétegek esetében;

-- végül az e rétegsorozatra vonatkozó visszaverődési együtthatók kiszámítása. Mint ismeretes, ezeket az együtthatókat úgy kapjuk meg, ha elosztjuk két egymásután következő átlagsebesség különbségét

összegükkel: 
$$\frac{v_1 - v_2}{v_1 + v_2}$$
. Könnyű volna számításba venni a rétegek sűrűségét is, de a sűrűség rendszerint aránylag kevésbé változik és kevésbé is ismert.

A tárgyalt számítások esetében azt tételezzük fel, hogy az összes rétegek horizontálisak, tökéletesen elasztikusak és hogy a szeizmikus hullám síkhullám, amely vertikálisan terjed. Ilymódon elhanyagolódik a mélység, vagyis az idő arányában bekövetkező gyors energia-csökkenés, amely a hullám térbeliségének tudható be, viszont ezt a

csökkenést a felszíni szeizmogramokon az automatikus erősítés szabályozása ellensúlyozza.

Eképpen /ha elhanyagoljuk a többszörös reflexiókat/ a visszaverési együttthatók sora, ha ezeket az együttthatókat az elemi rétegek áthatolási idejének kétszeresével egyenlő időközönként ábrázoljuk, megmutatja, hogy miképpen válaszolnak a rétegek egy egységnyi impulzusra. Ezt "többszörös visszaverődések nélküli impulziós szintetikus szeizmogramnak" nevezzük.

A rétegek választát - ugyanilyen egyszerűsítésekkel, de bármilyen formájú gerjesztésre vagy jelre - könnyű kiszámítani oly módon, hogy a jelet megfelelő amplitudójú impulzusok sorára bontjuk fel, s azután összeadjuk az impulzusokra kapott megfelelő válaszokat.

A legfontosabb és a legnehezebb lépés azonban még hátra van: a többszörös reflexiók bevezetése. A visszaverő rétegek százainak lehetséges kombinációiból eredő többszörös reflexiók száma ugyanis olyan nagy, hogy ha egyenként akarnók számbavenni őket, még a leggyorsabb számológéppel sem tudnánk boldogulni.

E nehézségek megoldási módszerének lényege az, hogy az egy adott időpontban egy adott rétegbe érő hullámfrontot kizárólag az a két hullám határozza meg, amely az előző időpontban hagyta el a vizsgált réteggel közvetlenül szomszédos és egyrészt alatta, másrészt föllette fekvő reflexiós szinteket. Pontosabban szólva: a lezálló hullámot megtöri, a felszállót pedig visszaveri a felső réteg, míg az alsó réteg esetében az ellenkező jelenség áll elő. Így tehát az egymásután következő időpontokban lépésről-lépésre számítjuk ki a hullám erősségét valamennyi rétegben, melyet a hullám ezekben az időpontokban ért el.

Az ily módon számításba vett többszörös visszaverődések között igen fontosak a földfelszín és a levegő érintkezésének hatására keletkezett többszörös visszaverődések. Amennyiben ezt a felszint tökéletes visszaverő rétegnek tekintjük, a valóságos helyzetnél rendszerint erősebb hatást találunk, valószínűleg azért, mert a kevésbé szilárd felszíni rétegek nagymennyiségű energiát nyelnek el. Ez az abszorpció a felszín visszaverőképességének csökkenésével azonos hatást gyakorol. Következésképp e visszaverési együttthatónak általában több értéket adunk meg 0 és 1 között.

A számításnak ezen a pontján - többszörös visszaverődést feltüntető és többszörös visszaverődés nélküli - szintetikus szeizmogramokat kapunk meg, amelyek azonban egy egyszerű jelformának, az izolált impulzusnak felelnek meg.

Jel alatt a hullám formáját /amplitudóját az idő függvényeként/ értjük, amint ez a szeizmogramon megjelenik, ha egy egyedülálló /vagy-

is két vastag homogén réteget elválasztó/horizont veri vissza. Az eképp definiált jel a következő tényezőktől függ:

- a robbanás természetétől;
- a homogén közegben való terjedéstől;
- a műszerek karakterisztikájától /geofon, szűrés, felerősítés/.

A szeizmogramokon a sebességek nagyfokú változatossága miatt - gyakorlatilag sohasem találunk tiszta visszaverődéseket. Mindazonáltal meghatározhatjuk a tiszta formát oly módon, hogy kikeressük több visszaverődés közös jellegzetességeit és számításba vesszük a felszíni használatos műszerek sajátosságait.

Különb, a tapasztalat szerint, a jel pontos formájánál inkább a következő két tulajdonsága fontosabb:

- 1./ látszólagos frekvenciája, ugyanis ez határozza meg a szintetikus görbe uralkodó frekvenciáját;
- 2./ hosszúsága, másszóval a ciklusok száma, mert ez határozza meg a hullám-sorok hosszát és a kapott szintetikus szeizmogramok karakterét.

Meg kell jegyezni, hogy a beérkező jelek a szintetikus szeizmogramokon mindig jobban elnyulnak, mint az indukáló jel; ez okból rövid és egyszerű jeleket kell alkalmaznunk.

Számításba vehetjük továbbá, - ha növekvő periódusu jelet alkalmazunk - a magasabb frekvenciák gyorsabb elnyelését, ami a felszíni szeizmogramokon a frekvencia fokozatos időbeli csökkenését idézi elő.

E különféle jeleknek az impulzus-szintetikus szeizmogramba való bevezetése nem okoz semmiféle nehézséget, akár számítással történik /a jelek felbontása és a válaszok összegezése elvének alapján/, akár elektronikus módszerrel /ez esetben az impulziós görbét egy olyan szűrőn vezetjük át, amelynek a válasza megfelel a választott jel formájának/.

A gyakorlati példák elemzése alapján az alábbiakban foglalhatók össze azok a legfőbb problémák, amelyek felvetését /ha megoldásukat nem is mindig/ lehetővé teszi a szintetikus szeizmogramok vizsgálata:

- 1./ A felszíni szeizmogramokon rögzített visszaverődések geológiai azonosítása;
- 2./ A legkedvezőbb szűrési feltételek tanulmányozása
  - a/ akár egy bizonyos zóna jellemzőinek jobb kiemelése végett,
  - b/ akár a többszörös visszaverődések hatásának csökkentése végett;
- 3./ A többszörös visszaverődések felismerése, hatásuk jellegének tanulmányozása, eredetük kutatása;
- 4./ A reflexiók karakterének elemzése;

5./ Azoknak a módszernek a vizsgálata, melyek egy szeizmogrammon a fázisváltozásokból vagy bizonyos horizontok vastagságának változásából adódnak;

6./ Annak a hatásnak a tanulmányozása, melyet a robbantás távolsága gyakorol a többszörös visszaverődések összetételére és az ebből eredő legjobb keverési módszerek vizsgálata.

Ily módon, a szintetikus szeizmogrammok haszna széles területen érződik, a szeizmogrammok geológiai értelmezésétől kezdve egészen a gyakorlati munkamódszerek tökéletesítéséig.

A fentiekben leírt "munkaeszköz", a szintetikus szeizmogramm, aránylag új. Bár ha tudjuk is már, miképpen működik, hosszú ideig kell használnunk ahhoz, hogy kellőképpen értékelhessük a hasznát. Annyi bizonyos, hogy a szintetikus szeizmogramm eredményes diagnosztikai eszközt ad a kezünkbe: most már a "beteggel" - vagyis a nehezen magyarázható terepi felvételekkel - állandó kapcsolatban lévő "orvosoknak", azaz gyakorlati szakembereknek a dolga, hogy megállapítsák a legalkalmasabb "gyógymódot". Az mindenesetre példátlan lenne, hogy egy jelenség jobb megismerését ne követte volna előbb vagy utóbb nyomon gyakorlati felhasználásának tökéletesítése.\*

\*/ Fenti cikk a szerző előadásának kivonata. Akik a részletek és az ábrák iránt érdeklődnek, megtalálhatják azokat pl. a következő cikkben: V. Baranov - G. Kunetz: Konstruktion und Anwendung der synthetischen Seismogramme, Erdbeel-Zeitechr. 1960, H. 3.

А. Адам:

### МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКАЯ АНИЗОТРОПИЯ

После короткого обзора настоящего состояния магнитотеллурических исследований, рассматривается проблема разброса значений напряженности поля теллурических токов  $\mu = \frac{M_x}{E_y}$  причиной чего считается геологическая неоднородность слоев. Эта неоднородность выражается в электрической анизотропии и изучение разброса значений  $\mu$  может служить основой для создания метода построения анизотропии - S.

После теоретического рассмотрения зависимости описываются практические методы для определения эллипса анизотропии, причем сначала используются абсолютные эллипсы, а затем индивидуальные, точно определенные эллипсы. Отдельные методы подвергаются критическому обсуждению. Особое внимание уделяется роли фазового отклонения между магнитными и теллурическими компонентами.

Наконец показано, что эллипс анизотропии имеет значение в основном за счет того, что им отражаются только электрические аномалии залегающих под пунктом наблюдения пластов. До введения магнитотеллурических методов эллипсы анизотропии можно было получить только с применением гораздо более дорогостоящих методов.

A. Ádám

### MAGNETOTELLURISCHE ANISOTROPIE

Nach einer kurzen einleitenden Übersicht über den heutigen Stand der magnetotellurischen Forschung wird auf das Problem der Streuung des Quotienten

$$\mu = \frac{M_x}{E_y}$$

eingegangen und als Ursache die geologische Inhomogenität der Schichten angegeben. Diese Inhomogenität kommt in der elektrischen Anisotropie zum Ausdruck und eine Methode der Konstruktion der S-Anisotropie kann auf die Untersuchung der Streuung der  $\mu$ -Werte aufgebaut werden.

Nach einer tensoriellen theoretischen Behandlung der Zusammenhänge werden praktische Methoden zur Bestimmung der Anisotropie-Ellipse angegeben, wobei zuerst Absolut-Ellipsen, dann individuelle, punktweise bestimmte Ellipsen zugezogen werden. Die einzelnen im Gebrauch erscheinenden Methoden werden einer kritischen Betrachtung unterwor-

fen; insbesondere wird auf die Rolle der Phasendifferenz zwischen der magnetischen und tellurischen Komponente hingewiesen.

Zum Schluss wird hervorgehoben, dass die magnetotellurische Anisotropie-Ellipse ihre Bedeutung davon gewinnt, dass sie nur die in den unter dem Messpunkte liegenden Schichten vorhandenen elektrischen Anomalien wieder spiegelt. Solche Darstellung konnte vor der Einführung der magnetotellurischen Methode nur durch Anwendung viel kostspieligerer Verfahren gewonnen werden.

## MAGNETOTELLURIKUS ANIZOTRÓPIA

Ádám Antal

### Bevezetés.

Az elmúlt néhány évben megélnékvált a magnetotellurikus kutatás különösen a Szovjetunióban. Ennek oka nagyrészt abban rejlik, hogy a szovjet geoelektromos iskolának sikerült bizonyos, gyakran fennálló határfeltételek mellett egyszerű asszimptotikus összefüggéseket levezetni a mágneses és tellurikus tér kapcsolatára /1/. A kapcsolatot olyan mennyiséggel fejezték ki, amely eddig is a gyakorlati geoelektromos /tellurikus/ kutatásnak közvetlen tárgya volt. Ez a mennyiség a

horizontális vezetőképesség:  $s = \sum_{i=1}^{n-1} \frac{h_i}{\mathcal{G}_i}$ , ahol  $h_i$  = az  $i$ -edik réteg

vastagsága,  $\mathcal{G}_i$  =  $i$ -edik réteg fajlagos ellenállása. Így a tulajdonképpen két rétegre - jól vezető üledék nagyellenállású alaton - leegyszerűsített magnetotellurika máris jó szolgálatot tesz a gyakorlati kutatásban, a tellurika geofizikai és technikai, azaz gazdasági értékének növelésével. Közben tovább folyik az az elméleti munka, amelynek célja, hogy a Cagniard és Tyihonov által megadott uton nagyteljesítményű számológépekkel elméleti görbéket dolgozzanak ki a több-réteges geoelektromos szelvények magnetotellurikus frekvenciaszondázására. Néhány kísérletet máris végeztek ennek a kétségtelenül fejlettebb módszernek alkalmazására /2, 3/. Az üzemszerű méréseknek azonban részben még technikai, részben pedig tudományos előfeltételei is hiányoznak. /Gondolunk itt elsősorban a  $\mathcal{G} - \sqrt{T}$  görbék kezdeti szakaszának meghatározásához szükséges nagyobb frekvenciájú természetes elektromágneses tér vizsgálatára./

Kutatásaink célja a leegyszerűsített magnetotellurikában rejlt további lehetőségek feltárása volt.

A probléma felvetése.

Ha a /4/ tanulmányban /lásd l211. old.-on/ közölt adatokat vizsgáljuk, meg kell állapítanunk, hogy a  $\mu = \frac{M_x}{E_y}$  viszonyban /ahol  $M_x$  az

$M_x$  mágneses térerősség  $x$  és az  $E_y$  az  $\xi$  tellurikus térerősség  $y$  komponense/ nagy szórások vannak, amelyeket a periódikus különbséggel /  $\Delta T$ / és a kiolvasási pontatlansággal sem lehet megmagyarázni. Pl. a szélső értékek  $\mu_{\max} = 1,59 / \sqrt{T} = 6,48/$ , illetve  $\mu_{\min} = 0,98 / \sqrt{T} = 5,48/$ . A sorozat átlagperiódusának négyzetgyöke:  $\sqrt{T} = 4,8$ .  $\mu$  átlagértéke pedig  $\mu_k = 1,18$ . Hajlamosak vagyunk arra, hogy a nagy középhibát az elektromágneses tér forrásainak időben változó jellegével és helyzetével, tehát a gerjesztéssel magyarázzuk. /2/. Az elektromágneses pulzációk nagyméretű kiterjedése és egyöntetősége miatt /5/ valószínűbb azonban, hogy a szórást geológiai inhomogenitások okozzák, amelyek a horizontálisan egynemű közegre levezetett alapszefüggésekben természetesen nem szerepelnek. Mindkét fenti zavaró tényezőre nézve felvilágosítást adhat különben a  $Z$  komponens nagysága.

A geológiai inhomogenitás az elektromos anizotrópiában jut kifejezésre, amelyet matematikailag másodrendű tenzorral jellemezhetünk. Az anizotrópia-ellipszoid horizontális metszete a körkörös vertikális elektromos szondázásból és a tellurikából ismert anizotrópia-ellipszis. A tellurikus anizotrópia a horizontális vezetőképesség irányfüggését adja meg, amely az alapkőzet szerkezetváltozásait, vagy az üledékkomplexum belső anizotrópiáját jelzi, illetve általános esetben a kettőt együtt. Minthogy a magnetotellurika a mágneses és tellurikus tér közötti összefüggésből szintén a horizontális vezetőképességet /illetve a fajlagos vezetőképességet/ számítja ki, lehetőséget kell adnia az anizotrópiájának meghatározására is. A  $\mu$  értékek szórása az  $S$  anizotrópia megszerkesztésének alapja lehet.

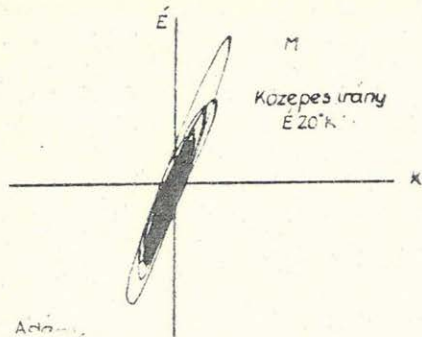
Az anizotrópia-ellipszis meghatározásának elvi alapjai.

Ha tenzorokkal felvázoljuk az elektromágneses tér jelenségeit a Föld felszínén, jól használható utmutatást kapunk az anizotrópiaviszonyok számításához.

A földi mágneses tér, mint ismeretes, állandó és változó komponensből áll. A térerősség változó komponensének vektor végpontja valamilyen vektográf ernyőjén elliptikus hodográfot ír le /L. 1. ábrát/, hasonlóan a tellurikus térerősségvektorhoz. Ennek az elliptikus hodográfnak határesetek kör. Az ellipszis egy tenzor induktrixa, amely meghatározza valamely fiktív, homogén, izotróp viszonyok mellett léte-

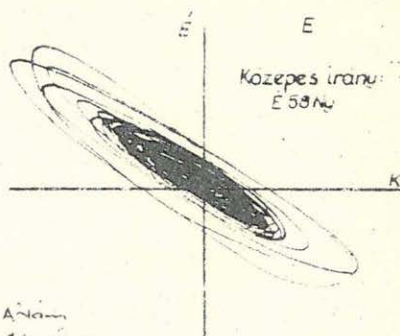


ző térerősség /-változás/ torzulását /transzformációját/ a kérdéses pontban./L.a tellurikus abszolút ellipszisek problémáját pl. /6/-ban/.



Adom...  
1/a ábra

1/a. ábra. Mágneses pulzációk vektordiagrammja /katódoszilloszkóp ernyőjén/



Adom...  
1/b ábra

1/b. ábra. Tellurikus pulzációk vektordiagrammja /katódoszilloszkóp ernyőjén/

Ezen az alapon a mágneses térerősség a következő kifejezéssel írható fel:

$$\mathcal{M} = \{M\} \pi \quad \dots /1/$$

ahol  $\{M\}$  az un. mágneses, vagy forrástenzor,  $\pi$  homogén, izotróp viszonyok mellett a térerősség egységvektora. Tartozék  $\mathcal{M}$  mágneses térerősséghez  $\xi$  elektromos térerősség. Származtassuk le  $\xi$ -t a mágneses és elektromos terek közötti összefüggések /Maxwell-egyenletek/ alapján ugyanabból az egységvektorból, amelyet a mágnes tér kifejezésében használtunk. Legyen tehát

$$\xi = \{E\} \pi \quad \dots /2/$$

ahol  $\xi$  az elektromos térerősségtenzor. Mint a kísérleti mérési adatok is igazolják, homogén izotróp altalajviszonyok mellett  $\{M\}$  és  $\{E\}$  tenzor indikátrixa  $90^\circ$ -al el van forgatva egymáshoz képest. Általában mindkét tenzort meghatározhatjuk bizonyos feltevések mellett, a vektordiagrammjaikat helyettesítő abszolút-ellipszisekből.

Vizsgáljuk meg az áram és mágneses terének kapcsolatát anizotróp közegben, amint azt egyes szovjet kutatók is tették /7/ a két tér közötti fáziskülönbség magyellenállásu alzat felett észlelt eltűnése alapján. Az áram periódusát válasszuk meg úgy, hogy az áramkiszorítást elhanyagolhassuk. Ez a helyzet az üledékes kőzetben, az alaphegység fölött, ha  $T \gg 10$  sec. Maxwell első egyenletéből következik:

$$M = cJ$$

.../3/

ahol  $J$  = az áramsűrűség,  $c$  = az áram folyási szelvényével,  $s$  így pl. az alaphegység mélységével arányos tényező. /3/ Vektoros formában:

$$\{F\} n = \{F\} \left( \{M\} n \right) = c \quad \dots/4/$$

ahol  $J$  az áramsűrűség vektora,  $\{F\}$  tenzor pedig az elektromágneses tér törvényei szerint  $90^\circ$ -al forgató tenzor.  $\{F\}$  tenzor matrixa:

$$\{F\} = \begin{pmatrix} 0 & 1 \\ -1 & 0 \end{pmatrix} \quad \dots/5/$$

Ohm törvénye szerint az elektromos térerősség:

$$\Psi = \{E\} n = \{T_G\} \{F\} = \{T_G\}^{-1} \quad \dots/6/$$

ahol  $\{T_G\}$  a fajlagos ellenállás,  $\{T_G\}$  a fajlagos vezetőképesség tenzora. Helyettesítsük /4/-ből /6/-ba áramsűrűségvektort:

$$\Psi = \{E\} n = \frac{1}{c} \{T_G\}^{-1} \{F\} \{M\} n \quad \dots/7/$$

Az egységvektorok elhagyásával a következő tenzoregyenlőség írható fel:

$$c \{T_G\} = (\{F\} \{M\}) \{E\}^{-1} = c' \{S\} \quad \dots/8/$$

ahol  $\{S\}$  a horizontális vezetőképesség tenzora, amelyet éppen meghatározni kívánunk.

Ezzel a tárgyalási móddal nem tudunk megnyugtató választ adni arra a kérdésre, hogy honnan származik a mágneses tér anizotrópiája, amelyet megfigyeléseink során észlelünk. Éppen ezért a terek kialakulásának elfogadhatóbb magyarázatát adja az indukciós elmélet, amelynél az  $\{M\}$  tenzor az ionoszféra ionsűrűségének anizotrópiájával kapcsolatba hozható.

Tekintsünk el a levezetéstől. Ez jó közelítéssel /8/-al azonos eredményre vezet.

/8/ kifejezés szerint a horizontális vezetőképesség tenzorát megkapjuk három tenzor szorzataként. A gyakorlati tellurikus feldolgozási munka nyelvén ez azt jelenti, hogy a mágneses térerősség abszolút ellipsziséét  $90^\circ$ -al el kell forgatnunk az elektromos tér iránya felé és meg kell határozni a tellurikus térerősségre vonatkoztatott relatív ellipsziséét.

### Az anizotrópia-ellipszis gyakorlati meghatározása.

Az anizotrópia-ellipszis kiszámítására, megszerkesztésére több módszer kínálkozik. Az eddigi megfontolásaink alapján kiindulhatunk az elektromágneses tér iránysajátságait statisztikusan meghatározó abszolút-ellipszisekből. Megszerkeszthetjük ezen kívül a tellurikában alkalmazott ellipszis-szerkesztés analógiájára egyedi változásokból is.

#### 1. Anizotrópia-számítás az abszolút ellipszisekkel.

Az abszolút-ellipszisek paramétereinek ismeretében meghatározhatjuk a  $C' \{S\} = \{F\} \{M\} \{E\}^{-1}$  tenzor matrixát, azaz a magnetotellurikus anizotrópia-ellipszist. Az abszolút ellipszisek tenzorát pulzációknál első közelítésben szimmetrikusnak tekintjük /9/, és így a tenzorkomponensek az ellipszisek paramétereivel kifejezve:

$$a = A \cos^2 \alpha + B \sin^2 \alpha$$

$$b = c = \frac{A - B}{2} \sin 2\alpha$$

$$d = A \sin^2 \alpha + B \cos^2 \alpha$$

.../9/

ahol A és B az abszolút ellipszisek tengelyei,  $\alpha$  a nagytengely irány-szöge.

$\{S'\} = C \{S\}$  matrixa, ha  $a_E, b_E, c_E, d_E$ -vel jelöljük az  $\{E\}$  tellurikus térerősségtenzor komponenseit és  $a_{FM}, b_{FM}, c_{FM}, d_{FM}$ -el az  $(\{F\} \{M\})$  tenzor komponenseit:

$$(S') = \begin{pmatrix} \frac{a_{FM} d_E - b_{FM} c_E}{t_E} & \frac{b_{FM} a_E - a_{FM} b_E}{t_E} \\ \frac{c_{FM} d_E - d_{FM} c_E}{t_E} & \frac{d_{FM} a_E - c_{FM} b_{FM}}{t_E} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a_s & b_s \\ c_s & d_s \end{pmatrix}$$

.../10/

ahol  $t_E = a_E d_E - b_E c_E$

.../11/

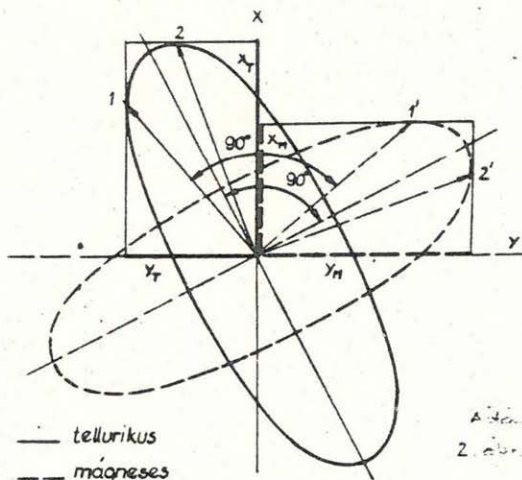
azaz a tellurikus abszolút ellipszis területe.

/10/-ből az anizotrópia-ellipszis paraméterei kiszámíthatók.

#### 2. Anizotrópia-ellipszis meghatározása egyedi változások alapján és az eddigi számítási módszerek kritikája.

A földi elektromágneses tér pc típusu pulzációit jó közelítéssel szinuszos jellegűnek tekinthetjük. Ha a két komponens között fázis-  
-

lás van, a tér elliptikus polarizációt mutat. Izotróp homogén közeg mellett egyetlen pulzációhoz tartozó mágneses és tellurikus abszolút-ellipszisek tengelyei merőlegesen egymásra, excentricitásuk megegyezik /2. ábra/. Anizotróp közegben az ellipszisek tengelyei  $90^\circ \pm \alpha$  szöget



2. ábra. Összetartozó mágneses és tellurikus abszolút ellipszisek és vektorpárok homogén, izotróp közegben:  $\vec{1}$   $\vec{1}'$ ,  $\vec{2}$   $\vec{2}'$ .

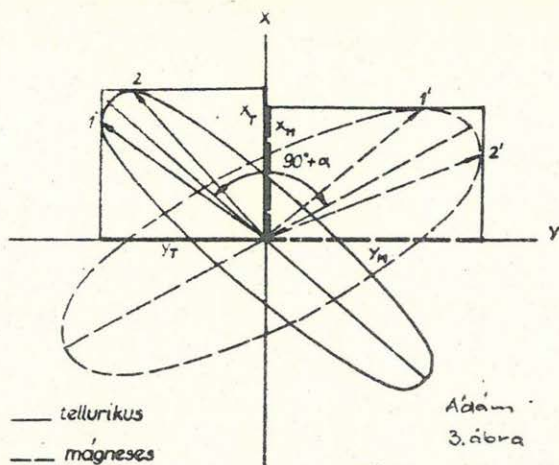
zárnak be, excentricitásuk különböző /3. ábra/. A szokásos számítási eljárás alapját

$$\frac{M_x}{E_y}, \frac{M_y}{E_x} \quad \dots/12/$$

hányadosok képezik. Ez izotróp homogén viszonyok mellett helyes, mert mindenkor az egymásnak megfelelő mágneses és tellurikus vektorok komponenseit állítja szembe egymással a mágneses és tellurikus tér

$$\begin{aligned} M_x &= -a E_y \\ M_y &= a E_x \end{aligned} \quad \dots/13/$$

kapcsolatát kifejező egyenletrendszer szerint.  $E_x$  és  $E_y$ , ill.  $M_x$  és  $M_y$  a kiértékelésnél rendszerint az 1. és 2. képletben megadott térerősségek komponenseinek amplitúdói, tehát az abszolút ellipszisek x. ill. y irányu érintési távolságai.



3. ábra. Összetartozó mágneses és tellurikus abszolút ellipszisek anizotróp közegben. A szerkesztésre használt vektorpárok  $\vec{1}$  és  $\vec{1}'$ , illetve  $\vec{2}$  és  $\vec{2}'$ .

Anizotrópiánál /L. a 3. ábrát/ a fenti feldolgozási módszerrel több hibát követünk el, éspeedig:

a./ A fázistolás /excentricitás különbség,  $\varphi$  érték/ következtében az  $E_{\max}$  nem felel meg  $M_{\max}$ -nak, illetve  $E_{\max} M_{\max}$ -nak, tehát nem egyidejű és egymásnak megfelelő mennyiségek kapcsolatát vizsgáljuk. Hibát okoz természetesen minden olyan fázistolás, amely nem a közeg anizotróp sajátjaival kapcsolatos, így pl. a mérőrendszer induktivitásából származó fázistolás.

b./ Az

$$(FM)_x = M_y = a_s E_x + b_s E_y$$

$$(FM)_y = -M_x = c_s E_x + d_s E_y \quad \dots/14/$$

egyenletrendszer szerint egy-egy mágneses és tellurikus komponens hányadosából a két tér kapcsolatát jellemző mennyiségeket nem lehet meghatározni.  $a_s$  és  $d_s$  tenzorkomponens hibája függ a vektorok irányától. Ha a térerősségvektorok a választott koordinátarendszer tengelyeinek közelében helyezkednek el, azaz az egyik komponens aránytalanul kicsi és így elhanyagolható, a fenti hányadosok kis hibával megadják az anizotrópiaellipszis két tengelymetését. A keresett tenzorkomponensek /14/-ből kifejezve:

$$a_s = \frac{M_y}{E_x} - b_s \frac{E_y}{E_x}$$

$$d_s = - \frac{M_x}{E_y} - c_s \frac{E_x}{E_y}$$

.../15.

ahol a jobboldal második tagja jelenti a keresett hibát. Mint látjuk, mindenkor a két tellurikus komponens arányától, tehát a térerősségvektor irányától függ.

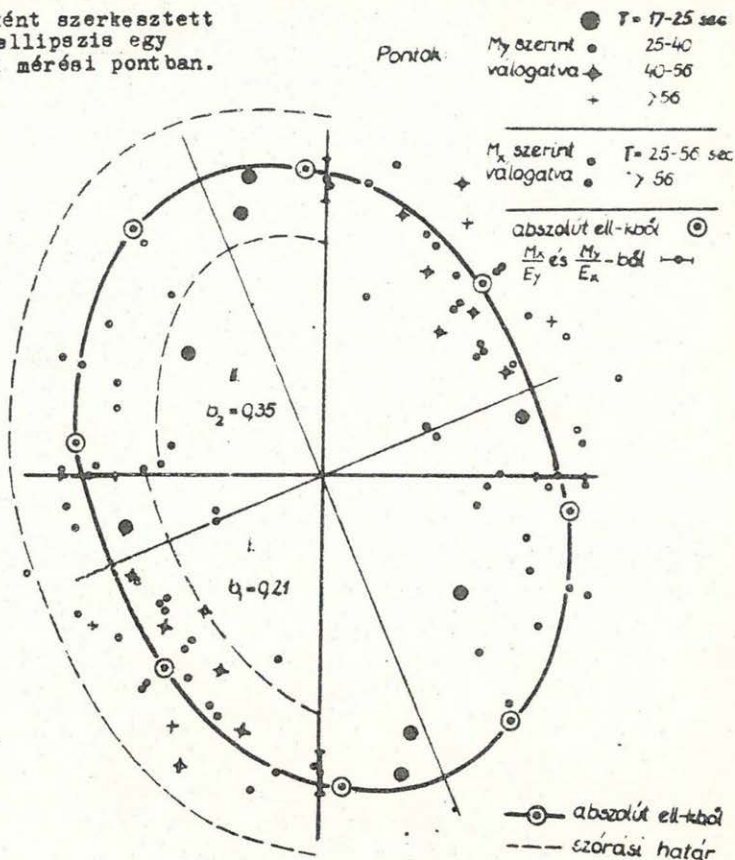
A fenti megfontolásokból jó részt adódnak a pontonkénti anizotrópia-ellipszis szerkesztésének lényegesebb követelményei. Nem a komponensek, hanem az összetartozó mágneses és tellurikus vektorok abszolút értékének hányadosát kell képezni, és az ezzel arányos hosszszat kell felrakni az S anizotrópia meghatározásakor a mágneses térerősségvektor irányára.

Tekintettel arra, hogy a mágneses és tellurikus komponensek közötti fázistolások figyelembevétele mind műszer- /észlelés-/ technikailag, mind pedig a mérési anyag feldolgozásánál megnehezíti a munkát, megkíséreltük a fent támasztott követelmény bizonyos leegyszerűsítését. A fázistolások elhanyagolása mellett alapul választva hol az egyik, hol a másik komponens szélső értékeit olvastuk ki mind a tellurikus, mind a mágneses felvételen a két-két komponens változásait. Így a 3. ábrán látható 1, illetve 1' vagy a 2, illetve a 2' vektorokat kaptuk, mint összetartozó párokat. Ilyen vektorpárok hányadosai szolgálhatnak az anizotrópia-ellipszis megszerkesztésének alapjául. Természetesen a feldolgozási munka egyéb nehezen kiküszöbölhető hibaforrásai, mint pl. a kiolvasási pontatlanság, periódusingadozás mellett ez az elhanyagolás is az ellipszispontok szóródásához vezet. Ezzel a módszerrel kaptuk a 4. ábrán látható pontrendszert. A berajzolt ellipszis abszolút ellipszisekkel végzett számításokból származik. Az x és y tengelyen megjelöltük a  $\sqrt{12}$  hányadosokból kapott értékeket középhibájukkal együtt. A különböző perióduscsoportokhoz tartozó pontok jelölése is más. A szórás megegyezik kb. 40-50 km-es bázistávolság mellett szerkesztett tellurikus relativ elipszis szórásával.

#### A magnetotellurikus anizotrópia-ellipszis jelentősége.

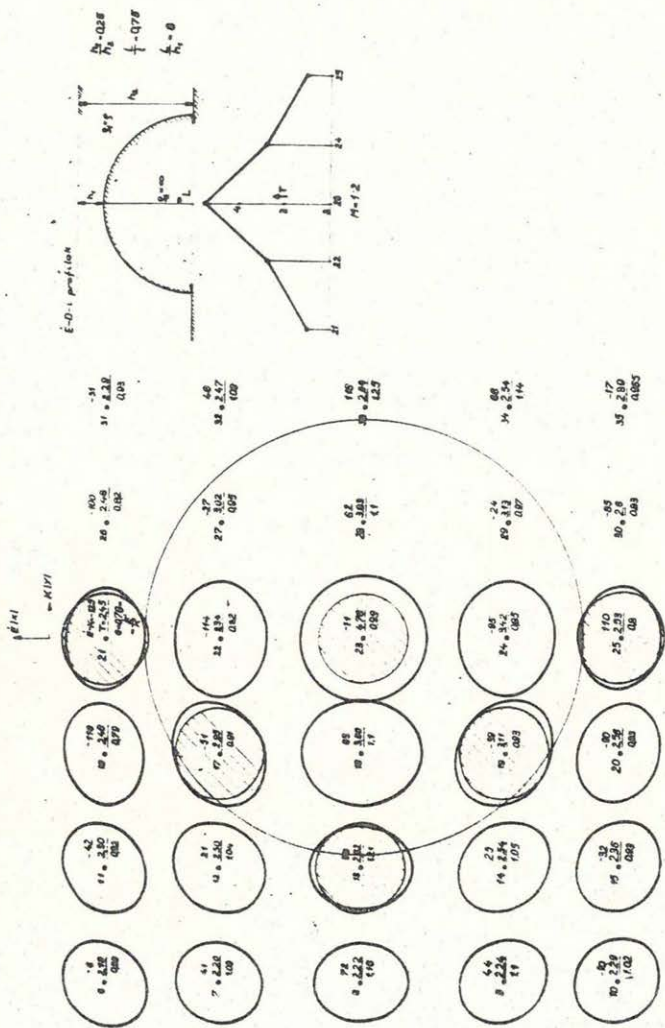
A magnetotellurikus anizotrópia-ellipszis jelentősége abban van, hogy egyedül a mérési pont alatti elektromos rendellenességeket fejezi ki. Ilyen anizotrópia-ellipszist a magnetotellurika alkalmazása előtt

4. ábra. Pontonként szerkesztett anizotrópia-ellipszis egy Sopron környéki mérési pontban.



csak költséges eljárással, mégpedig a mesterséges térrel dolgozó vertikális elektromos ellenállás körszondázással kaphattunk. A tellurika különböző ellipszisei mind valamilyen eredő hatást fejeznek ki. A leggyakrabban használt "relatív ellipszis" nevében hordja tulajdonságait: egy mozgó és egy bázisállomás elektromos anizotrópiájának kapcsolatát adja. A különböző nevű abszolút ellipsziseket a felső légkör elektromos irányajáságai terhelik. Kétségtelen, hogy sok adat esetén a felső légkör hatásának időbeli változásai nagy munkával kiszűrhetők, az eredmény még sem egyezik teljesen az abszolút anizotrópia-ellipszissel, amelyet rövid regisztrálás alapján szerkesztünk. A 5. ábrán tellurikus modellkísérletünk /8/ egyik eredményét mutatjuk be. Ezzel kívánjuk érsékelteni, hogy a fenti módszerrel meghatározott anizotrópia-ellipsziseknek milyen geológiai szerkezetjelző tulajdonságuk van.

Félgömbölkü szerkezet ellipszisrendszere.



5. ábra. Félgömbölkü szerkezet ellipszisrendszere. /Modelkísérlet/



## HIVATKOZOTT IRODALOM

- 1./ M.N. Berdicsevszkij: Elektriceseszkaia razvedka metodom telluriceseszkih tokov.  
/Gosztoptehizdat, 1960./
- 2./ N.V. Linszkaja, N.A. Deniszkin, Ju.M. Jegorov: Rezoltatü elektromagnitnovo zondirovanija v centralnoj oblaszti dneprovoszko-doneckoj vpadina.  
/Izvesztija AN.SzSzSzR 1961.No.3./
- 3./ N.P. Vladimirov, N.N. Nikiforova: K metodike interpretácii krivüh magnitotelluriceseszskovo zondirovanija.  
/Izvesztija AN.SzSzSzR 1961.No.1./
- 4./ B.E. Brjunelli, M.N. Berdicsevszkij, A.M. Alekszejev, O.A. Burdo: Nabljudenija korotkoperiodiceseszkih variacij elektromagnitnovo polja zemli.  
/Izvesztija AN.SzSzSzR. 1959.8./
- 5./ Cagniard: Electricité tellurgique.  
/Handbuch der Physik, Bd. XLVII./
- 6./ G. Porstendorfer: Tellurik, Grundlagen, Messtechnik, und neue Einsatzmöglichkeiten.  
/Freiberger Forschungshefte, C 107, 1961./
- 7./ M.N. Berdicsevszkij; B.E. Brjunelli: Teoreticeseszkiye predposzülki magnetotelluriceseszskovo profilirovanija.  
/Izvesztyija A.N.SzSzSzR. 1959.7./
- 8./ A. Ádám: Über Erdstrommodellversuche.  
/Freiberger Forschungshefte C 100. 1960./
- 9./ J. Veró: Die Bestimmung der tellurischen Stationsellipsen.  
/Gerlands Beiträge zur Geophysik 69. Hf. 5. 1960./

Адам А. и Верё И.

## ОБРАБОТКА И КАРТОГРАФИЧЕСКОЕ ИЗОБРАЖЕНИЕ ДАННЫХ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАБОТ МЕТОДОМ ТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ТОКОВ

За последние годы сеть измерений методом теллурических токов была в большой мере расширена, что позволило проводить обзорную обработку фактического материала для регионального выяснения электрических условий земной коры и характерных свойств земных токов по отдельным районам.

Из наблюдаемых значений для интерпретации пульсаций и вариаций большого периода использовались соответственно скорость вращения теллурических токов  $\frac{d\varphi}{dt}$  или  $\frac{d\chi}{dt}$ , и изменение градиента потенциала  $\Delta X$ ,  $\Delta Y$ . На основании этих значений были выведены и учтены следующие данные:

- 1/ Направленность полученных в отдельных пунктах /абсолютных или в основном пересчитанных на однородную среду относительных/ эллипсов;
- 2/ Соотношение площадей абсолютных эллипсов, определенных в отдельных пунктах, отнесенное, как к базе, к эллипсу обсерватории, и изменение его в зависимости от периода;
- 3/ Средняя по всей стране величина "векторов направленности", характеризующих эллипсы.

Во многих местах векторы направленности связаны с определенными макротектоническими линиями, в векторах, соответствующих вариациям большого периода, в меридиональном направлении намечается сильная тенденция к однородности. Вычисляя соотношения площадей эллипсов, полученных по применяемым при полевых работах пульсациям с периодом около 15-60 сек. и отнесенных к соотношениям площадей абсолютных эллипсов обсерватории, для территории страны можно построить единую карту горизонтальной проводимости. Эта работа выполняется в настоящее время.

Эллипсы, вычисленные в различных диапазонах периодов, показывают значительное региональное отличие в отношении зависимости от периода. Для истолкования аномалий, полученных на карте, между с.с. Надьцеи и Тихань была проведена сравнительная съемка, в целях разделения эффекта подповерхностных осадков от эффекта, вызванного более глубокими участками земной коры. Наконец была сделана попытка выяснить региональные условия земных токов независимо от местных геологических условий, путем вычисления средних по всей стране значений векторов направленности

A. Ádám - J. Verő

BEARBEITUNG UND KARTENDARSTELLUNG DER DATEN DER  
REGIONALEN TELLURISCHEN MESSUNGEN

Die in den letzten Jahren erfolgte Erweiterung des tellurischen Messungsnetzes bietet Gelegenheit dazu, das Datenmaterial zusammenfassend aufzuarbeiten mit dem Zweck, die elektrischen Verhältnisse der Erdkruste und die regionalen Gegebenheiten tellurischer Ströme in grossem Masstabe zu klären.

Aus den Beobachtungsdaten werden die Veränderungsgeschwindigkeit

$$\frac{dx}{dt} \text{ bzw. } \frac{dy}{dt}$$

im Falle der Pulsationen/ und die Potentialgradientänderung /  $\Delta x$ ,  $\Delta y$ , im Falle von längeren Perioden/ benutzt. Aus diesen wurden folgende Grössen abgeleitet und zur Betrachtung hinzugezogen:

1. Die Richtungsgrössen der an den einzelnen Punkten gewonnenen /absoluten, zweckmässigerweise aber auf homogenen Untergrund umgerechneten relativen/ Ellipsen.
2. Die Flächenverhältnisse der an den einzelnen Punkten bestimmten absoluten Ellipsen bezogen zur Observatoriumsellipse, und deren Variationen als Funktion der Periode.
3. Der Landesdurchschnitt der "Richtungsgrössen-Vektoren", durch welche die Ellipsen charakterisiert werden.

Die Richtungsgrössen-Vektoren zeigen an vielen Messpunkten eine Beziehung zu gewissen grosstektonischen Linien; die den langperiodischen Änderungen entsprechenden Vektoren weisen eine starke N-S gerichtete Homogenisierung auf. Werden die auf Grund der im Feldtellurik benutzten Pulsationen mit etwa 15-60 sec langen Periode berechnet und auf die absolute Elipse des Observatoriums als Grundbasis umgerechnete Flächenverhältnisse kartographisch dargestellt, so kann man eine einheitliche Karte der horizontalen Leitfähigkeit für das ganze Land konstruieren; die Arbeiten dafür sind im Gange.

Die in den einzelnen Periodenbereichen berechneten Ellipsen weisen beträchtliche regionale Abweichungen auf aus dem Gesichtspunkte der Periodenabhängigkeit. Zur Erklärung der an den Darstellungen erscheinenden Anomalien wurden vergleichende Untersuchungen zwischen Nagycent und Tihany angesetzt im Interesse der Trennung des Einflusses der flächennahen Sedimente und der tieferen Krustenteile. Endlich hat man versucht, durch eine auf das ganze Land erstreckende Durchschnittsbildung der Richtungsgrösse-Vektoren den von den lokalen geologischen Verhältnissen unabhängig sich einstellenden grossräumigen /normalen/ Stromverhältnissen näher zu kommen.

## AZ ORSZÁGOS FÖLDIÁRAMMÉRÉSEK ADATAINAK FELDOLGOZÁSA ÉS TÉRKÉPI ÁBRÁZOLÁSA

Ádám Antal - Verő József

1959. szeptemberben az V. Geofizikus Ankétén vázoltuk első ízben célkitűzéseinket, módszertani vizsgálatainkat az országos földiárammérésekkel kapcsolatban /1/. Az elmúlt években részben saját, részben pedig a M.Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Intézet, valamint a Nehézipari Műszaki Egyetem Geofizikai Tanszékének mérései alapján az országos háló annyira kibővült, hogy érdemesnek tartjuk eddigi munkánkat ismertetni szakközönség előtt.

A mérési adatok feldolgozása mindig a cél által megszabott szempontok szerint történik. Esetünkben ez a földkéreg elektromos viszonyainak, valamint a földiáramok területi sajátosságainak tisztázása hazánkban.

A természetes térrel való frekvenciaszondázás igényeinek megfelelően a mozgó földiáram-obszervatórium kétféle filmelőtolási sebességgel regisztrál. Az un. gyorsregisztrálás 2 cm/perc előtolással pulzációnál, a lassu regisztrálás 2 cm/óra filmsebességgel pedig a nagyobb periódusú, többnyire szabálytalan változások tanulmányozására szolgál. Bár a feldolgozásnál a két esetben az alapadat más, és pedig a pulzációnál a potenciálgradiens  $\frac{dx}{dt}$ , illetve  $\frac{dy}{dt}$  változásebbsége, míg a nagyobb periódusoknál a félperiódus ideje alatti  $\Delta x$ ,  $\Delta y$  potenciálgradiens-változás, az ezekből számított abszolút ellipsziseket egyöntetűen használjuk fel a fenti cél megközelítésére. Adataink:

- 1./ Az egyes pontokon nyert /abszolút/, de célszerűbben homogén altalajra átszámított relatív /ellipszisek/ irányítottsága.
- 2./ Az egyes pontokon meghatározott abszolút-ellipszis területaránya az obszervatóriumi abszolút ellipszisére, mint bázisra vonatkoztatva, és ennek változása a periódus függvényében.
- 3./ Az ellipszisek átlaga az ország területén.

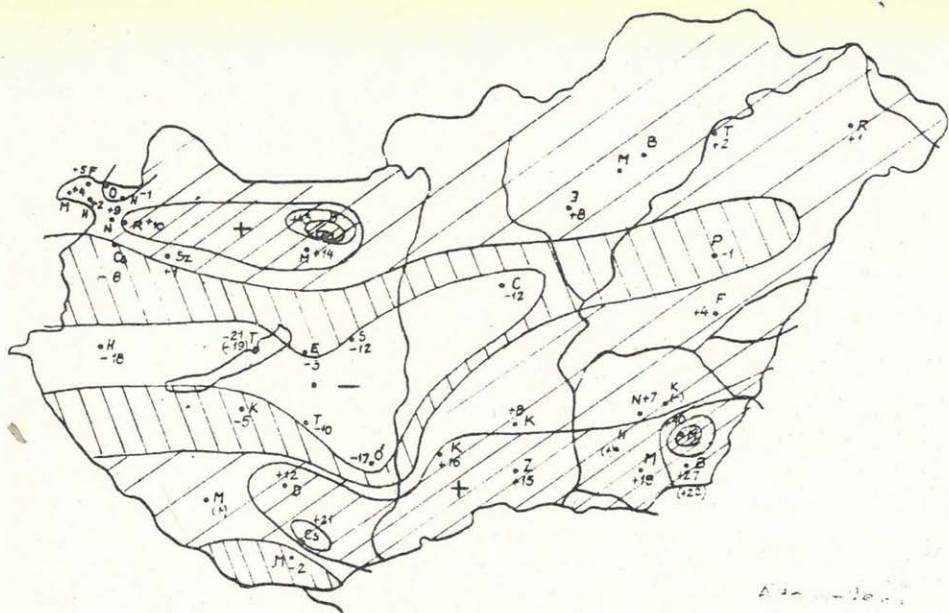
Ha eltekintünk az ellipszis területétől, akkor két jellemző adattal, a nagytengely irányával és az excentricitással megadhatjuk az ellipszis többi adatát. A kettőt közösen nevezhetjük az ellipszis irányítottságának, s olyan irányított mennyiségként foghatjuk fel, amelynek iránya egybeesik a nagytengely irányával, hossza pedig az "excentricitást"  $= \left( \frac{a-b}{a} \right)$  jelképezi.

Ha az ellipszisek irányitottságát megszabadítottuk az ianoszfér és a bázis geológiai felépítésének hatásától, vagyis homogén altalaj bázisra számítottuk ki /ennek lehetőségét alább tárgyaljuk/, kapcsolatot kapunk a kérdéses pont geológiai helyzetével. Itt utalunk arra, hogy mérési pontjainkban több esetben erős kapcsolat található bizonyos nagytektonikai vonalak és az irányitottságok között /pl. a móri árokban fekvő mérőpontban a törésvonal irányát jelzi/.

Ha a terepi tellurikában használt kb. 15-60 sec periodusu pulzációk alapján a mérőpontban abszolút ellipszist számítunk és képezzük az obszervatórium, mint főbázis abszolút ellipszisére vonatkozó területarányát, a kérdéses pont alatti üledék horizontális vezetőképességére kapunk felvilágosítást. Az országos földiárammérések hálójának valamennyi pontjában sok adattal így kiszámított értékek lehetővé te-  
szik, hogy az országban végzett valamennyi üzemszerű tellurikus mérést ezekhez a pontokhoz kapcsoljuk és így az ország egységes horizontális vezetőképesség térképét /~alaphegységtérképét/ megszerkesztjük. Ez a munka folyamatban van.

Ha a gyorsváltozások /pulzációk/ alapján vizsgáljuk, hogy az eltérő periodusu változásokból számított ellipszisek hogyan viselkednek az egyes pontokon, érdekes következtetésekre jutunk. Az Alföld területének DK-1, nagyobbik felén a periodus növekedésével erősen nő az ellipszis területe is az obszervatóriuméhoz képest. Maximálisan a 10 sec-4 min határok között ez a növekedés felülmúlja a 20 %-ot. Ezzel szemben a Dunántul középső részén, K-Ny-i sávban az ellipszisek területe a periodus növekedésével csökken. Ennek a sávnak éppen a közép-pontjában helyezkedik el Tihany.

A bemutatott térképpel /1. ábra/ nem akarunk számszerű összefüggést szemléltetni. Előzetes adatként egy-egy értékkel jellemeztük az egyes pontokban a relatív ellipszis területének változását a periodus függvényében. Az értékek középhibája valószínűleg  $\pm 5$  körül lehet, de mindenestre  $\pm 10$ -nél kevesebb, amint ezt az obszervatórium környéken fekvő pontok, valamint az ismételt Tihany és Battonya adatai is mutatják. Ha nagy periodusu változások alapján számított területarány-periodus görbéket vizsgáljuk, két jellegzetes görbetípust különböztethetünk meg /2. ábra/. Mindkét görbe a nagyobb periodusoknál közeledik az egységhez. Ez az elektromos viszonyok homogenizálódásának jele a nagy mélységek felé. Az egyik görbe csökkenő, a másik növekvő tendenciát mutat. Ha a két görbetípus felezőálló, illetve lezálló ágának átlagos tangense alapján jellemezzük a pontokat, jó egyezést kapunk a gyorsváltozások alapján szerkesztett 1. ábrával. Felvetődött a kérdés, honnan származnak az anomáliák? Ennek megválaszolása végett összehasonlító

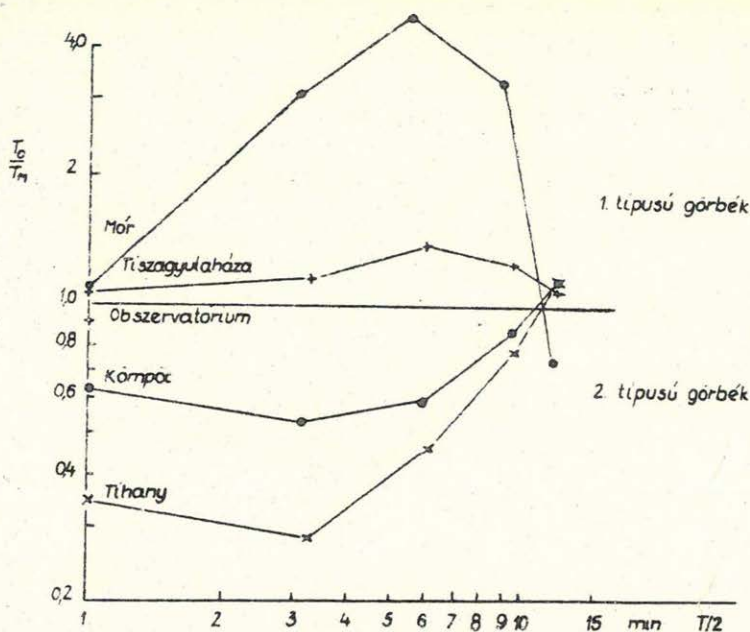


1. ábra. Tellurikus frekvenciaszondázási vázlat Magyarországról.

magnetotellurikus vizsgálatokat végeztünk Nagycenk és Tihany pontok között részben saját, részben pedig Csen-Lu-szó adatai alapján. /Az adatok átengedéséért köszönetet mondunk./ A fajlagos látszólagos vezetőképességet  $\bar{\sigma}$  / E.R. Niblett és C.Sayn-Wittgenstein módszerével /2/ esámítottuk. A 3. ábrán E/M viszony változását, mint a számítások alapját mutatjuk be a periódus függvényében a Nagycenk mellett észlelt pulsációkból, öbölháborgásokból és a napi járás harmonikusából számítva.

4/a, b ábrákon 20 sec.-8 min periodusú változásokból számított értékek láthatók mindkét komponenspárra vonatkozólag a Nagycenk melletti és a tihanyi obszervatórium esetén /A 4/c ábra  $\frac{M_y}{E_x}$ -ből számítva az öbölháborgások alapján a nagymélységű értékeket is feltünteteti./

Az  $\frac{M_x}{E_y}$  -ből számított görbék mindkét helyen, viszonylag kis mélységben /10, illetve 30 km-en belül/ vezetőképességnövekedést mu-



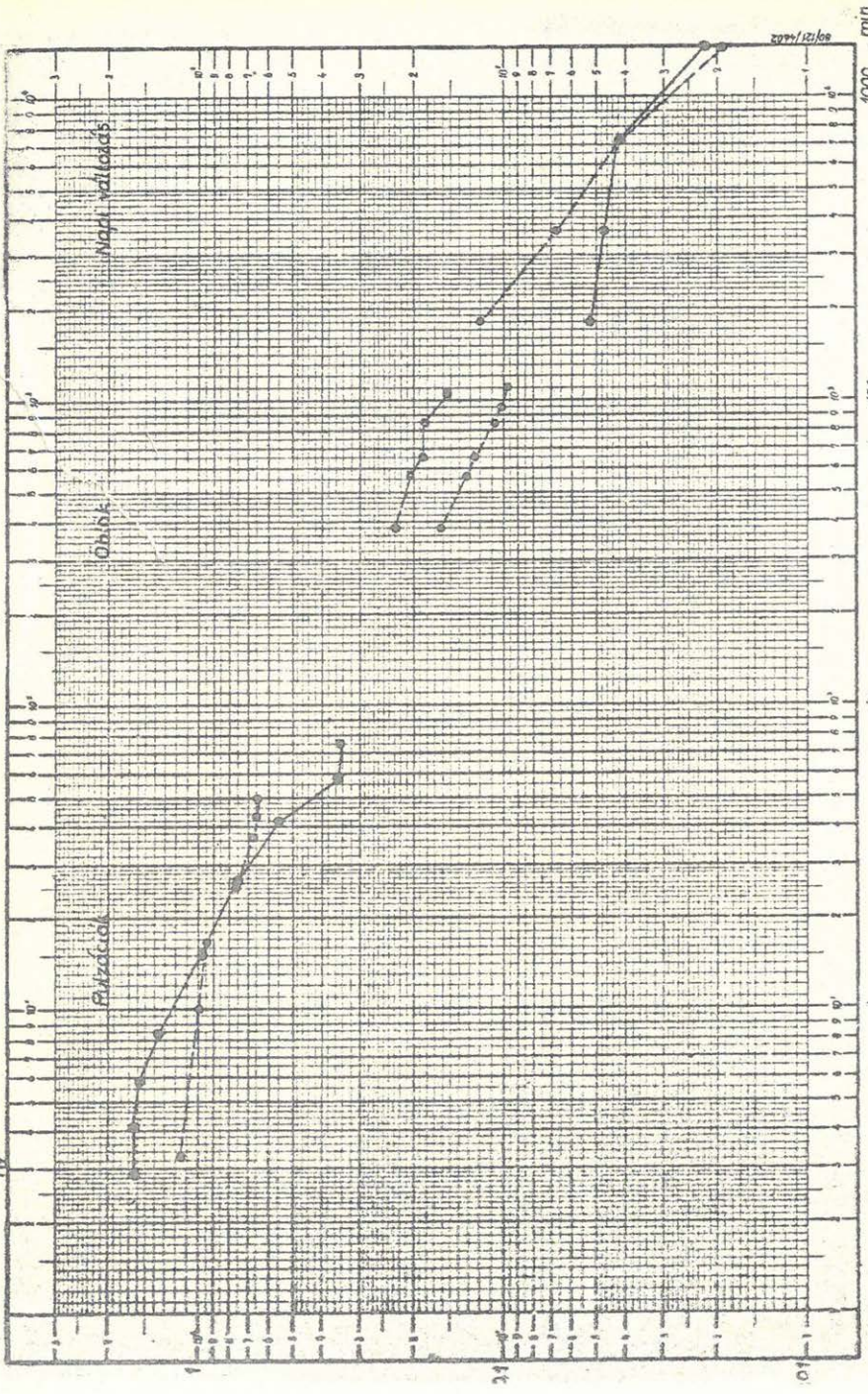
2. ábra. Frekvenciaszondázási görbék típusai a lassu regisztrátumok alapján.

tatnak. Ezeket fenntartással kell fogadnunk. Reálisabbnak tünik  $\frac{M}{X} \frac{Y}{X}$  -ből számított  $\bar{\sigma}$ -görbe. E szerint az anomália jelentős része a felszínközeli üledékekkel magyarázható meg, de eltérés tapasztalható még 10-15 km mélységben is, tehát kb. a Mohorovicic felületig. A magyarországi kéregréz vastagságára vonatkozó gravitációs uton számított adatokkal való összehasonlítás nem adott pozitív eredményt. A mélyreflexió kéregvastagsági adatokkal elég jó egyezést találtunk. /Az összefüggés az 5. ábrán látható./ A korreláció értékére - 0,6-ot kaptunk. Ez igazolja eredeti feltevésünket, amely szerint a tellurikus frekvenciaszondázás kéregvastagság meghatározására is felhasználható.

Ha az irányítottági vektorok átlagát képezzük az egész ország területére, akkor a statisztikus adathalmazból az egyes geológiai helyzetek hatása kiesik, és megkaphatjuk a magyarországi átlagos irányítottagságot. Ennek egy része feltehetőleg az egész ország regionális geológiájával is magyarázható. A Nagycenk melletti obszervatóriumra vonatkozó relatív ellipsziseket átlagoltuk a már kiszámított kb. 40 pontban, s azt találtuk, hogy az így kapott országos átlag jól egyezik

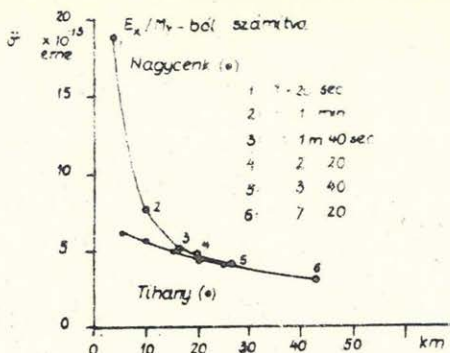
E/I1 változása a periódussal nagycenk mellett

$\frac{E_{11}}{E_0}$  (átlagérték)

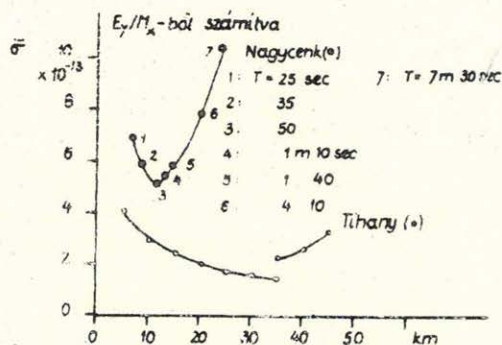


Ábra.  $\frac{E_{11}}{E_0}$  arány változása a periódussal a Nagycenk melletti obszervatóriumban.

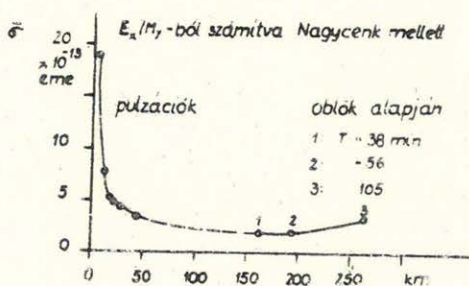




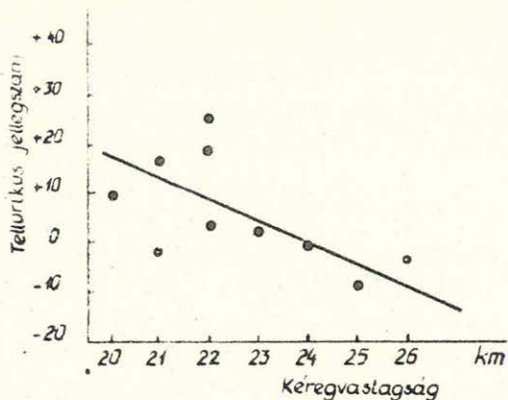
4/a ábra. Fajlagos vezetőképesség-mélység görbék alapján számítva.



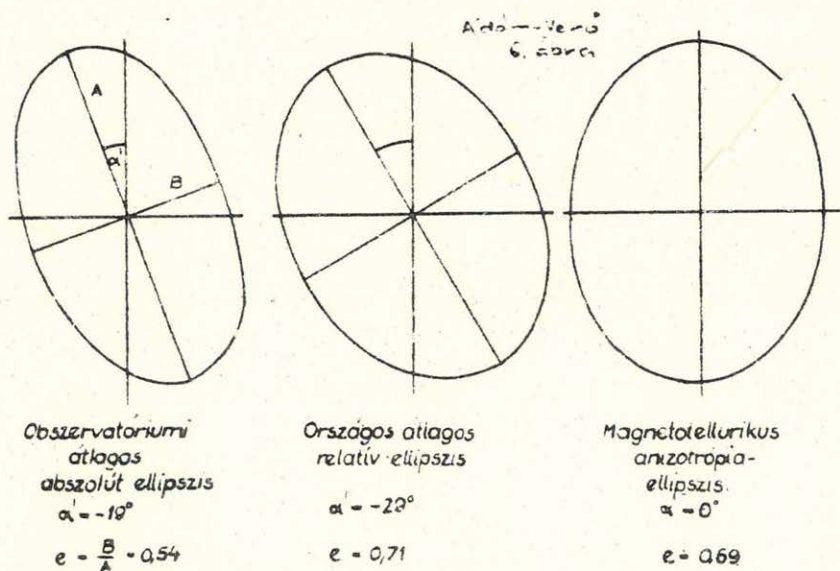
4/b ábra. Fajlagos vezetőképesség-mélység görbék alapján számítva.



4/c ábra. Fajlagos vezetőképesség-mélység görbe Nagycenk melletti obszervatóriumban  $\frac{M_x}{E_x}$  alapján számítva.



5. ábra. Regressziós egyenes a tellurikus frekvenciaszondázási jellegszám és a kéregvastagsági adat között.



6. ábra. Különböző anizotrópia-ellipszisek összehasonlítása.

z obszervatóriumban végzett magnetotellurikus mérésekből számítottal /6. ábra/. Ezek alapján feltehető, hogy az ország geológiai helyzete az átlagot csak csekély mértékben befolyásolja, s így az abszolút ellipsziseknek több pontra kiterjesztett átlaga jól fogja jellemezni azokat az áramviszonyokat, amelyek hazánkban homogén altalajban kialakultak volna. Természetesen az átlagoldásnál az egyes állomásokat súlyoznunk kell, a pontok sűrűségének és esetleg az alapkőzet mélységének megfelelően.

Még meg kell említenünk azt, hogy esetleg a különböző periodusokra különböző átlagellipsziseket kaphatunk, de az ezzel kapcsolatos számításokat csak nagyszámu pont esetén végezhetjük majd el.

#### IRODALOM

- 1./ Ádám Antal - Verő József: Előzetes beszámoló a MTA Geofizikai Kutató Laboratóriumának országos földiáramméréseiről.  
/Megjelenőben a Geofizikai Közleményekben/
- 2./ E.R. Nibbet és C. Sayn-Wittgenstein: Variation of electrical conductivity with depth by the magneto-telluric method.  
/Geophysics, Vol. XXV. No. 5./

Себени Л.:

## ДОПОЛНЕНИЕ ТЕПЛА ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД ВНУТРЕННИМ ТЕПЛОМ ЗЕМЛИ

В связи с большим объемом работ по вскрытию термальных вод, возник вопрос о том, в достаточной мере дополняется-ли отводимое таким образом количество тепла за счет внутреннего тепла земли. Восстановление тепла происходит через земной теплопоток. Количество тепла, выделяемого источниками температуры свыше  $25^{\circ}\text{C}$ , составляет в среднем по стране 10%, в Затишской области - 25%, а в Центральной горы Задунайской области и в горе Бюкк - почти 100% от внутреннего теплопотока. Нарушение естественного равновесия земного теплопотока приводит к увеличению геометрического градиента. Однако, благодаря большому количеству содержащегося в слоях тепла, это будет весьма медленным процессом. При настоящем объеме добычи термальных вод, для удвоения геометрического градиента потребуется несколько тысяч лет.

L. Szebényi

## DER AUS DER INNEREN ERDWÄRME STAMMENDE WÄRMENACHSCHUB UNSERER THERMALGEWÄSSER

Die immer intensiver werdende Aufschliessung von artesischem Wasser bringt die Notwendigkeit mit sich, die Frage zu behandeln, inwieweit die derweise dauernd weggeführte Wärmemenge genügend durch Nachschub aus der inneren Erdwärme ersetzt werden kann. Die Grösse des Nachschubs wird durch den irdischen Wärmestrom /Wärmefluss/ gegeben. Die durch unsere Quellen mit einer Temperatur höher als  $25^{\circ}\text{C}$  gelieferte Wärmemenge beträgt im Landesdurchschnitt 10 % des inneren Wärmeflusses, in der Gegend jenseits der Theiss 23 %, im Mittelgebirge von Transdanubien und im Bükkgebirge nähert sich dem 100 %. Die Störung des natürlichen Gleichgewichtes des irdischen Wärmeflusses führt zu einer Erhöhung des geothermischen Gradienten, dieser Prozess geht aber recht langsam vor sich, da in den verschiedenen Schichten sehr grosse Wärmeenergien aufgespeichert sind. Wird die aufgeschlossene Warmwassermenge in den jetzigen Rahmen verbleiben, so wird zu Verdoppelung des geothermischen Gradienten eine Zeitspanne von mehreren tausend Jahren benötigt.

TERMÁLIS VIZEINK HŐTÁNPÓTLÓDÁSA A FÖLD BELSŐ  
MELEGÉBŐL

dr. Szebényi Lajos

Az utóbbi években igen nagy mértékben megindult a termális vizeink feltárása és termelése. Ez a nagyarányú fejlődés felveti azt a kérdést, hogy vajjon a végtelenségig folytathatjuk-e az ilyen nagyarányú feltárást, vagy mi szab határt a termális víz termelésének.

Két tényezőt kell megvizsgálunk: a víz mennyiségét és a hő mennyiségét. A vizsgálatokat Kocsis Á. /3/ 1959-ben megjelent összefoglalása alapján végeztem, melyet Béltéky L. /1/ legújabb adataival kiegészítettem. Tehát az adatok az 1959 évi állapotra vonatkoznak. Kocsis Á. a  $26^{\circ}\text{C}$ -nál melegebb vizeket számította a termális vizekhez, ezért én is ezt az elhatárolást vettem alapul.

A víz mennyiségével nem sokat kell foglalkoznunk, mert 1959-ben a termelt termális víz kerekén 210,000 l/p, ami az ország területére hulló csapadéknak alig több, mint 2 ezreléke.

Nem ilyen egyszerű a helyzet, - mint látni fogjuk - a termelt hőmennyiséggel, mely kerekén 97 millió kalória másodpercenként. Ez a tekintélyes hőmennyiség, mely kerekén 600.000 to. évi 5.000 kalóriás szemnek felel meg, honnan kapja utánpótlódását? Nem akarok itt az elméletek felsorolásával foglalkozni, mert azt több szerző összefoglalásában ismerjük. Az alábbi vizsgálatok szempontjából nem lényeges, hogy ez a hőmennyiség végső fokon honnan származik, mert így is csak azok a hőtermelő jelenségek jöhetnek számításba, amelyek a Föld kérgében játszódnak le, az ezek által termelt hőmennyiséget pedig összegezve megadja a hőfluxus.

A hasai hőfluxus nagyságával az utóbbi években Boldisár T. /2/ és Stegena L. /5/ foglalkoztak. Az országban egyes helyeken a világtól erősen eltérők adódtak, de az Alföldre, honnan termális vizeink túlnyomó többsége származik, a világtól jól megközelítő  $1,08 \cdot 10^{-6}$  cal/cm<sup>2</sup> értéket kapott Stegena L. /5/. Mivel e munkában csak egy tájékoztató felmérést akarok adni, az egész országra a fenti hőfluxus értéket vettem alapul.

A kitermelt hőmennyiséget illetően a felhasznált hőfluxust térképszerűen igyekeztem ábrázolni. Az l.sz. térképen feltüntetett körök területe meggyezik annak a területnek a nagyságával melynek hőfluxusa teljesen felhasználódna ahhoz, hogy az adott helység termális vizeit a termelt hőmennyiséggel ellássa.

A térképen feltüntetett területeket tehát az alábbi képlet adja.

$$F = 10^{-7} \frac{Q \cdot (T_x - T_k)}{q}$$

ahol:

- $F$  = hőtápterület,  $\text{km}^2$ -ben  
 $Q$  = termelt víz mennyisége, l/sec-ben  
 $T_x$  = a kifolyó víz hőmérséklete,  $^{\circ}\text{C}$   
 $T_k$  = levegő évi középhőmérséklete,  $^{\circ}\text{C}$   
 $q$  = a hőfluxus,  $\text{cal/cm}^2$

A körök területe összesen  $9,450 \text{ km}^2$ . Vagyis Magyarország hévizei által szállított hőmennyiség pótlásához ekkora terület hőfluxusára lenne szükség. Ez az ország területének  $10,2\%$ -a.

A kereken  $10\%$ -os kihasználás nem lenne számottevő, ha hévvízfeltárásaink egyenletesen lennének elosztva az országban. Ezenkívül pedig nem lehetséges az egész hőfluxust felhasználni, mert az azt jelentené, hogy a geotermikus gradiensnek végtelen nagyvá kellene válnia - a hévvezető réteg felett közvetlenül már az évi középhőmérsékletnek kellene jelentkeznie.

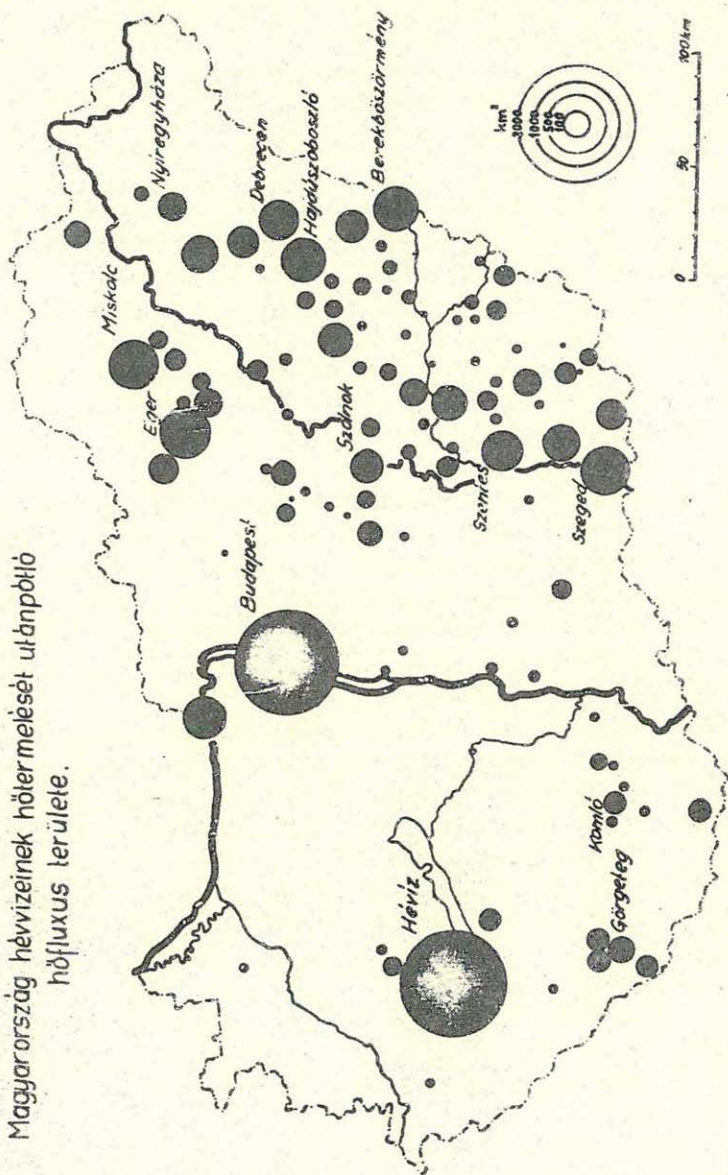
A valóságot jobban megközelítő képet kapunk akkor, ha a hőfluxusnak csak bizonyos hányadát vesszük figyelembe. Vizsgáljuk meg egyszerűség kedvéért mi a helyzet, ha az Alföld átlagos  $20-24 \text{ m}/^{\circ}\text{C}$ -os geotermikus gradiense megkétszereződne, amikor már egy elég nagy, de mégis elfogadható  $40-50 \text{ m}/^{\circ}\text{C}$  gradiens érték állna elő. Ez azt jelenti, hogy az 1.sz. térképen megadott területeket meg kell kétszerezniük, ezt ábrázolja a 2.sz. térkép.

Legnagyobb a viszonylagos melegvíztermelés az ország keleti felében. Ha Szeged-Szolnok-Bükkszék - Miskolc-Nyíregyháza-Berekböszörmény és a déli országhatár által, a térképen is körülhatárolt, leginkább feltárt területet vizsgáljuk már igen kedvezőtlen képet kapunk. Ha ezt a  $21,500 \text{ km}^2$  terület lefedését nézzük,  $45,5\%$ -ot kapunk. Nem vettem számításba itt sem a  $26^{\circ}\text{C}$ -nál alacsonyabb hőmérsékletű vizeket. Ez utóbbiak bár kis hőmérsékletűek, nagy vízmennyiségük miatt becslésem szerint a termális vizekhez hasonló nagyságu hőmennyiséget szállítanak a Föld mélyéből.

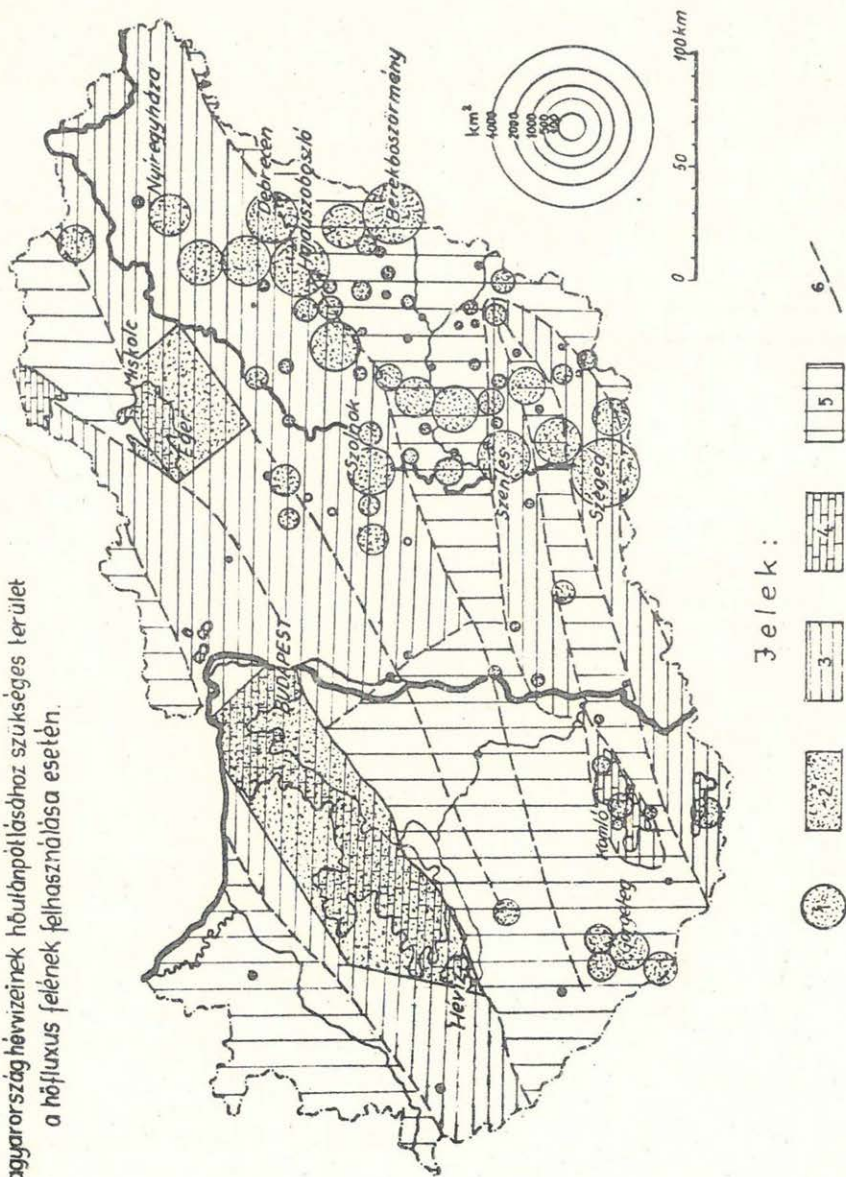
Az ország többi részén nem látszik ilyen veszélyesnek a helyzet, azonban, ha összevetjük a földtani viszonyokkal a Dunántúli Középhegység és Bükk hegységben, teljes leterheltséget találunk /lásd a 2.sz. térképet/.

A második számú térképen Vadász E. /6/ szerint a permmezozóos és kristályos alaphegység elterjedését és a legfőbb tektonikai egységek határát is feltüntettem. A Dunántúli Középhegység és Bükk hegység területében ezen a térképen a területükről kitermelt termális vizet ösz-

Magyarország hévizeinek hőtermelését utánpótló  
hőfluxus területe.



Magyarország hővizeinek hőutánpótlásához szükséges terület  
a hőfluxus felének felhasználása esetén.





szeadva a hegységszerkezeti egységen belül egységesen ábrázoltam. hegységek peremén feltárt vizeket is a hegység területére vetítettem, mert a hidrosztatikai viszonyok alapján innen várhatjuk az utánpótlódásokat.

Mindezek arra utalnak, hogy a Dunántúli-Középhegységben, a Bükkben és Tiszántúlon már a további termális víztermeléssel elértük az a határt, amikor a felső kéregrész utánpótlódó melegének a racionálisan kihasználható részét felhasználtuk. E területeken a további melegvíztermelés már a felső kéregrész tárolt hőkészletét fogja apasztani. Az a kérdés mennyi és számottevő-e az a hőkészlet, melyet kéregrész felső gyakorlatilag számbavehető része tárol?

A felső, példának okáért 500 m vastag földkéregben tárolt hőmennyiséget egyszerűen kiszámíthatjuk, ha ismerjük a kőzetek hőkapacitását és a geotermikus gradienst. Stegena L. szíves szóbeli közlés szerint a legújabb vizsgálatok alapján 0.4 cal/gr hőkapacitással számolhatunk. Az átlagos geotermikus gradiens 20-24 m és ha ez megduplázódna, akkor négyzetcentiméterenként 114.000 cal szabadulna fel. E a hőmennyiség:

3,340 szerese az évi hőfluxusnak,

43,600 szorososa a termális vizek által egy év alatt termelt hőmennyiségnek.

Érdemes az eddig közölt számadatokat a szemléletesebb érzékelhetőség kedvéért a szokásos módon szénegyenértékben is megvizsgálni.

5.000 kalóriás kőszénnek számolva az alábbi értékek adódnak,

termális vizek által termelt hő	0,6 millió to/év
hőfluxus az ország egész területére	6,3 "
kéregben tárolt hő 500 m mélységig	48,500 millió/to
" " " 1000 m "	194,000 "
" " " 2000 m "	776,000 "

Tartalék meleg tehát bőségesen áll rendelkezésre. Mégsem szabad megfélemedoznünk arról, hogy a tartalék meleg használata a geotermikus gradiens növekedését és a termelt víz hőmérsékletének csökkenését vonja maga után. Azokon a területeken ahol már megtörtént a hőfluxus felhasználása részletesen meg kell vizsgálni, illetőleg figyelni az esetleges hőmérséklet csökkenést. Az egyes kutak hő szempontjából való egymásra hatásának a számítása meglehetősen komplex feladat lesz, mert a kőzetek hővezetésén felül az áramló víz hőszállító szerepe lényeges szerepet fog játszani, különösen nehéz feladat a karsztos területeken.

## IRODALOM

- 1./ Bélteky L.: A hazai termálvizet feltáró kutatás fejlődése és legújabb eredményei.  
/Hidr.Közl.1960. 4.sz./
- 2./ Boldizsár T.: Újabb közethőmérsékleti adatok az Alföldön és a Dunántúlon.  
/Nehézipari Műszaki Egyetem Közleményei V.k. Miskolc 1960./
- 3./ Kocsis Á., - Koltai J.: Adatok a 26 C<sup>o</sup>-nál magasabb hőmérsékletű mélységi vizeinkről. /Termálvizek./  
/Orsz.Vizügyi Főig. Bp. 1959./
- 4./ Schmidt E.R.: Az Alföld általajának hőmérséklete.  
/Bányászati Kohászati Lapok 1936 évf. 11.sz./
- 5./ Stegena Lajos: A Nagyalföld geotermikus viszonyai.  
/Geofizikai Közlemények VII.k. 3-4.sz./
- 6./ Vadász E.: Magyarország földtana. II. átdolgozott kiadás. Bp.1960.



К.Штиллер, Ф.Фрёлх, Ф.Х.Вагнер:

ОБ ИЗУЧЕНИИ ВЛИЯНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ НА МАГНИТНЫЕ ОКИСИ

Дается совместное рассмотрение данных, полученных прецизионными магнитными весами Геомарнитного института в Потсдаме о термомарнитных зависимостях серпентинитов /магнетит из расцелин, первичный магнетит/, курского магнетита / 0 атм, 30 000 атм, 60 000 атм/, магнетита и титаномагнетита из Сибири, магнетита из Бургас-Ахата и магнетита из Кируны с данными о термомарнитных зависимостях образцов искусственных окисей железа / $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ,  $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ /. Интерпретация термомарнитных результатов обеспечивается путем проведения на использованных материалах /до и после термической обработки/ рентгеновских исследований. Примененные экспериментальные методы подвергаются критическому обсуждению.

A. Stiller-F.Fröhlich-F.Ch. Wagner

Investigation of the Influence of the Temperature on Magnetic Oxides

Investigated samples: chemical samples / $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ,  $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ /, magnetite from Pirna-Müglitztal, magnetite from Ilmenau-Ehrenfest, magnetite from Kursk /0, 30000, 60000 atm/, magnetite from Kiruna, magnetite from Siberia, titanomagnetite from Siberia. The thermomagnetic results are interpreted in connection with the results of the X-ray powder data.

Concerning to the results on serpentinites /1, 2, 3/ there are magnetites, which are very stable against thermal influences, and magnetites, which oxidize quickly. The thermomagnetic diagrams of the latter magnetites have typical oxydation regions in the interval of temperatures: 200 - 400°C. The change of the specific saturation magnetization caused by oxydation of magnetite to  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  is remarkably. The stable magnetites show no oxydation regions. The specific saturation magnetization changes not remarkably. The oxydation to  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  is very small. The different values of the specific saturation magnetization of the samples before heating in general are caused by the different content of  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  in the investigated material. The thermomagnetic diagrams of the chemical samples have an other shape then the diagrams of the magnetites of rock samples. The heating leads to a complete oxydation of chemical  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  and  $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$  to  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ .

## A HŐMÉRSEKLET HATÁSA MÁGNESES OXIDOKRA

H. Stiller, F. Frölich, F. Ch. Wagner

A potsdami Földmáneses Intézet precíziós máneses mérlegével megvizsgálták a szerpentinitek /szakadékokból származó magnetit, elsődleges magnetit/, kurszki magnetit, /0 atm, 30 000 atm, 60 000 atm/, szibériai magnetit és titanomagnetit, Burgas-Achat-1 magnetit, valamint a kurinai magnetit termománeses összefüggéseit és ezeket mesterséges vasoxidminták / $Fe_3O_4$ ,  $\gamma$ - $Fe_2O_3$ / termománeses összefüggéseivel együtt tárgyalják. A termománeses eredmények kiértékelését oly módon biztosították, hogy a felhasznált anyagokon /a termikus feldolgozás előtt és után/ röntgenvizsgálatokat hajtottak végre. Az alkalmazott kísérleti módszereket a szerzők kritika tárgyává teszik.

H. Stiller, F. Frölich, F. Ch. Wagner

 UNTERSUCHUNG DES TEMPERATUREINFLUSSES  
 AUF MAGNETISCHE OXYDE

## 1. Einleitung

Bei Untersuchungen an Serpentinitten /1-3/ wurde gefunden, dass in den Serpentinitten Magnetitanteile mit verschiedenem thermomagnetischem Verhalten vorkommen. Die aus Chrysotil bestehenden Normaltypserpentinite enthalten den Magnetit als Bestandteil des Gesteinsgewebes /Primärmagnetit/. Als Folge von /wahrscheinlich mehrfachen/ Durchbewegungen grosser Teile der Serpentinittkörper trat eine Antigoritisierung ein. Die Antigoritfazies bietet dem Magnetit im Gewebe keine Existenzmöglichkeit mehr. Die Magnetitanteile der Gesteinsstruktur gehen verloren und werden teilweise auf Klüften und Spalten wieder abgeschieden /Sekundärmagnetit/. Der Sekundärmagnetit wird durch einen Oxydationsbereich im Temperaturintervall 280-400°C charakterisiert, wobei eine beträchtliche Oxydation zu  $\alpha$ - $Fe_2O_3$  eintritt. Die thermomagnetischen Diagramme des Primärmagnetits zeigen keinen erkennbaren Oxydationsbereich. Die Oxydation zu  $\alpha$ - $Fe_2O_3$  ist sehr gering, was auf eine grössere Stabilität des Primärmagnetits gegenüber Oxydationseinflüssen schliessen lässt.

Diese Ergebnisse führten zu der Frage, wie sich andere Magnetite bei thermomagnetischen Untersuchungen verhalten. In der vorliegenden Arbeit werden die thermomagnetischen Kurven von Magnetitproben aus verschiedenen Lagerstätten miteinander verglichen und auf der Grundlage von Röntgenuntersuchungen nach dem Debye-Scherrer-Verfahren interpretiert. Die Röntgenuntersuchungen wurden ausschliesslich mit Co-

Strahlung /  $\lambda_K \alpha_1 + \alpha_2 = 1,787 \text{ kX}$ ,  $\lambda_{K\beta} = 1,617 \text{ kX}$  / und Fe-

Filter ohne Monochromator durchgeführt. Das benutzte Gerät ist ein Seriengerät, das vom VEB Transformatoren- und Röntgenwerk Dresden hergestellt wird. Angaben zur Methodik der Auswertung der Röntgenfilme und über das Gerät selbst sind in den Arbeiten /4,5,9/ zu finden. Für die gewünschten Zwecke hat es sich als ausreichend erwiesen, die Liniabstände  $s$  durch einfaches Ausmessen /ohne Photometer/ zu bestimmen /9/. Bei der Auswertung werden Linien bis  $s = 76 \text{ mm}$  berücksichtigt. Die bei den thermomagnetischen Untersuchungen benutzte Präzisionsmagnetwaage wurde von F. Frölich in /6,7/ beschrieben. Einige der wichtigsten Angaben über das Gerät sind auch in /1/ zu finden. Auf den Ordinaten der thermomagnetischen Diagramme ist der Kompensationsstrom  $I$  /mA/ angegeben, während die Abszisse zur Aufzeichnung der Temperatur  $t$  in  $^{\circ}\text{C}$  dient. Da alle thermomagnetischen Kurven auf 1 mp der untersuchten Probensubstanz umgerechnet worden sind, sind die auf der Ordinate aufgetragenen Werte als  $I$  /mA/ / 1 mp aufzufassen. Der Kompensationsstrom ist der spezifischen Sättigungsmagnetisierung der untersuchten Probe proportional. Die Umrechnung erfolgt nach /3/ mittels der Beziehung:

$$I / \frac{\text{mA}}{\text{mp}} / \text{entspricht } 34.158 / \text{Gauss} \cdot \text{cm}^3 \cdot \text{g}^{-1} /.$$

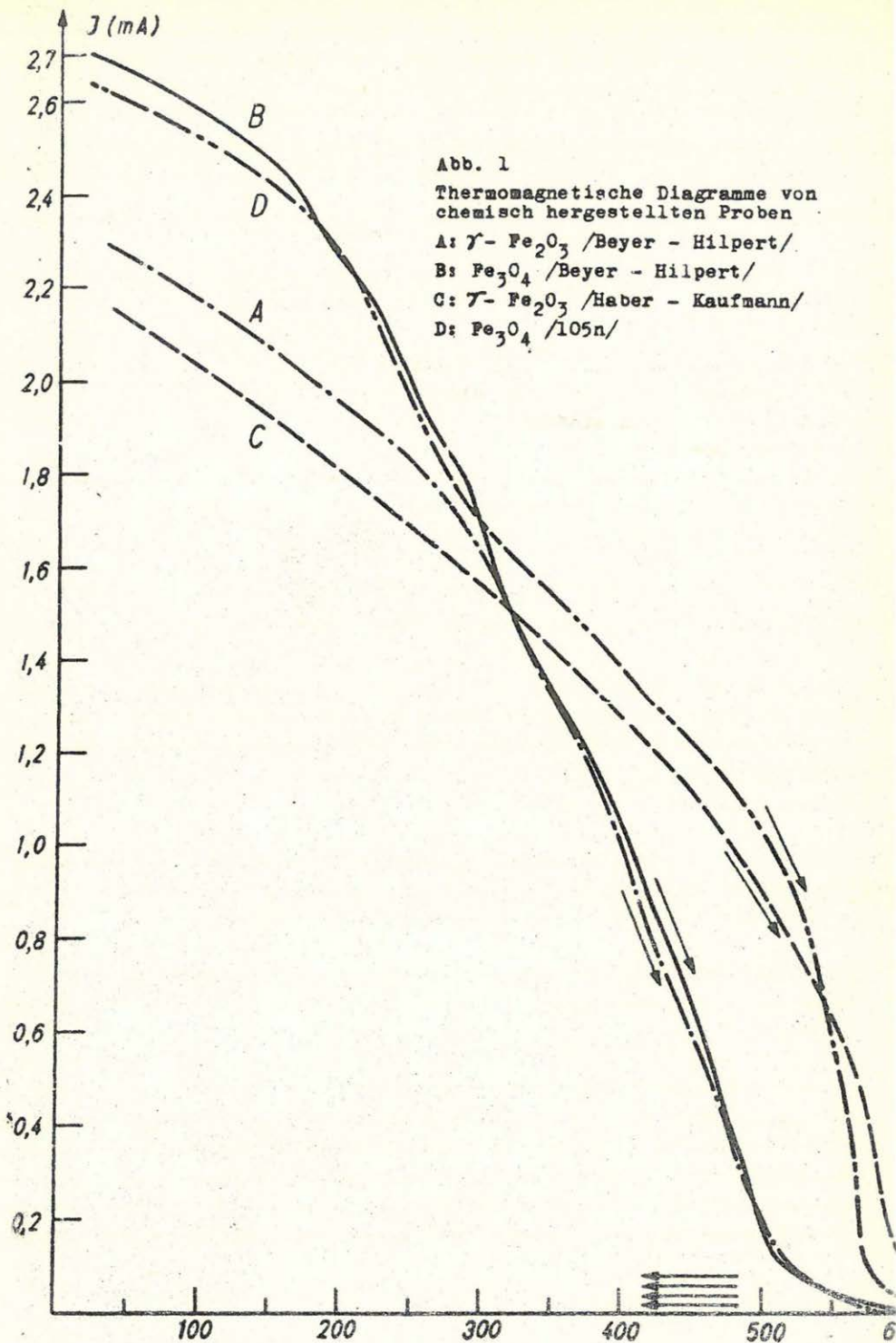
Ein Teil der Proben wurde magnetisch angereichert und teilweise durch Methanol von Gesteinsanteilen befreit, was besonders im Hinblick auf die Röntgenuntersuchungen in einigen Fällen erforderlich war.

## 2. Die thermomagnetischen Ergebnisse und ihre Interpretation mit Hilfe der Röntgenuntersuchungen

### 2.1 Künstliche Proben / $\text{Fe}_3\text{O}_4$ , $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ /.

#### 2.1.1 Die thermomagnetischen Ergebnisse.

Die chemisch nach verschiedenen Verfahren mit hoher Reinheit hergestellten Proben werden zu Vergleichszwecken zuerst behandelt, da bei ihnen die Verhältnisse am klarsten zu übersehen sind. Auf der Abbildung 1 sind die thermomagnetischen Diagramme von  $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$  nach Beyer-Hilpert und nach Haber-Kaufmann und diejenigen von  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  nach

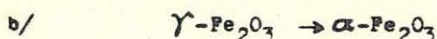
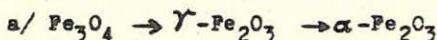


Beyer-Hilpert und von  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  mit der Herstellungsbezeichnung 105n zu sehen. Die für diese Diagramme typischen magnetischen Werte sind in der Tabelle 1 enthalten.

Tabelle 1. Spezifische Sättigungsmagnetisierung bei  $30^\circ\text{C}$  vor und nach der Erwärmung

Material	Anfangswert		Endwert		Differenz	Änderung in Prozenten des Anfangswertes
	( $\frac{\text{mA}}{\text{mp}}$ )	( $\frac{\text{G}\cdot\text{cm}^3}{\text{g}}$ )	( $\frac{\text{mA}}{\text{mp}}$ )	( $\frac{\text{G}\cdot\text{cm}^3}{\text{g}}$ )	( $\frac{\text{G}\cdot\text{cm}^3}{\text{g}}$ )	
$\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ /Beyer-Hilpert/	2.29	78.22	0.0	0.0	78.22	100
$\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ /Haber-Kaufmann/	2.16	73.78	0.0	0.0	73.78	100
$\text{Fe}_3\text{O}_4$ /Beyer-Hilpert/	2.68	91.54	0.0	0.0	91.54	100
$\text{Fe}_3\text{O}_4$ /105n/	2.63	89.83	0.0	0.0	89.83	100

Die Abkühlungskurven verlaufen alle in der Abszisse. Sie zeigen damit an, dass die Sättigungsmagnetisierung infolge der Erwärmung in allen vier Fällen verschwunden ist. Das ist auch für andere chemisch hergestellte Proben  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  und  $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$  typisch /2/ und weist auf die Oxydationsprozesse



hin. Bei dem  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  /105n/ sind beide Oxydationsstufen auf dem Diagramm deutlich voneinander getrennt erkennbar. Beim  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  nach Haber-Kaufmann /2/ sind die Oxydationen  $\text{Fe}_3\text{O}_4 \rightarrow \gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$  und  $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  ebenfalls deutlich zu unterscheiden. Beim  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  nach Beyer-Hilpert überlagern sich beide Prozesse bereits bei tiefen Temperaturen. Für beide Arten von  $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$  unterscheiden sich die thermomagnetischen Kurven ebenfalls /für jedes Material sind sie bei mehrfachen Versuchen reproduzierbar/. Die verschiedenen Kurvenformen weisen darauf hin, dass unterschiedliche chemische Entstehungsbedingungen Bindungsunterschiede im Gitter zur Folge haben, die in einem unterschiedlichen Verhalten



gegenüber oxydierenden Einflüssen zum Ausdruck kommen. Dass die Oxydationsprozesse a/ und b/ zu einer vollständigen Umwandlung der Ausgangssubstanzen in  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  führen, folgt aus den Röntgenuntersuchungen.

m 2.12 Röntgenergebnisse und Deutung der thermomagnetischen Messungen.

Als Beispiel werden in Tabelle 2 die für  $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ /Beyer-Hilpert/ erhaltenen Röntgenergebnisse angeführt.

Tabelle 2. Röntgeninterferenzen vom  $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$

Vor der Erwärmung			Nach der Erwärmung		
s/mm/	$\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ /hkl/	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ /hkl/	s/mm/	$\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ /hkl/	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ /hkl/
17.5	/110/ <sup>m</sup>	-	-	-	-
21.0	/111/	-	-	-	-
27.0	/210/ <sup>m</sup>	-	-	-	-
-	-	-	28.0	-	/102/
30.5	/211/ <sup>m</sup>	-	-	-	-
35.0	/220/	-	-	-	-
-	-	-	38.6	-	/104/
41.3	/311/	-	41.5	-	/110/
-	-	-	47.5	-	/113/
50.6	/400/	-	-	-	-
-	-	-	58.0	-	/204/
63.0	/422/	-	63.2	-	/116/
67.5	/511/	-	68.1	-	/108/
74.3	/440/	-	74.1	-	/214/
-	-	-	75.9	-	/300/

Die Identifizierung der Röntgeninterferenzen wurde unter besonderer Berücksichtigung der Intensitätsverhältnisse von Linie zu Linie auf ein und demselben Film bei Beachtung der Intensitätsänderungen beim Übergang von der thermisch bearbeiteten zur unbearbeiteten Probe durch Vergleich mit Tabellenwerten durchgeführt. Selbstverständlich wurden auch das Verschwinden von Linien und das Auftreten neuer Interferenzen berücksichtigt.

≡ Zusätzliche Interferenzen des  $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$  zu denen des Magnetits

s : Abstand korrespondierender Linien  
/hkl/ : Millersche Indizes

## Vor der Erwärmung:

Die mit  $\frac{\pi}{2}$  bezeichneten Ebenen /110/, /210/ und /211/ geben Hinweise auf  $\gamma$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Ihre Intensitäten entsprechen - visuell abgeschätzt - etwa den Tabellenwerten. Ob das untersuchte Material reines  $\gamma$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ist oder ob noch Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>-Anteile enthalten sind, lässt sich wegen Übereinstimmung aller anderen Interferenzen beider Stoffe mit dem benutzten Röntgenverfahren nicht klären. Bei 41.3 mm tritt auf dem Film eine sehr starke Linie auf, die den Röntgentabellen entsprechend als Ebene /311/ {10} von  $\gamma$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> /oder Magnetit/ gedeutet werden kann oder als Ebene /110/ {8} von  $\alpha$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. In geschweiften Klammern werden hier und im folgenden die in den Tabellen angegebenen Intensitäten der entsprechenden Linien angeführt /Schätzungsskala mit Intensitäten von 1 bis 10/. Wenn es sich bei der Linie 41.3 um eine  $\alpha$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Linie handelte, müssten in der beobachteten Linienserie die typischen  $\alpha$ -Linien 28.2 mm /102/ {7}, 38.8 mm /104/ {10}, 48.0 mm /113/ {7} u.a. auftreten, die jedoch nicht nachweisbar sind. Aus diesem Grunde muss der  $\alpha$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalt in der Ausgangssubstanz als /innerhalb der Nachweisbarkeitsgrenzen des Verfahrens/ verschwindend klein bezeichnet werden. Alle beobachteten Linien entsprechen in Lage und Intensitäten dem Linienbild von  $\gamma$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> /oder - bis auf die zusätzlichen Interferenzen - dem von Magnetit/.

## Nach der Erwärmung:

Bei 41.5 mm wird eine intensitätsmäßig starke Linie beobachtet. Ihre Intensität ist etwas schwächer als die Intensität des Reflexes bei 41.3 mm des thermisch nicht behandelten Materials. Da in diesem Fall die Reflexe  $\alpha$ /102/,  $\alpha$ /104/,  $\alpha$ /113/ u. a. sehr deutlich in den entsprechenden Intensitätsverhältnissen auftreten, dagegen solche typischen Reflexe von  $\gamma$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und Magnetit wie /220/ {6} und /400/ {5} überhaupt nicht mehr nachweisbar sind /auch die zusätzlichen Interferenzen sind verschwunden/, muss das nach der thermischen Bearbeitung gefundene Linienbild allein durch  $\alpha$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> hervorgerufen worden sein. Anstelle der Linien 41.3 mm /311/, 63.0 mm /422/, 67.5 mm /511/ und 74.3 mm /440/ des thermisch unbearbeiteten Materials /  $\gamma$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Magnetit/ werden nach der Erwärmung die mit ihnen etwa zusammenfallenden Linien 63.2 mm /116/, 68.1 mm /108/ und 74.1 mm /214/ von  $\alpha$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> beobachtet.

Aus den Röntgenergebnissen folgt somit, dass sich im Ausgangsmaterial /innerhalb der Nachweisbarkeitsgrenzen des Verfahrens/ kein  $\alpha$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> befindet und dass die thermische Bearbeitung zu einer vollständigen Oxydation des Ausgangsmaterials zu  $\alpha$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> geführt hat, was im Einklang mit dem thermomagnetischen Befund steht. Entsprechendes gilt für die anderen untersuchten künstlichen Proben.

2.2 Proben mit geringen Änderungen der spezifischen Sättigungsmagnetisierung infolge der thermischen Bearbeitung.

2.21 Die thermomagnetischen Ergebnisse.

Die Abbildung 2 zeigt die thermomagnetischen Diagramme von Magnetit /Hornblendegranit/ aus Ilmenau - Ehrenfest /DDR/ und Magnetit /Hornblende/ aus Pirna - Müglitztal /DDR/. Die diesen thermomagnetischen Diagrammen entnommenen magnetischen Werte sind in der Tabelle 3 zu finden.

Tabelle 3. Spezifische Sättigungsmagnetisierung bei 30°C vor und nach der Erwärmung

Material	Anfangswert		Endwert		Differenz ( $\frac{G \cdot cm^3}{g}$ )	Änderung in Prozenten des Anfangswertes
	( $\frac{mA}{mp}$ )	( $\frac{G \cdot cm^3}{g}$ )	( $\frac{mA}{mp}$ )	( $\frac{G \cdot cm^3}{g}$ )		
Magnetit /Horn- blendegranit/ Ilmenau-Ehrenfest /DDR/	1.51	51.57	1.41	48.16	3.42	6.6
Magnetit /Horn- blende/ Pirna-Müglitztal /DDR/	2.44	83.34	1.79	61.14	22.20	26.7

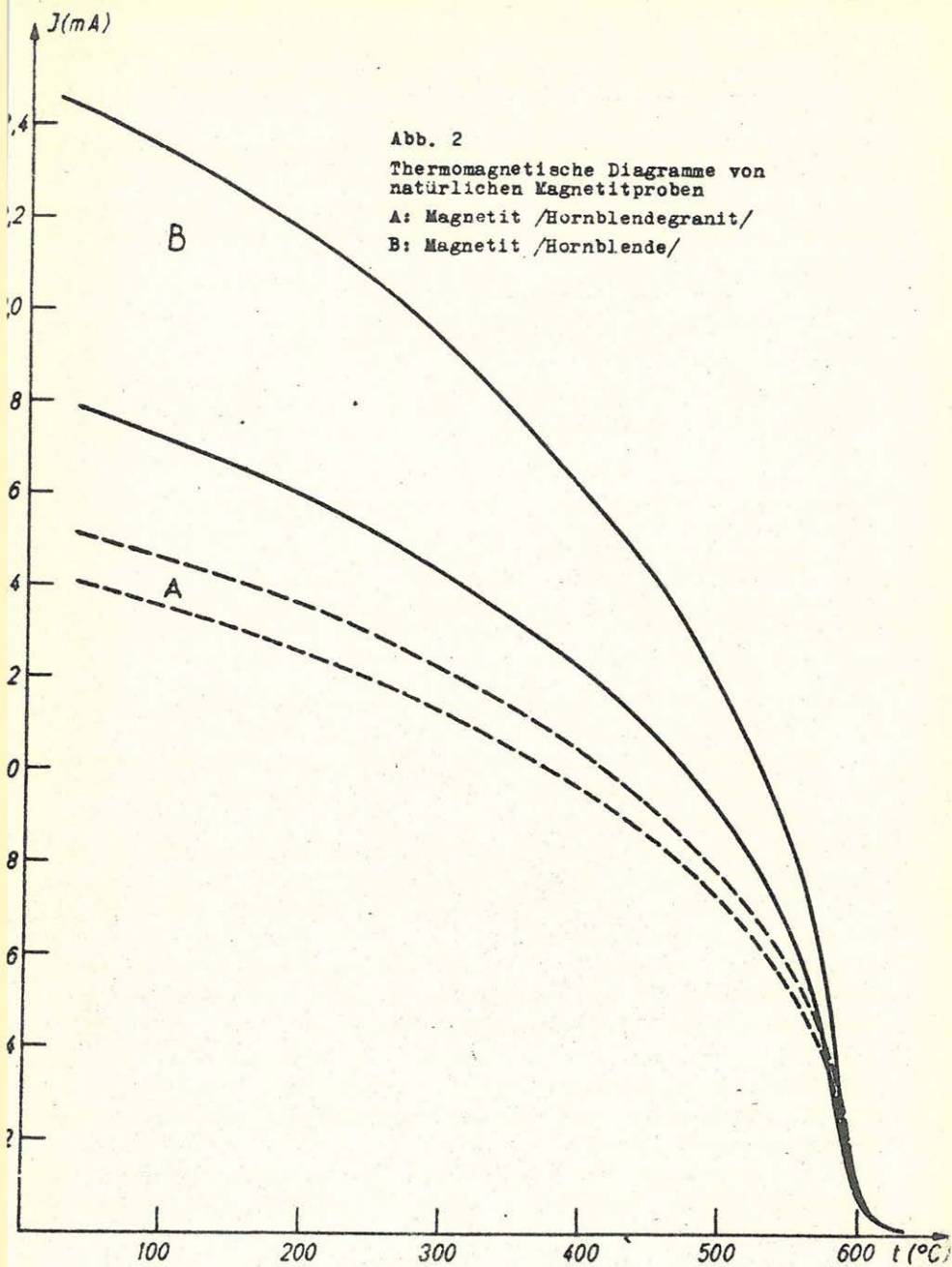
Die beiden Kurven der Abbildung 2 zeigen keinen Oxydationsbereich wie die Kurven der Abbildung 4. Die thermisch bedingte Änderung der spezifischen Sättigungsmagnetisierung ist bei der ersten Probe der Tabelle 3 sehr gering, was auf eine grosse Stabilität des Gitters gegenüber Oxydationseinflüssen schliessen lässt.

Die geringste spezifische Anfangssättigungsmagnetisierung hat der Magnetit /Hornblendegranit/.

Auf der Abbildung 3 sind die thermomagnetischen Diagramme von Kursker Magnetit /0, 30000, 60000 at<sub>m</sub>/ dargestellt. Die uns interessierenden magnetischen Daten enthält die Tabelle 4.

Die durch die thermische Bearbeitung bedingten Änderungen der spezifischen Sättigungsmagnetisierung liegen unter 30%. Erstaunlich sind die für Magnetit sehr geringen Anfangswerte der spezifischen Sättigungsmagnetisierung.

Die Änderungen der spezifischen Sättigungsmagnetisierung des Primärmagnetits der Serpentine liegen innerhalb 15 - 5%, bezogen auf den Anfangswert der jeweiligen Kurve.



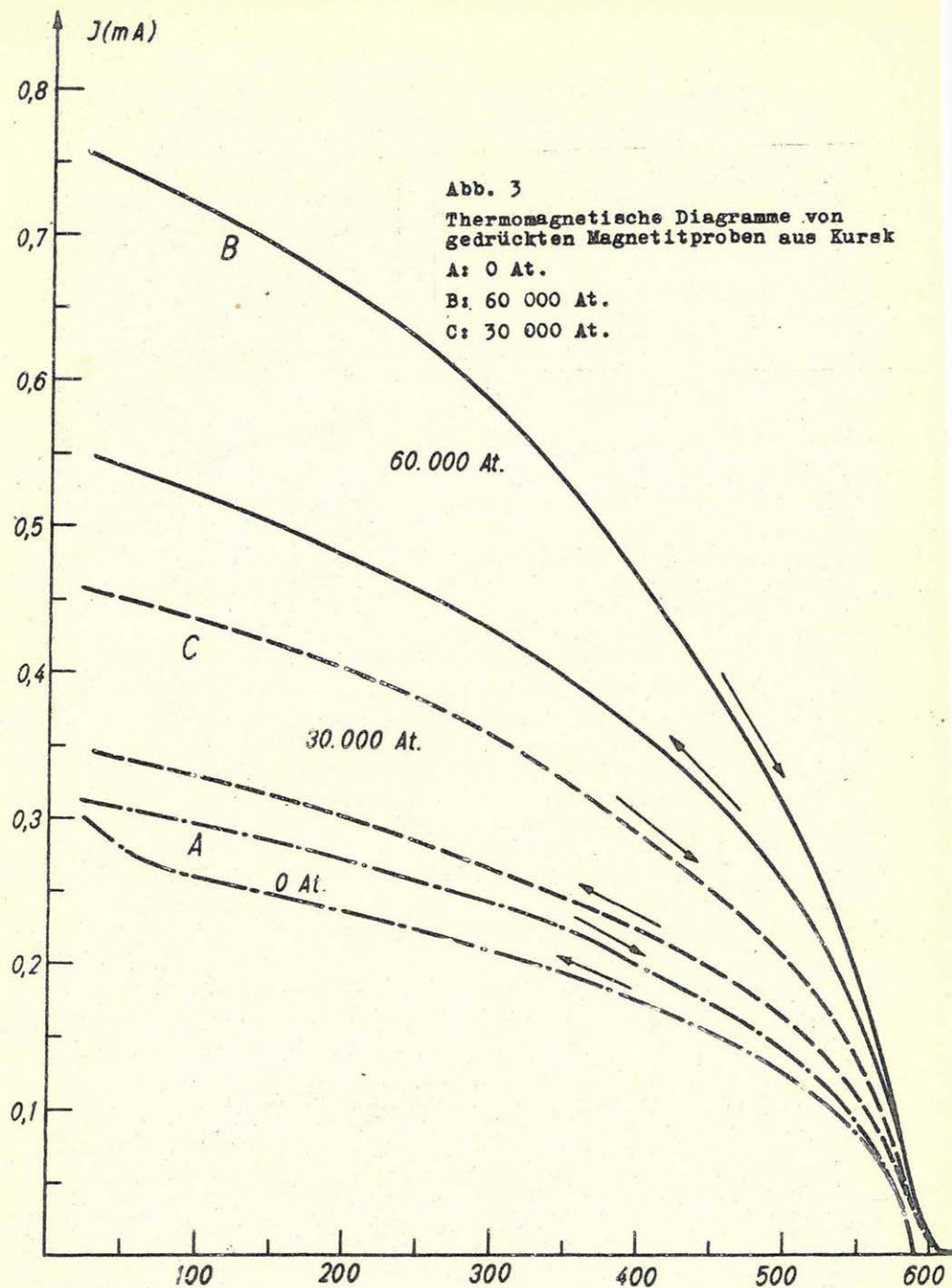


Tabelle 4. Spezifische Sättigungsmagnetisierung bei 30°C vor und nach der Erwärmung

Material	Anfangswert		Endwert		Differenz	Änderung in Prozenten des Anfangswertes
	( $\frac{mA}{mp}$ )	( $\frac{G \cdot cm^3}{g}$ )	( $\frac{mA}{mp}$ )	( $\frac{G \cdot cm^3}{g}$ )	( $\frac{G \cdot cm^3}{g}$ )	
Magnetit /Kursk/ 0 atm	0.31	10.59	0.275	9.39	1.21	11.3
Magnetit /Kursk/ 30000 atm	0.455	15.54	0.34	11.61	3.93	25.2
Magnetit /Kursk/ 60000 atm	0.755	25.79	0.545	18.62	7.17	27.9

Die durch die thermische Bearbeitung bedingten Änderungen der spezifischen Sättigungsmagnetisierung liegen unter 30%. Erstaunlich sind die für Magnetit sehr geringen Anfangswerte der spezifischen Sättigungsmagnetisierung.

Die Änderungen der spezifischen Sättigungsmagnetisierung des Primärmagnetits der Serpentinite liegen innerhalb 15 - 5%, bezogen auf den Anfangswert der jeweiligen Kurve.

2.22 Röntgenergebnisse und Deutung der thermomagnetischen messungen.

2.221 Magnetit /Hornblendegranit/ aus Ilmenau-Ehrenfest /DDR/.

Die Röntgenergebnisse sind in der Tabelle 5 zusammengestellt worden.

Tabelle 5. Röntgeninterferenzen vom Magnetit /Hornblendegranit/ aus Ilmenau-Ehrenfest

Vor der Erwärmung			Nach der Erwärmung		
s/mm/	Magnetit	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	s/mm/	Magnetit	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$
21.0	/111/	-	21.0	/111/	-
28.0	-	/102/	28.0	-	/102/
35.0	/220/	-	35.0	/220/	-
38.2	-	/104/	38.4	-	/104/
41.5	/311/	/110/	41.5	/311/	/110/
48.0	-	/113/	48.0	-	/113/
50.5	/400/	-	50.5	/400/	-
58.5	-	/204/	58.4	-	/204/
63.5	/422/	/116/	63.5	/422/	/116/
67.5	/511/	/108/	67.4	/511/	/108/
74.0	/440/	/214/	74.1	/440/	/214/
76.0	-	/300/	76.0	-	/300/

### Vor der thermischen Bearbeitung:

Aus dem gleichzeitigen Auftreten der typischen Magnetitlinien /111/, /220/, /400/, die mit keinen Linien von  $\alpha$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$  zusammenfallen, und der charakteristischen  $\alpha$ -Linien /102/, /104/, /113/, /204/, /300/, die mit keinen Linien von Magnetit übereinstimmen, kann man folgern, dass sich in der untersuchten Substanz beide Oxyde befinden. Diese Interpretation wird unterstützt durch das Auftreten von Linien starker Intensität bei 41.5 mm und 74.0 mm, die nur durch eine Überlagerung der Linien /311/ Magnetit und /110/ /  $\alpha$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$ / bzw. /440/ /Magnetit/ und /214/ /  $\alpha$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$ / zu erklären sind, da durch jeweils nur eine dieser Linien die beobachtete starke Intensität nicht begründet werden kann. Entsprechende Überlagerungseffekte treten auch bei einigen anderen Linien auf.

Die Linien Magnetit /220/ {6} und  $\alpha$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$  /104/ {10} haben im vorliegenden Falle etwa die gleiche Intensität. Die Linie Magnetit /400/ {5} ist intensitätsmässig etwas stärker als die Linie  $\alpha$  /113/ {7} zu erkennen. Aus beiden Intensitätsvergleichen folgt, dass in der untersuchten Substanz der Magnetitanteil den Anteil an  $\alpha$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$  überwiegt, da im ersten Fall die Magnetitlinie genau so stark wie die benachbarte  $\alpha$ -Linie, im zweiten Fall stärker als die benachbarte  $\alpha$ -Linie hervortritt /trotz tabellenmässig geringerer Intensität der Magnetitlinien/.

Es muss noch festgestellt werden, dass die Linienbilder von  $\alpha$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$  und von Ilmenit / $\text{FeTiO}_3$ / vollkommen übereinstimmen. Würde das obige Linienbild nicht durch Magnetit +  $\alpha$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$  hervorgerufen werden, sondern durch Magnetit + Ilmenit, so müsste sich der verhältnismässig grosse Ilmenitgehalt durch eine Verschiebung des Curiepunktes zu tiefen Temperaturen hin bemerkbar machen /8/. Eine derartige Curiepunktverschiebung wird jedoch nicht beobachtet, weshalb der Interpretation als  $\alpha$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$  der Vorzug gegeben werden muss.

### Nach der Erwärmung:

Linienzahl, Linienfolge und Intensitätsverhältnisse bleiben /sogar nach halbstündigem Erhitzen der Probe bei einer Temperatur zwischen 500 und 550°C/ praktisch unverändert, d. h. es ist keine Oxydation erkennbar. Damit wird die auf der Abbildung 2 sichtbare geringe Änderung der spezifischen Sättigungsmagnetisierung nach der thermischen Beeinflussung verständlich. Der verhältnismässig geringe Anfangswert der spezifischen Sättigungsmagnetisierung lässt sich durch den relativ hohen Gehalt an  $\alpha$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$  im Ausgangsmaterial erklären. Die Magnetitkomponente des Ausgangsmaterials ist gegenüber thermischen Einflüssen sehr stabil.

2.222 Magnetit /Hornblende/ aus Pirna-Müglitztal /DDR/.

Die erhaltenen Röntgenergebnisse sind in der Tabelle 6 zu finden.

Tabelle 6. Röntgeninterferenzen vom Magnetit /Hornblende/ aus Pirna-Müglitztal

Vor der Erwärmung			Nach der Erwärmung		
s/mm/	Magnetit	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	s/mm/	Magnetit	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$
21.2	/111/	-	21.2	/111/	-
-	-	-	28.5	-	/102/
35.0	/220/	-	35.0	/220/	-
38.0	-	/104/	38.6	-	/104/
41.4	/311/	-	41.6	/311/	/110/
48.0	-	/113/	48.0	-	/113/
50.5	/400/	-	50.6	/400/	-
-	-	-	58.3	-	/204/
63.0	/422/	-	63.4	/422/	/116/
67.0	/511/	-	67.4	/511/	/108/
74.2	/440/	-	74.2	/440/	/214/
-	-	-	75.5	-	/300/

#### Vor der Erwärmung:

Das untersuchte Material gibt ein sehr gut ausgeprägtes Magnetitlinienbild. Zwei sehr schwache Linien /an der Grenze der Erkennbarkeit/ bei 38.0 und 48.0 mm, die nicht vom Magnetit stammen, lassen sich als Ebenen /104/ {10} und /113/ {7} von  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  deuten, was auf einen geringen Anteil dieses Oxyds im Ausgangsmaterial hinweist. Der Magnetitanteil ist sehr gross, was den hohen Anfangswert der spezifischen Sättigungsmagnetisierung dieser Probe erklärt /s. Abb. 2, Tab. 3/.

#### Nach der Erwärmung:

Neben dem Linienbild des Magnetits ist deutlich das Linienbild von  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  erkennbar. Das beobachtete Linienspektrum ist vollkommen analog dem des Magnetits aus Ilmenau-Ehrenfest /Tab. 5/, weshalb zur Deutung nichts mehr gesagt wird. Durch Intensitätsvergleiche in der Art, wie sie bei dieser Probe durchgeführt wurden, kann man schliessen, dass der Magnetitgehalt die Anteile an  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  überwiegt, was im Einklang mit den thermomagnetischen Ergebnissen steht.



## 2.223 Magnetit /Kursk/.

Aus den Röntgenergebnissen folgt, dass im Ausgangsmaterial in allen drei Fällen neben Magnetit viel  $\alpha$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$  enthalten ist, wodurch die geringen Anfangswerte der spezifischen Sättigungsmagnetisierung verständlich werden. Über die detaillierte Untersuchung der Röntgenaufnahmen im Zusammenhang mit möglichen Druckeffekten wird an anderer Stelle berichtet werden.

Die thermisch bedingten Intensitätsänderungen der Linien stehen etwa im Einklang mit den beobachteten Änderungen der spezifischen Sättigungsmagnetisierung.

2.3 Proben mit deutlich ausgeprägtem Oxydationsbereich.

2.31 Die thermomagnetischen Ergebnisse.

Auf der Abbildung 4 sind die thermomagnetischen Diagramme angegeben, die mit Magnetit/Kiruna/ aus Schweden, Magnetit/Sibirien/ und Titanomagnetit/Sibirien/ aus der UdSSR erhalten wurden. Die von diesen Kurven abgelesenen Werte sind in der Tabelle 7 zu finden.

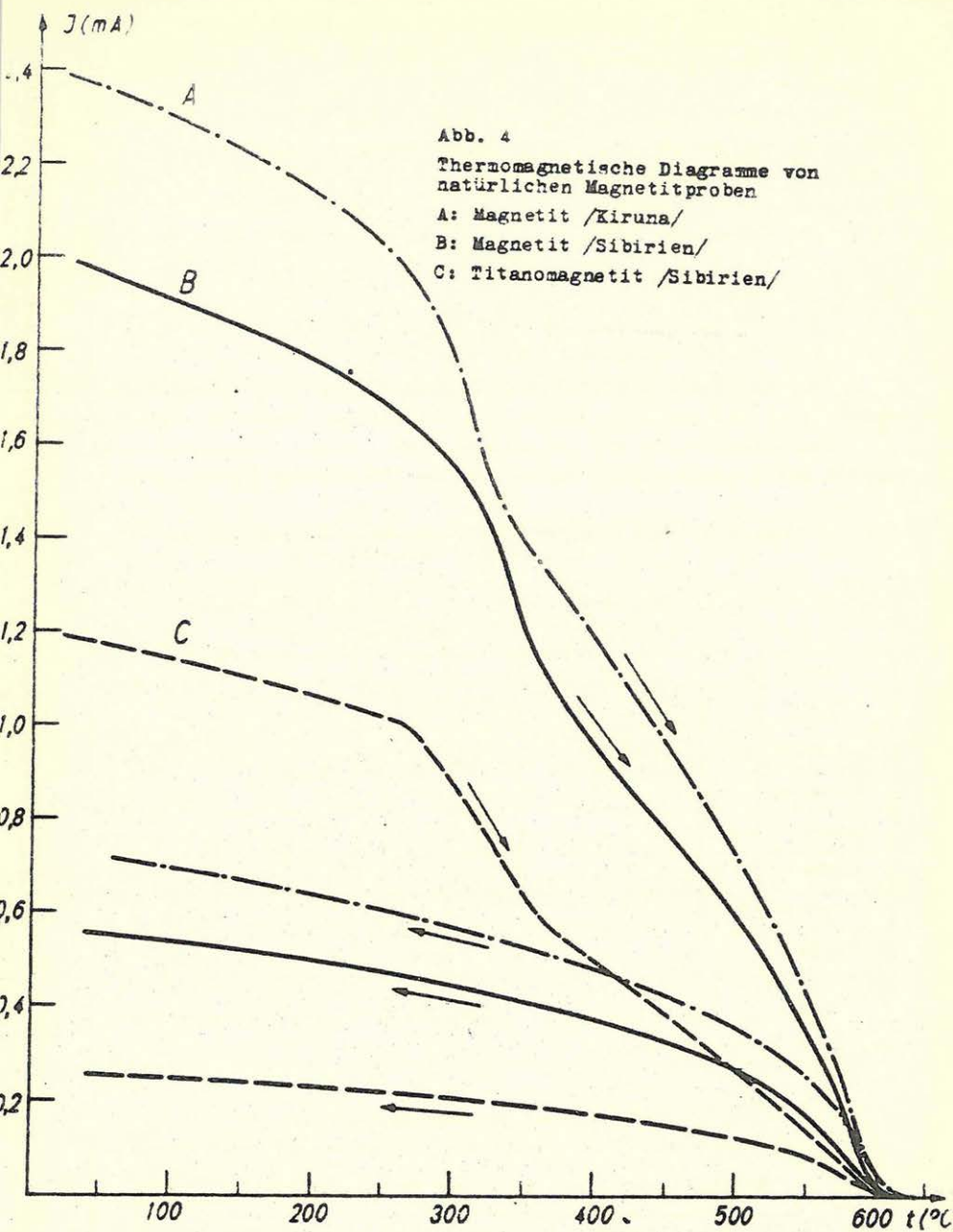
Tabelle 7. Spezifische Sättigungsmagnetisierung bei 30°C vor und nach der Erwärmung

Material	Anfangswert		Endwert		Differenz	Änderung in Prozenten des Anfangswertes
	( $\frac{\text{mA}}{\text{mp}}$ )	( $\frac{\text{G}\cdot\text{cm}^3}{\text{g}}$ )	( $\frac{\text{mA}}{\text{mp}}$ )	( $\frac{\text{G}\cdot\text{cm}^3}{\text{g}}$ )	( $\frac{\text{G}\cdot\text{cm}^3}{\text{g}}$ )	
Magnetit aus Kiruna /Schweden/	2.38	81.30	0.74	25.28	56.02	68.9
Magnetit aus Sibirien /UdSSR/	1.98	67.63	0.56	19.13	48.50	71.7
Titanomagnetit aus Sibirien /UdSSR/	1.18	40.31	0.26	8.98	31.43	77.4

Die von den Diagrammen abgelesenen Oxydationsbereiche sind in der Tabelle 8 dargestellt.

Tabelle 8. Oxydationsbereiche

Magnetit /Kiruna/	Magnetit /Sibirien/	Titanomagnetit/Sibirien/
260 - 330°C	200 - 360°C	260 - 360°C



Die durch die Erwärmung bedingten Änderungen der spezifischen Sättigungsmagnetisierung der verschiedenen Proben betragen 70% und mehr im Gegensatz zu den Proben der Tabellen 3 und 4, bei denen die Änderungen unterhalb 30% liegen. Den geringsten Anfangswert hat der Titanomagnetit.

Die Oxydationsbereiche sind für die verschiedenen Proben recht unterschiedlich. Zum Vergleich sei der Oxydationsbereich des Kluftmagnetits /Sekundärmagnetit/ der Serpentinite genannt, der im Intervall 280 - 400°C liegt und in seinem Aussehen vollkommen den obigen Bereichen entspricht. Die auf den Anfangswert bezogenen Änderungen der spezifischen Sättigungsmagnetisierung der untersuchten Sekundärmagnetitproben der Serpentinite liegen alle oberhalb 70%.

2.32 Röntgenergebnisse und Deutung der thermomagnetischen Messungen.

2.321 Magnetit aus Kiruna /Schweden/.

Die Tabelle 9 enthält die gefundenen Röntgenergebnisse.

Tabelle 9. Röntgeninterferenzen vom Magnetit aus Kiruna

Vor der Erwärmung			Nach der Erwärmung		
s/mm/	Magnetit	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	s/mm/	Magnetit	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$
21.2	/111/	-	21.1	/111/	-
-	-	-	28.2	-	/102/
35.0	/220/	-	35.0	/220/	-
-	-	-	38.5	-	/104/
41.5	/311/	-	41.5	/311/	/110/
-	-	-	48.0	-	/113/
50.3	/400/	-	50.5	/400/	-
-	-	-	58.5	-	/204/
63.5	/422/	-	63.5	/422/	/116/
67.3	/511/	-	67.5	/511/	/108/
74.0	/440/	-	74.0	/440/	/214/
-	-	-	75.3	-	/300/

Vor der Erwärmung:

Aus Überlegungen, wie sie beim  $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$  /Abschnitt 2.12/ an gestellt wurden, folgt, dass es sich in diesem Falle um ein reines Magnetitlinienbild handelt. Innerhalb der Nachweisbarkeitsgrenzen des Verfahrens ist kein  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  enthalten. Der Anfangswert der spezifi-

schen Sättigungsmagnetisierung ist deshalb auch verhältnismässig hoch.

Nach der Erwärmung:

Die Interpretation der Linien erfolgte nach denselben Gesichtspunkten, wie sie im Abschnitt 2.221 beim Magnetit /Hornblendegranit/ ausführlich beschrieben worden sind. Die Oxydation des Ausgangsmaterials zu  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  ist beträchtlich, was mit der grossen Änderung der spezifischen Sättigungsmagnetisierung übereinstimmt. Der Intensitätsvergleich der Linien  $\alpha$ /104/ und Magnetit /220/ bzw. der Linien /113/ und Magnetit /400/ ergibt, dass in der thermisch bearbeiteten Probe mehr  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  als Magnetit enthalten ist.

2.322 Magnetit aus Sibirien /UdSSR/.

Die erhaltenen Röntgenergebnisse sind in der Tabelle 10 angeführt.

Tabelle 10. Röntgeninterferenzen vom Magnetit aus Sibirien

Vor der Erwärmung			Nach der Erwärmung		
s/mm/	Magnetit	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	s/mm/	Magnetit	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$
-	-	-	28.0	-	/102/
35.0	/220/	-	34.8	/220/	-
-	-	-	38.5	-	/104/
41.2	/311/	-	41.5	/311/	/110/
-	-	-	47.8	-	/113/
50.3	/400/	-	50.5	/400/	-
-	-	-	58.1	-	/204/
63.2	/422/	-	63.5	/422/	/116/
67.4	/511/	-	67.5	/511/	-
74.0	/440/	-	74.2	/440/	/214/
-	-	-	75.8	-	/300/

Vor der Erwärmung:

Die Anwendung der bereits mehrfach beschriebenen Interpretationsmethode ergibt, dass das Ausgangsmaterial reiner Magnetit ohne  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  ist.

Nach der Erwärmung:

Das Linienbild lässt sich als Überlagerung der Linien von Magnetit und  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  deuten. Aus dem Intensitätsvergleich der Linien  $\alpha$ /104/ und Magnetit /220/ bzw. der Linien  $\alpha$ /113/ und Magnetit /400/ folgt, dass der Gehalt an  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  denjenigen an Magnetit übersteigt.

Die starke Oxydation erklärt die grosse Änderung der spezifischen Sättigungsmagnetisierung.

### 2.323 Titanomagnetit /Sibirien/.

Die Röntgenergebnisse werden in der Tabelle 11 angegeben.

Tabelle 11. Röntgeninterferenzen vom Titanomagnetit

Vor der Erwärmung			Nach der Erwärmung		
s/mm/	Magnetit	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	s/mm/	Magnetit	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$
-	-	-	28.0	-	/102/
31.5	-	-	31.5	-	-
35.0	/220/	-	35.0	/220/	-
-	-	-	38.2	-	/104/
41.0	/311/	-	41.2	/311/	/110/
-	-	-	47.5	-	/113/
50.5	/400/	-	50.5	/400/	-
-	-	-	57.5	-	/204/
63.0	/422/	-	63.0	/422/	/116/
67.2	/511/	-	67.2	/511/	-
74.0	/440/	-	73.8	/440/	/214/
-	-	-	75.8	-	/300/

#### Vor der Erwärmung:

Das beobachtete Linienspektrum entspricht bis auf die Linie 31,5 mm einem Magnetitlinienbild. Das Ausgangsmaterial enthält /innerhalb der Nachweisbarkeitsgrenzen /kein  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  bzw. kein  $\text{FeTiO}_3$  /Ilmenit/, deren Spektren übereinstimmen.

#### Nach der Erwärmung:

Es treten die für  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  oder  $\text{FeTiO}_3$  /Ilmenit/ typischen Linien zu den vorher beobachteten hinzu. Die thermisch bedingten starken Intensitätsänderungen lassen auf eine beträchtliche Zunahme des Gehaltes an dieser Komponente schliessen. Da durch thermische Einflüsse keine solche Ilmenitmenge entstehen kann und so grosse Ilmenit anteile zu einer beträchtlichen Verringerung des Curiepunktes führen müssten /8/, muss die Interpretation der neuen Linien als Linien von  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  bevorzugt werden. Die Linie 31,5 tritt etwas stärker hervor.

Da die Linie /104/ {10} vom  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  die benachbarte Linie /220/ {6} vom Titano-/Magnetit im vorliegenden Falle bei weitem an Intensität übertrifft und die  $\alpha$ -Linie /113/ {7} die benachbarte

Magnetitlinie/400/ {5} ebenfalls, kann man schliessen, dass der Gehalt an  $\alpha$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$  nach der Oxydation den Magnetitanteilen entspricht bzw. diese übertrifft.

Damit wird auch die grosse Änderung der spezifischen Sättigungsmagnetisierung von 77.4% verständlich. Der geringe Ausgangswert der spezifischen Sättigungsmagnetisierung ist für den starken Magnetitgehalt bei geringem Störpegel durch Nebenkomponten des thermisch nicht bearbeiteten Materials verwunderlich.

### 3. Einige Bemerkungen zu den untersuchten Proben

Die in dieser Arbeit untersuchten künstlichen Proben wurden uns dankenswerterweise von Herrn Dr. Büttner, Institut für Anorganische Chemie der Bergakademie Freiberg, zur Verfügung gestellt, der in seiner Dissertation Eisenoxyde untersucht hat /u. a. auch thermomagnetisch/. Die Magnetitproben aus Pirna-Müglitztal und Ilmenau-Ehrenfest wurden uns vom VEB Geophysik, die Proben aus Sibirien von Herrn Prof. Dr. Janowski /Lehrstuhl für Physik der Erdkruste an der Universität Leningrad/ und die Kursker Proben von Frau Dr. Petrowa /Institut für Physik der Erde, Moskau/ überlassen, wofür wir uns hiermit herzlich bedanken.

Herrn Breuning und Herrn Ohmann sei für die sorgfältige Durchführung der Messungen ebenfalls gedankt.

### LITERATUR

- /1/ F. Frölich, H. Stiller: Some results of laboratory investigations of magnetic rock samples /Serpentinites/, *Geofisica pura e applicata*, 46 /1960/II/, p. 77.
- /2/ H. Stiller, F. Frölich, F. Ch. Wagner: Zustandsänderungen in magnetischen Gesteinsproben; das thermomagnetische Verhalten des Kluftmaterials /Magnetit/ von Gesteinsproben, *Zeitschrift für Geophysik* 27, /1961/ 2, S. 89-102.
- /3/ H. Stiller, F. Frölich, F. Ch. Wagner: Thermomagnetic analysis of magnetite parts of serpentinite samples and results of other investigations, *Geofisica pura e applicata* 49 /1961/ II/, p. 129.
- /4/ H. Stiller, F. Frölich, F. Ch. Wagner: Zur Methodik der Auswertung von Röntgenaufnahmen magnetischer Materialproben mit dem Registrierphotometer I. Auswertung von Debye-Scherrer-Aufnahmen, *Jahrbuch 1959 des Adolf-Schmidt-Observatoriums für Erdmagnetismus in Niemeck mit wissenschaftlichen Mitteilungen /im Erscheinen/*.
- /5/ F. Frölich, Liu Ching-lin: Untersuchungen an schwedischen Magnetitproben, Sonderheft zum 70-jährigen Bestehen des Geomagnetischen Institutes Potsdam, Abhandlung Nr. 27 des Geomagnetischen Institutes, Akademie-Verlag, Berlin 1961.

- /6/ F. Frölich: Verfahren zur Untersuchung der magnetischen Eigenschaften und der Struktur von Werkstoffen der Messtechnik sowie von Gesteinen, erschienen in "Geomagnetismus und Aeronomie" Bd. II, Geomagnetische Instrumente und Messmethoden, Herausgeber: G. Fanslau, VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin 1960.
- /7/ F. Frölich: Ein Gerät zur Bestimmung der Zusammensetzung sowie der thermischen Zustandsänderung von magnetischen Gesteinen und Werkstoffen, Jahrbuch 1958, Adolf-Schmidt-Observatorium für Erdmagnetismus Niemeck, Akademie-Verlag, Berlin 1960.
- /8/ T. Nagata, S. Akimoto: Report on Fundamental Basis of Rock Magnetism Presented to Committee on Secular Variation and Paleomagnetism, JAGA-Assemy Helsinki 1960/.
- /9/ H. Stiller, F. Frölich, P. Ch. Wagner: Nachweis von Magnetit, Hämatit und von Oxydationsprozessen in magnetischen Gesteinsproben bei thermomagnetischen Untersuchungen aus Debye-Scherrer-Röntgenaufnahmen. Jahrbuch 1960 des Adolf-Schmidt-Observatoriums für Erdmagnetismus in Niemeck mit wissenschaftlichen Mitteilungen /in Vorbereitung/.

## Карам И.:

## О ВОЗМОЖНОСТЯХ ПРИМЕНЕНИЯ РАДИОАКТИВНЫХ МЕТОДОВ В РАЗВЕДКЕ НА УГОЛЬ

Так называемые классические электрические методы промышленной геофизики не всегда сказываются эффективными в области разведки на уголь. Для обеспечения возможности однозначного выделения угольных залежей, все более широкое применение получают радиоактивные методы исследования скважин, при помощи которых изучаются свойства углей в отношении естественного гамма-излучения, гамма-гамма и нейтронного гамма-излучения.

В докладе рассматриваются результаты промышленно-геофизических работ, выполненных радиоактивными методами на месторождениях черных каменных углей в районе г.г. Печ-Комло, бурых каменных углей в восточной части Боршода и лигнитов в районе Дьёндьёш-Вишонта.

S. Karas

DIE ANWENDBARKEIT RADIOAKTIVER METHODEN IN DER  
KOHLENSCHÜRFUNG

Die sogenannten klassischen elektrischen Methoden der Bohrloch-Geophysik führen in der Kohlenschürfung nicht immer zum Ziel. Im Interesse der eindeutigen Indizierbarkeit der Kohlenflöze kommen immer mehr radioaktive Bohrlochuntersuchungsmethoden zur Anwendung, bei welchen die Eigenschaften der Kohlenarten mit Bezug auf natürliche Gamma-Strahlung, Gamma-Gamma-Strahlung und Neutron-Gamma-Strahlung untersucht werden.

Im Vortrag werden die Resultate von radioaktiven Profilierungen ausgeführt im Steinkohlenflöz Pécs-Komló, im Braunkohlenflöz von Ost-Borsod und im Lignitvorkommen Gyöngyös-Visonta - mitgeteilt und diskutiert.

RÁDIÓAKTIV MÓDSZEREK ALKALMAZHATÓSÁGA A SZÉNKUTATÓ  
FURÁSOKBAN

Karas Gyuláné

A szénkutató furásokban végzett geoelektromos vizsgálati módszerek mellett egyre nagyobb szerepet kapnak a rádióaktív mérési el-



járások: a szén természetes gamma, gamma-gamma és neutron-gamma tulajdonságainak vizsgálatai.

A különböző szénterületeken végzett mérések eredményeinek összefoglalása előtt röviden áttekintjük a kőszénnek azon jellegzetes paramétereit, amelyek a rádióaktív kutatási módszerek alkalmazását indokoltá teszik.

A természetes gamma sugárzás a kőszén tulajdonságait legkevésbé jellemző paraméter. A szén agyagosságára nézve ugyan ad felvilágosítást, hiszen az agyagtartalom növekedésével a természetes gamma intenzitás is növekszik, de a kőszén inaktivitása vagy gyenge aktivitása kizárólag a képződés helyének és körülményeinek függvénye.

A szén legjellemzőbb tulajdonsága, amely alapján az ágyazó kőzetektől élesen elkülönül: a sűrűsége. Ez a tény ad módot a telepek gamma-gamma módszerrel történő kimutatására. Sugárforrásként  $Co\ 60$  izotópot alkalmazunk, a kibocsátott gamma-kvantumok energiája  $1,5\ MeV$ ; a forrás erőssége  $30-50\ mC$ . Ismeretes, hogy a közepes energiájú gamma sugarak és az anyag közötti kölcsönhatáskor fellépő szórt sugárzás zömét a Compton-szóródás adja. A sugárzásnak az anyagban való gyengülésére jellemző koeficiens  $\tau$  a következő összefüggéssel fejezhető ki:

$$\tau = \frac{\varphi A_0 Z \sigma}{A}$$

ahol  $\varphi$  az anyag sűrűsége, a  $A_0$  az Avogadro féle szám,  $Z$  és  $A$  az elemek rendszáma és atomsulya,  $\sigma$  a Compton effektus hatáskeresztmetszete. Gamma-gamma szelvényezésnél a kísérő kőzeteknél kisebb sűrűségű szén maximum értéket ad. A gamma szelvényezés behatolási mélysége csekély, néhány cm, mint ezt modellmérésekkel Holin is igazolta. A furólyuk kavarodásaiban a furólszap által szétszórt gamma sugárzás növekszik. Ezért a kavernák szintén maximummal jelentkeznek a szelvényen. A gamma szelvényezéssel egyidejűleg ezért célszerű lyukbőség-diagram felvétele.

A harmadik alkalmazott rádióaktív mérési eljárás a neutrongamma szelvényezés. A módszer alkalmazhatóságának alapját az a tény adja, hogy a kőszén jelentős nedvességtartalommal, hézagközi vízzel rendelkezik, kőszénalkotó elegyrészeknek pedig ismertén nagy hidrogéntartalma van. Az agyagok átlagosan  $40\ \%$ -os nedvességtartalmához viszonyítva a szenek között hidrogéntartalma + nedvessége jóval nagyobb szintet ad. Neutron-gamma szelvényezésnél a sugárforrásból kilépő neutronok az agyag atomjaival való ütközésük folytán energiát veszítenek, lelassulnak, majd az anyag atommagjaiba befogódnak. Az így gerjesztett állapotba került mag gamma fotont bocsát ki, tehát neutron-gamma magreak-

ció jön létre. A neutronok lefékeződéséhez szükséges uthozsz az alacsonyabb rendszámú elemekkel való ütközéskor a legrövidebb. A legjobb fékező közeg tehát a hidrogén és a hidrogén-dús anyagok. Hidrogén-dús anyagban termikus neutron sűrűség a preparátum közelében a legnagyobb, a befogási gamma sugárzás intenzitása a GM csőnél tehát minimális. A szenek mint hidrogénben legdúsabb anyagok az agyagszinthez képest negatív neutron-gamma anomáliát mutathatnak.

Makarov barnakőszén területen neutron szelvényezéshez 3 C erősségű forrást ajánl, szondahosszra optimális méretként 40 cm-t. Kísérleteink azt bizonyítják, hogy a hazai barnakőszén és lignit előfordulásoknál legmegfelelőbb szondahossz 55 cm, amely közel áll a Plewa által javasolt 60 cm-es mérethez. Ilyen szondaméret mellett a telepek maximális anomáliát adnak és a rétegsor többi tagja is jól elkülöníthető. A vontatási sebesség méréseinknél 3 m/min., az időállandó értéke 12 sec, amely Makarov által javasoltakkal egyezésben van. A neutron-gamma módszernél a kutatás sugara a gamma-gamma szelvényezéshez viszonyítva nagyobb, Barszukov adatai alapján 30-35 cm, az átmérő változásra a neutron-gamma módszer a GGM-hez viszonyítva kevésbé érzékeny. Polyamatban lévő kísérleteink azt mutatják, hogy 10 cm-es átmérő növekedés esetén a beérkező impulzusok száma megközelítően 35 %-os változást szenved.

Eddigi méréseinkkel csupán a telepek helyét és vastagságát határoztuk meg. A szén minőségi paraméterei, mint pl. hamutartalom, nedvességtartalom, stb. és a rádióaktív szelvények közti összefüggés vizsgálata kísérleti stádiumban vannak.

A következőkben ismertetünk néhányat kőszénelőfordulásokon végzett kutatásainkból.

A Pécs-komlói feketekőszén terület tektonikailag erősen zavart felépítésű, az alsó liász kőszén az alsó kréta vulkánosság sokhelyen elroncsolta. A szén minősége változó. A telepek kísérő kőzetek agyagpalák, homokos agyagpalák és palás homokkővek. A természetes gamma szelvényen a szén nem ad jellegzetes indikációt. A gamma-gamma szelvényezést 300 mC Co<sup>60</sup>-nal végeztük, szondahossz 81 cm, időállandó 12 sec, vontatás 3 m/min. A kísérő kőzetek térfogatsulya ezen a területen a magminták elemzési adatai alapján 2-2,5 gr/cm<sup>3</sup>, ezzel szemben a szén térfogatsulya 1,3-1,5 gr/cm<sup>3</sup> nagyságu. A gamma-gamma szelvényen a szenek a kísérő kőzetek szintjéhez viszonyítva maximum értéket adnak. Ugyancsak maximummal jelentkeznek a kavernák is. Az üresedés adta anomáliák kiszűrhetők, mivel általában a lazább kismennyiségű rétegek jajlamosak a kavernásodásra, az ellenállás szelvényeken ezek alacsony értékkel jelentkeznek. A lyukbőség diagram és az ellenállás szelvény

segítségével a kavernákból eredő maximumok kijelölhetők. Vannak esetek amikor a szén maga is kavernásodik. Ez megnehezíti ugyan a kiértékelést, de az összes többi mérési adat: ellenállás mérések esetleg oldalfal mintavétel segítségével a probléma megoldható. Neutron-gamma szelvényezést ezen a területen még kis számban végeztünk. A bemutatott görbéket  $2,2 \text{ C Po-Be}$  neutron forrással készítettük, a szondahossz időálló, vontatási sebesség gamma-gamma szelvényezésnél alkalmazottakkal megegyezik. Az agyagpalák szintjénél a szenek alacsonyabb értékekkel jelentkeznek.

A rádióaktív mérési eljárások legeredményesebbnek a lignit és barnakőszén kutatásokban bizonyultak. A kapott indikációk a lignit és barnakőszénkutató furásokban hasonlóak, ezért a következőkben együttesen tárgyaljuk. A lignitkutató furásokban a telepeket kizárólag rádióaktív szelvényezések adatai alapján jelöljük ki. A bemutatott szelvények a halmajugra-visontai területről származnak. A felső pannon kori lignit ágyazó kőzete laza homok és homokos agyag. A szokásos elektromos mérésekkel a telepek helye nem jelölhető ki, mivel a lignit ellenállása az agyagéval közel azonos értékű, azonkívül a vizes homokos szelvények miatt a furások nem állékonyak, csővezésre szorulnak, így a méréseket is csővezett furásokban kell elvégeznünk.

A természetes gammaszelvényen a lignit erős inaktivitást mutat. A gamma-gamma szelvényen a telepek a kísérő kőzetek szintjéből maximum értékkel emelkednek ki a sűrűség különbségnek megfelelően. A neutron-gamma görbén a lignit az agyagok szintjéhez viszonyítva erős negatív anomáliát mutat. Jól tagolja a szelvény a vizes homokokat is. A görbék a telepekben bekövetkező minőségi változásokat is tükrözik. A telepből vett minták részletes elemzési adatai nélkül pusztán a geológia lignites agyag, agyagos lignit, lignit elkülönítése alapján osztályozva a telepeket megfigyelhetjük az anomáliák élességének csökkentését az agyagtartalom növekedésével.

Összegezve az elmondottakat rádióaktív mérési eljárások a kőszénkutató furásokban eredményesen alkalmazhatók. Az ellenállás mérések adatait kiegészítik, önálló felhasználásukkal is pontosan kijelölhető a telepek helye és vastagsága. További vizsgálataink a szén minőségi paramétereinek meghatározását szolgálják.

Г. Чики:

## ДЕМЬЕНСКОЕ НЕФТЯНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

В связи с экскурсией в г. Эгер участников УП Международного симпозиума Общества венгерских геофизиков автор изложил историю нефтеразведочных работ района Демьен и их нефтегеологические результаты. В статье дается описание проведенных здесь исследований и характерных для района нефтегеологических условий.

G. Csiky

## ÜBER DAS ÖLFELD IN DEMJÉN

Im Rahmen des Ausflugs der Teilnehmer des VII. Internationalen Symposiums des Vereines Ungarischer Geophysiker nach Eger hat der Verfasser an Ort und Stelle über die Geschichte und Ergebnisse der Erdölerkundungsarbeiten am Demjéner Ölfeld Bericht erstattet. Der Aufsatz enthält eine erweiterte Wiedergabe des Berichtes.

## A DEMJÉNI KŐOLAJMEZŐ\*

/A kutatások és a kőolajföldtani viszonyok összefoglalása./

Csiky Gábor

Az Eger városától délre néhány km távolságra elterülő demjéni olajmező földrajzilag az Északi-Középhegység, földtanilag pedig az északi paleogén medence területére esik. Ez a medence magába foglalja a Nagyalföld északi peremi részét és az Északi-Középhegységet, továbbá a csehszlovák határon túli Dél-Szlovákia-i medencét is.

Néhány szót a paleogén medencéről mint földtani egységről, mely területünk földtani keretét képezi.

A paleogén medence aljzatát nagyrészt mezozoós-triász, továbbá karbon és perm kora üledékek képezik, helyenként pedig paleozoós me-

\* Ismertette a Magyar Geofizikusok Egyesülete VII. nemzetközi ankétjának egri kirándulásán, 1961. szept. 9.-én.

tamorfi palák. Ezeket helyenként vékony eocén takarja. Erre az oligocén tenger által lerakott vastag üledék-takaró települt, mely képződmény az egész paleogén medencének a jellegét és szénhidrogének szempontjából a jelentőségét adja meg.

A kiterjedt területet elborító oligocén tengerből csak a Bükk-hegység az Upponyi hegység és a Rudabánya-Szendrői-hegységek, továbbá a távoli Budapest környéki triász rögök álltak ki szigetekként. Az oligocénre kisebb vastagságban és terjedelemben miocén üledékek következtek, majd nagy területet takartak be a középső-miocén vulkanizmus termékei, lávák és tufák; így a Cserhát-hegység, a Mátra-hegység és a Bükk-alján, így a demjéni olajmező környékén is. A pliocén üledékek csak az Alföld peremi részén lévő lesüllyedt területeket takarják.

A paleogén medencét a hajlított-töréses tektonika jellemzi, de a törések uralkodnak. A kiemelkedő mezozoós triász és paleozoós rögöket a harmadkori képződmények boltozat szerűen takarják, tehát rögboltozatokat képeznek. Két fő szerkezet kialakító tektonikai irány uralkodik a csapásmenti ÉK-DNy-i és a rá merőleges ÉNy-DK-i. A létrejött szerkezeti formák kőolaj és földgáz telepek kialakulására alkalmas csapdákat képeztek.

A medencében a felszíni kőolaj és földgáz nyomok és szivárgások régóta ismeretesek és ezek ösztönözték a kutatás megindítására. A kutatásokat első ízben 1937-ben koronázta siker, amikor a bükkszéki kis olajmezőt fedezték fel. Ezután következett 1951-ben a mezőkeresztési, 1953-ban a demjén-nyugati, 1956-ban pedig a demjén-keleti mező felfedezése. Ezen kívül két kis földgáz mezőt is találtunk, 1954-ben Őrszentmiklóson és 1958-ban Fedémesen.

Ezek után vázlatosan ismertetem a demjéni kőolajkutatás történetét és annak kőolaj földtani eredményeit.

Demjén és Eger között levő miocén vulkáni tufa felszíni területen a földtani térképezés két felszíni oligocén foltot mutatott ki, ami azoknak szerkezetileg kiemelt helyzetére utalt. Az 1952-53 évben leányított mangánérc-kutató furások az oligocén rupéli rétegsorban kedvező olajnyomokat találtak. Az 1953 évi bükkaljai graviméteres mérések a demjéni oligocén folt területén gravitációs maximumot mutattak ki. Az 1953 és 1954 években végzett geokémiai kísérleti mérések több kedvezőnek vélt indikációt jeleztek.

Ezek után 1953 évben megkezdtük a terület megkutatását, mely két lépcsőben történt. 1953 és 1954-ben 16 szerkezetkutató sekélyfurást mélyítettünk le a hangácevölgyi oligocén folton és környékén. A szerkezetkutatás eredménye alapján 1954-55 évben 9 kismélységű kutatófü-

rást mélyítettünk, melyek közül több ipari mennyiségű kőolajat tárt fel. Így alakult ki a Demjén-Nyugat-i kis olajmező. 1959-ben folytatuk a mező körülhatárolását és ez évben a 42. sz. furással a körülhatárolás befejezést nyert. A mezőben számos termelő furás mélyíthető el.

A hangácsvölgyi oligocén folttól ÉK-re 1954-ben találtuk a másik foltot, melynek felderítésére a kutatást 1955 év végén kezdtük meg. Ez a kutatás vezetett a Demjén-Kelet-i olajmező felfedezésére és feltárására, melynek körülhatárolása még folyik. A Demjén-Kelet-i olajmezőben két rész különböztethető meg: a nyugati a magasabb szerkezeti helyzetű tetővidéki rész az agri, a keleti mélyebb helyzetű az andornaki mező rész.

A Demjén-Nyugat-i mezőben esidáig 42 kutató és termelő furást mélyítettünk le, melyeknek 65 %-a lett termelő kut. Az itteni kutatófurások mélysége 407-844 m között, a termelő furásoké pedig 257-380 m között van. A Demjén-Kelet-i olajmezőben eddig összesen 132 kutató és termelő furást mélyítettünk, melyeknek 73 %-a termelő kut. Az itteni kutatófurások mélysége a tetővidéki agri mezőrészen 438-700 m, a mélyebb andornaki részen 610-1043 m között van, a termelő furások mélysége pedig 321-550 m, ill. 620-700 m között.

A terület földtani viszonyait a furások alapján az alábbiak szerint foglaljuk össze.

A lemélyített kutatófurások miocén és oligocén, katti, rupéli és latorfi képződményeket harántoltak. Több furás elérte a felső-eocén mészkövet, egy furás a középső-eocént is átharántolta és néhány furás belefurt a középső-triász kora mészkőbe is. Oligocénnél idősebb képződményeket csak a Demjén-Nyugat-i furások tártak fel, a keleti mezőben mindössze két furás /DK.6. és DD.4./ érte el a felső-eocén mészkövet.

A terület legidősebb képződménye a középső-triász ladini mészkő, melyet a De.1. sz. furás 68 m vastagságban tárt fel. A triász felett diszkordánsan középső-eocén tarka agyag, majd homokos márga települt 35 m vastagságban. A felső-eocént lithothamniumos-nummuliteszesmészkő, továbbá globigerinás agyagmárga-márga képviseli 65 m vastagságban.

Az eocén feletti oligocén képződmények alsó részét a latorfi emelet jellegzetes halmaradványos foraminifera mentes ill. szegény agyag-agyagmárga rétegei képezik, melynek vastagsága 40-80 m között van. Ezt a Demjén-Kelet-i területen csak 2 furás érte el /DK. 6. és DK.7./.

A latorfi üledékek felett a középső-oligocén, rupéli emelet képződményeit találjuk, melyek a nyugati mezőben 300-700 m közötti vastagságokban jelennek meg, kelet felé azonban vastagodnak és a keleti mező andornaki mező-részén 1000 m körüli vastagságban tártuk fel /DK.87.

sz. furásban/ de még nem értük el a latorfi emeletet. A rupéli emelet képződményeit Majzon L. alapján 5 foraminifera szintre tagoljuk. Gyakorlati kőolajkutatói szempontból azonban két részre: a felső, "fedő agyagmárga" szinttájra /3/a/ mely agyagmárgából áll  $MnCO_3$ -os agyagmárga csikkokkal, vulkáni tufa-tufit betelepülésekkel és az alsó, homokköves agyagmárga szinttájra a "demjéni" /3/b/ szintre, mely agyagmárgából áll, változó vastagságú homokkő betelepülésekkel.

A felső oligocén, katti emelet jelenléte kérdéses, csak a terület északi részén lévő 16. sz. furásban volt biztosan kimutatható. Ezen kívül a terület déli részén felszíni katti foltok találhatóak.

Az oligocén képződményeket a miocén, főleg vulkáni képződmények igen változó, 0-320 m közti vastagságban takarják, így azok helyenként a felszínre bukannak a vulkáni takaró alól. A miocén összlet alsó részét vékony, maximum 10 m vastagságot kitevő burdigálai szárazföldi homokos, kavicsos tarka agyag képezi. Erre települ a horzsaköves, helyenként kovás, bentonitos riolittufa, melyet az alsó riolittufa szintbe soroljuk.

A rupéli fedő agyagmárga és a homokköves agyagmárga csoport közötti határt az első kőolajtároló homokkő réteg, ugyancsak az elektromos karottáza szelvény meglehetősen élesen jelzi és ez mint biztos réteghatár jó azonosítási szintet adott a szerkezetnyomozáshoz. A demjéni produktív szint homokkő rétegei finom-középszeműek, a felső részükön lazák, agyagos kötésűek, lefelé mindinkább meszes kötésűek és kemények. Porozitásuk átlagban 25 %, permeabilitásuk 40-120 milidarcy, vastagságuk néhány mm és 2 m között változik.

A demjéni szerkezet a Bükk-hegység mezozoós-paleozoós tömegének lezökkent, de viszonylag kiemelt helyzetű sasbérce, az oldalán röglépcsőkkel. Az eocén, majd az oligocén tenger üledékeivel befedett triász sasbérce az oligocén végén a szávai orogén fázisban kiemelkedett és az oligocén képződményeket enyhén meghajlította. Az oligocén végi regresszió után kiemelt oligocén rétegek egy része lepusztult. A miocén stájer hegység-képződés és ezzel kapcsolatos vulkáni működés alakította ki a terület végső összetört szerkezeti képét.

A demjéni szerkezet összetört boltozat, melyet északi részén az ÉK-DNy irányú csapásmenti, demjéni nagy törésvonal harántolja és számos kisebb haránt és hosszanti vető tagolja. Ezek a vetők a szerkezetet számos boltozatrög darabra, tömbre és az északi nagyvető mentén lesüllyedt északi szárnyra tagolják. A szerkezet nyugati szárnya és tetővidéke a Demjén-Nyugat-i mező, a keleti nagyobbik hosszán elnyúlt szárnya pedig a Demjén-Kelet-i mező, ahol amint már említettük két meőrész különböztethető meg.

A demjéni kőolaj előfordulás szerkezeti formája tehát boltozat-rög, a kőolaj pedig vetődéses csapdákban, továbbá kiékelődő homokkő rétegekben, lencsékben, tehát litológiai csapdákban halmozódott fel. Így mind a szerkezeti, mind az olajtírolási viszonyok kinyomozása elég nehéz problémát jelentett.

A kőolaj a fedő agyagmárga csoport tufa-tufit betelepüléseiben és a homokköves agyagmárga csoport homokkő rétegeiben halmozódott fel. A felső előfordulás nem számottevő. Az ipari jelentőségű kőolaj a homokköves agyagmárga, a demjéni szint felső része homokkő rétegeiben mint produktív szintben halmozódott fel. Ebben több homokköves réteg-csoportot különítettünk el és az A,B,C, betűivel jelöltük meg. A záró réteg szerepét a rupéli fedő agyagmárga töltötte be.

A demjéni olajmező teljes hossza a továbbfejlesztő kutatás jelenlegi állása szerint 6,2 km. Szélessége változó, a nyugati mezőben 900 m, a keleti mező tetővidéki részén 600-800 m széles, az andornaki részén pedig 400-500 m között van. Kiterjedése közel 3 km<sup>2</sup>.

A demjéni kőolaj anyaköze az alsó-oligocén, latorfi halmaradványos, foraminifera-meddő agyag-agyagmárga, mely képződmény a demjéni nagy törésvonaltól délre elterülő u.n. tardi medencében a demjéninél jóval nagyobb vastagságban van kifejlődve. Valószínű, hogy a kőolaj innen vándorolt É-i ill. ÉNy-i irányban a demjéni területre, ahol a nagy vető zóna a rupéli homokkő rétegeket lezárta és ezekben a kőolajat felhalmozódásra készítette.

A kutak termelési viszonyait illetően, a nyugati mezőben gravitációs rendszerrel termelnek és mind szivattyús kutak vannak. A keleti mezőben a gravitációs rendszerű termelés mellett már az oldottgázos és víznyomásos rendszernek nagy szerepe van, főleg az andornaki mező részén. A kutak szivattyúval termelnek, de több felszálló kutunk is van. A nyugati mező kutjainak elsődleges hozama alacsony, de a tapasztalás szerint rétegrepesztéssel növelhető. A keleti mezőnek főleg az andornaki részen levő kutaknak a hozama jóval magasabb.

Eltérő a két kőolaj jellege. A nyugati mezőben a kőolaj jellege paraffin, fajsúlya nagyobb, 0,860.- 0,880, összes benzin-tartalom alacsony 4-8 %, dermedéspont magasabb 10-20 fok között. A keleti mezőben a kőolaj jelleg intermedier, a fajsúly kisebb 0,830-0,850, az összes benzintartalom magas 25-35 %, a dermedéspont pedig valamivel alacsonyabb 0-10 fok között. A Demjén-Kelet-i mező gázának 97 %-a éghető. A GOV ezen a területen 30-100 között váltakozik.

A Demjén-Nyugat-i mező körül van határolva és a termelő furásokkal való felfurásra elő van készítve. A keleti mező andornaki részének körülhatárolása folyik. A kutatás jelenlegi állása szerint számos termelő furás mélyíthető le ezen a részen és ez a munkálat folyamatban is van.



Az olajmező környékén további kutatásokat végzünk, melyek újabb kilátásokat tárnak eléink. A mezőtől délre elterülő kerecsendi és maklári területen szerkezetileg mélyebb helyzetű röglépcsőkben szénhidrogén felhalmozódásra alkalmas csapdákat tétélezünk fel.

Befejezésül megjegyezzük, hogy a demjéni olajmező nem nagy előfordulás, de mondhatni jelenleg az ország keleti részének legmegbízhatóbb mezője, mert tudjuk a romániai példákából, hogy az oligocén olajtelepek kutjai bár nem nagy hozamuak, de igen hosszú életűek.

#### IRODALOM

- 1./ Csiky G.: A szerkezetkutató furások gyakorlati jelentősége a kőolajkutatás szempontjából.  
/Kézirat./ Pályamű. Bányászati Egyesület 1957.
- 2./ Csiky G.: A sekélyfurási kutatások földtani jelentései.  
Vállalati jelentések 1949-1960.
- 3./ Csiky G.: Az Észak-Magyarország-i szénhidrogén kutatások kőolaj-földtani eredményei.  
Földtani Közlöny 1961. 2. f.
- 4./ Csiky G. - Czimbora L.: Beszámoló a demjéni területen végzett kutatásokról.  
Vállalati jelentés 1955.
- 5./ Kertai Gy.: A magyarországi medencék és a kőolajtelepek szerkezete a kőolajkutatás eredményei alapján.  
Földtani Közlöny 1957. 4.f.
- 6./ Körössy L.: Kőolaj és földgáz kutatások Magyarországnak a Dunától K-re fekvő területein. A kőolajkutatás és feltárás módszerei Magyarországon. 1957.
- 7./ Majzon L.: Kőolajfurásaink újabb rétegtani eredményei.  
Földtani Közlöny 1956. 1.f.
- 8./ Majzon L.: A magyarországi oligocén mikropaleontológiai rétegtana.  
/Kézirat/ 1957. Akadémiai doktori értekezés.
- 9./ Vadász E.: Magyarország földtana 1960.

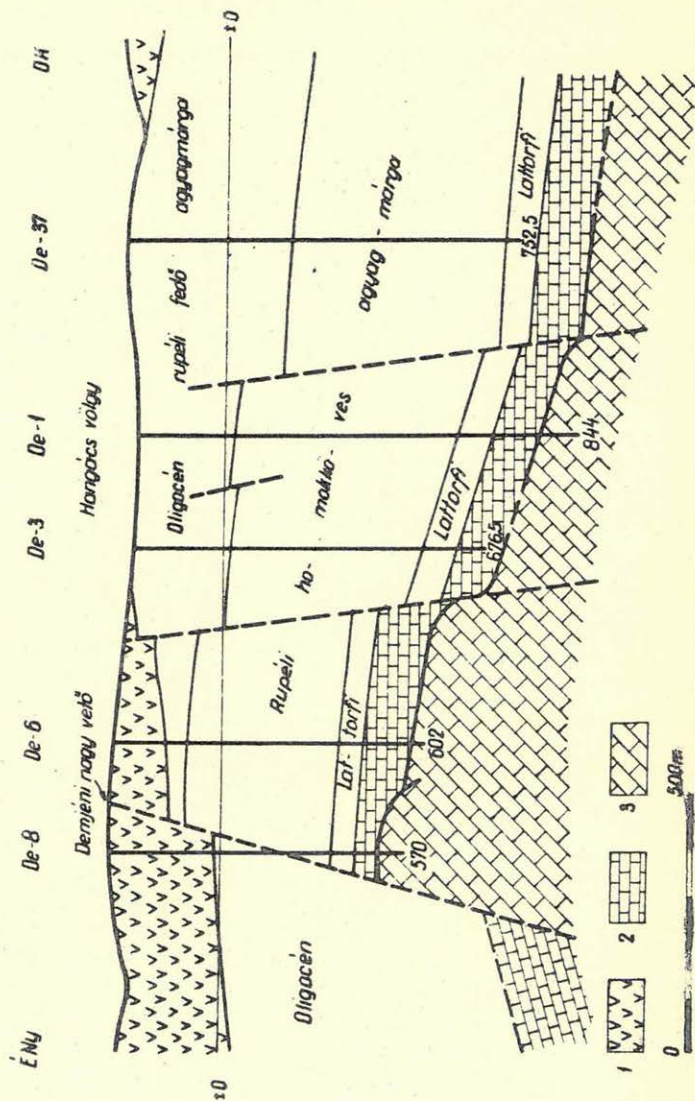


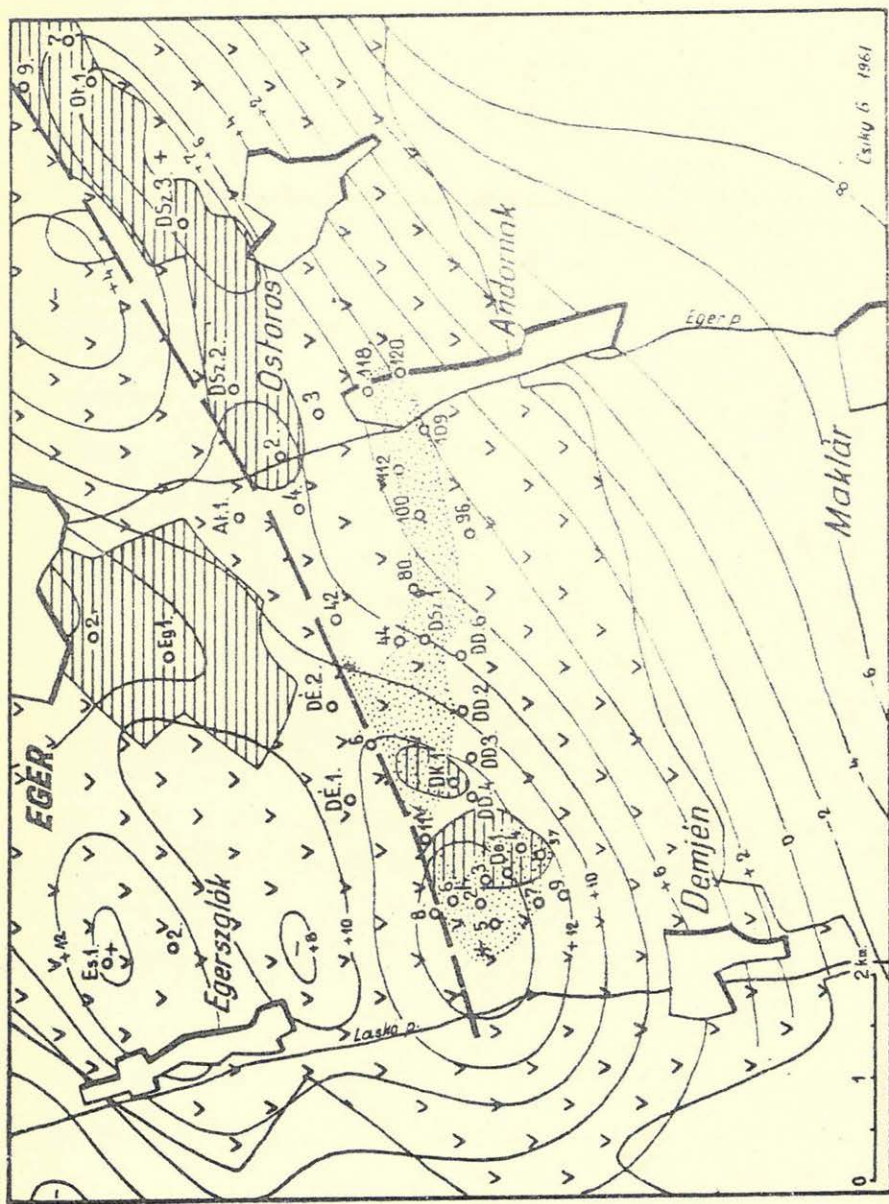
# FÖLDTANI SZELVÉNY A DEMJENI OLAJMEZŐN KERESZTÜL.

Szerkesztette: dr. Csiky Gábor

1981

## Demjén - Nyugat





A demjéni kőolajmező és környékének vízjelző-geológiai-geofizikai térképe

A Magyar Geofizikusok Egyesülete VII. Symposiumán a közltekén kívül a következő előadások hangzottak el:

На УП международном симпозиуме Общества венгерских геофизиков, кроме изложенных выше, были прочитаны следующие доклады:

Am VII Internationalen Symposium des Vereins Ungarischer Geophysiker wurden - ausser den hier abgedruckten - die folgenden Vorträge gehalten:

Bese Vilmos: Ünnepi megnyitó

E. Bein: Neue Erkenntnisse über Verlauf und Struktur der mitteldeutschen Hauptlinie

G. Fanselau - W. Mundt: Die Bedeutung der Rotationsachse der Erde für die Konfiguration des geomagnetischen Innenfeldes

V. Fritsch: Die geoelektrische Untersuchung im Bereiche des Neusiedlersees

G. Genschel: Die Beurteilung der Einwirkung mechanischer Schwingungen auf den Menschen und auf Gebäude

Haáz István: A Föld alakjának ekvatori és poláris aszimmetriája

Haáz István: Magyarország áttekintő földmágneses térképe

И. Ямзорик: Гравиметрические исследования в области Предгорья Центральных Карпат в 1959-1960 годах.

Kunetz Géza: Filmbemutató a szaharai szeizmikus mérésekről

Lakatos Sándor: Laza képződmények karottázs problémái

Posgay Károly: Magyarország mágneses térképezése és annak értelmezése

Rádlér Béla: Területek osztályozása geofizikai paraméterek szerint

I. Regensburger: Effekte von Bodenschwingungen hervorgerufen durch Gross-Sprengungen

T. Richter: Geophysikalische Komplex-Untersuchung von silikatischen Nikkelerzen im Sächsischen Granulitgebirge

Scheffer Viktor: A Kárpát-medencék néhány regionális geofizikai problémájáról

Stegena Lajos: Az "Atlantisz-probléma" geofizikai adatok tükrében

Szilárd József: Gravitációs mérések a Cserhátban és azok értelmezése

B. Thiele: Seismoakustik

- H. Thieme: Tellurische Vermessung einer hochohmigen Antiklinalstruktur mit neuentwickelten Tellurikapparaturen
- W. Ullmann - R. Maaz: Bemerkungen zu dem Beitrag "Zur Ortung seismischer Herde in Bergbaugebieten" von Tarczy-Hornoch
- H. Wiese: Geomagnetische Tiefentellurik
- L. Wüstner: Untersuchung von Auslaugungen im Zechstein des Werragebietes mit seismischen Verfahren
- D. Zidarov: Une nouvelle possibilité pour la solution du problème gravimétrique et magnétique inverse



# Tudományos figyelő

A 25 ÉVES MAGYAR KŐOLAJBÁNYÁSZAT

Scheffer Viktor

Ez évben van 25 esztendeje annak, hogy a Budafapuszta-i mélyfurásokkal megindult a gazdaságilag jelentős magyar kőolajbányászat.

A negyedszázados évfordulóra már több mint egymillió tonnára emelkedett az évi magyar kőolajtermelés és sokmilliárd köbméter földalatti gázkészlet várja a népgazdaság felvirágoztatása érdekében való mielőbbi, racionális felhasználását.

Ez perspektivikus bázisa a magyar vegyiparnak a műanyag, műtrágya gyártás szempontjából; az ország legszegényebb talaju vidékének bőséges műtrágyázási lehetőségével és olcsó fűtőanyag ellátásával pedig megváltoztatja az Alföldnek a multból ismert arculatát.

Amíg azonban eljutottunk ideig, egy emberöltőnyi küzdelmes és munkás magyar geofizikai korszaknak kellett eltelnie. Ennek határköveit és a kőolajkutatás fejlődésével és eredményeivel együtt bekövetkezett legfontosabb eseményeit a következőkben foglaljuk össze.

A magyar geofizikai kutatás hőskorának az Eötvös Loránd torziós-ingájával hazánkban az 1900-as évek elejétől végzett terepi méréseket tekinthetjük. Eötvös Loránd érdeme nem csupán a torziósinga feltalálása, elméletének kidolgozása és a műszer megalkotása, hanem az is, hogy szabatos eljárást dolgozott ki módszerének terepen való alkalmazására, a szükséges korrekciós eljárásokra és az eredmények kiértékelésére is. Elsőnek látta meg a különféle geofizikai módszerek együttes alkalmazásának szükségességét a geofizikai kutatásokban.

Gyakorlati célú kutatásai első fejezetének az 1915-1916-ban végzett Egbeil környéki mérést tekinthetjük, melyet a Nagyalföldi tudományos jellegű mérések előztek meg és követtek.

A hazai geofizikai kutatások során fordulópontot jelentett az 1933-ban megindított Dunántul-i szénhidrogénkutatás. Ezek gerincét elsősorban a MAORT elődjének saját geofizikus gárdája által végzett torziós-inga mérések jelentették.

Földmágneses, szeizmikus és egyéb mérések 1934-től szintén alkalmazásra kerültek, ezeket azonban a kutatás első éveiben mint a torziósinga mérések eredményeit ellenőrző módszereknek tekintették.

A Dunántul-i kutatások kezdete nemcsak az erősebb iramu, intenzivebb geofizikai felvételezést jelentette, hanem a magyar szénhidrogénkutatás során először mozgatott meg korszerű, nagyobb fűtő-apparátust, amely lehetővé tette a geofizikai eredmények által jelzett földtani szerkezetek furásokkal való kutatását rövid idővel e mérések eredményeinek feldolgozása után.

Az elért gyakorlati sikerek visszahatottak magára a hazai geofizika fejlődésére is, amelynek főbb állomásait a következőkben vázoljuk.

1937-ben került Magyarországra az első korszerű graviméter. Ez évtől kezdődően folynak a hazai szénhidrogénkutatásokban graviméteres mérések, amelyek új szakaszt nyitottak meg kutatástörténetünkben. A graviméterek alkalmazásával lehetővé vált számunkra a domboz, a torziósinga szempontjából rosez terek megfelelő pontosságú gyors felmérése is.



A magyar szénhidrogénkutató geofizika első időszaka legfontosabb gyakorlati eredményeinek a Nagylengyel, Budafapuszta, Lovászi, Ujfalu, Hahót, Hahót-Ederics, Inke-i szénhidrogéntelepek és a Mihályi, Répcelak-i szénsavtelepek felfedezését tekinthetjük.

A második világháborút közvetlenül megelőző időszakban, a MANÁT megalakulása után kezdődött az Alföld geofizikai kutatása magyar torziósinga-csoportok, német Thyssen-graviméteres, valamint szeizmikus részlegek munkájának felhasználásával.

E munkálatok sok értékes földtani ismeretet szereztek számunkra, melyeket későbbi kutatásaink során jól tudunk felhasználni, azonban gazdaságilag értékes szénhidrogéntelepeket nem sikerült feltárniok.

A második világháború végén ugyszólván teljesen leállt a geofizikai tevékenység és ebben csak felszabadulásunk hozott fordulópontot és gyökeres változást, amikor Magyarországon nagymértékben fejlődésnek indult a geofizika.

1947-ben saját kezelésbe vettük az olajipari mélyfurási geofizikát, amely addig mint egy külföldi cég hazai kirendeltsége végezte e munkálatokat.

1950-ben automatikus karottázs berendezést vásároltunk és a szocialista államokban először vezettük be üzemszerűleg az automatikus lyukszelvényezést.

A MASZOLAJ Geofizikai Vállalat megalakulása erősen felfejlesztette a hazai geofizikai tevékenységet, amelyhez ugy a karottázs, mint a szeizmikus mérésekhez a Szovjetunióból kaptuk a szükséges műszerfelszerelést és megfelelő geofizikus szakemberek segítségét is.

A viszonylag legerősebb mértékű fejlődés az olajiparban történt.

1952-ben alakult meg olajipari szeizmikánk, amely az idén ünnepli sikeres fennállásának 10. évfordulóját. A hazai szénhidrogénkutatások utóbbi években elért döntő sikerei: a Hajduszoboszló, Pusztaföldvár, Görgeteg-Babocsa, Heresznye, Vizvár, Tatárülés és Tarany-i jelentősebb szénhidrogéntelepek és a Rákócifalva, Püspökkladány-i szénsav telepek felfedezése a geofizikai eredményeknek elsősorban a szeizmikára támaszkodó komplex értelmezéséhez fűződnek.

A szénhidrogénkutató céljaira ezideig több mint 120 000 gravitációs állomást, 62 000 földmágneses mérést, kb. 4 000 km tellurikus mérést és több mint 20 000 km szeizmikus mérést végeztünk.

Reméljük, hogy a magyar geofizika következő 25 éve méltó folytatása lesz az első negyedszázadnak.

# KÖNYV- ÉS LAPSZEMLE

ÜBER UNREGELMÄSSIGKEITEN DER AUSSEREN BEGRENZUNG DES ERDKERNES  
AUF GRUND VON AM ERDKERN REFLEKTIERTEN ERDBEBENWELLEN /Gerl.Beitr.  
Geoph. 69 /1960/, 150-174/.

A. Vogel dolgozatában a külső földmag határának mélység-anomáliát vizsgálja földrengési hullámok visszaverődése alapján. A dolgot értékes eredményeket tartalmaz a Föld belső szerkezetével kapcsolatban, ezért érdemes röviden ismertetni fontosabb eredményeit.

A szerző legérdekesebb megállapítása, hogy a H. Jeffreys által 2898 + 4 km-ben megadott maghatar-mélység, vagyis a Gutenberg-Wiechert féle határfelület nem definiálható ilyen élesen és ez az érték csak átlagértéknek tekinthető. A különböző helyeken felvett szeizmogramok kiértékelése alapján megállapítható ui., hogy ebben az adatban a földgömb különböző pontjaiban a mérések feltételezhető hibaforrásán tulmenő rendszeres eltéréseket lehet találni. Az egyes mérések 2700 km-től 3100 km-ig terjedő mélységértékeket adnak.

Habár a mérési eredmények szórása nem engedi meg határozott mélységtérképek szerkesztését, mégis megállapítható, hogy az Észak-Csendes-óceán, Dél-Alaszka és Nyugat-Kanada területén egy 2860 km-es átlagértékű negatív anomália terül el, míg Kelet-Kanada, az Egyesült Államok és Közép-Amerika alatt a Gutenberg-Wiechert réteg 2950 km mélységben fekszik /pozitív anomália/. A Kelet-Atlanti-óceán, Észak-és Nyugat-Európa és Északnyugat-Afrika alatt a réteg átlagosan 2845 km, Kelet-Európa, Kis-Ázsia, Északkelet-Afrika alatt pedig 2970 km mélységű. Előindia, Hátsóindia és Nyugat-Indonézia területén ez a mélység 2980 km, Ujzéland, Észak-Ausztrália, az Észak-Indiai-óceán, a Fülöp-szigetek és Japán környékén pedig normális.

A mélységek esetleges változásának vizsgálata céljából a szerző a magmélységet az 1930-36 közötti földrengések megfigyelései alapján is vizsgálta. Érdekes eredménye, hogy egyes helyeken ez a mélység azóta lényegesen megváltozott. Így Észak-Amerika területén a mostani pozitív anomáliával szemben a 30-as években negatív anomáliákat találunk. Ez a megállapítás vagy a mérési hibák jelentőségét hangsúlyozza, vagy pedig arra mutat, hogy a Föld mélyében a geológiai korokhoz képest rövid idő alatt jelentős változások mehetnek végbe.

A szerző összehasonlítja eredményeit a mágneses évszázados változásból nyert és Vestine által feltételezett áramok térképével és a két kép között szoros korrelációt talál. A szerző az eredmények taglalásakor összehangot igyekszik létesíteni a saját eredményei és a mágneses évszázados változás vizsgálataiból következő magma-áramlás elmélete között. Ismerteti a különböző jelentősebb új évszázados-változás-elméleteket Vestine, Munk, Revelle, Runcorn és mások nyomán. A magban végbemenő anyagáramlások nyilván megváltoztatják Földünk forgássebességét és ebből származik a mágneses évszázados változás és a forgássebesség-ingadozása közötti hasonlóság. Ha a magmaáramlás kifelé

irányul, akkor a mag határa emelkedik, ha pedig befelé irányul, akkor a maghatár süllyed.

A továbbiakban a szerző feltételezi, hogy a külső maghatáron fellépő erős sűrűség-ugrás miatt a mélységviszonyok a gravitációs képből is tükröződnek. Valóban, az északi félteke geoid-képe és a szerző által vázolt mélység-kép között erős negatív korreláció állapítható meg.

Ha a magmélység, a mágneses évszázados változás és a gravitációs kép között összefüggés található, akkor nyilvánvalóan fel kell tennünk, hogy a gravitációs tér is évszázados változású. Ezt a változást azonban a szerző szerint csak kellő hosszú időközre lehetne kimutatni.

A. Vogel dolgozatát kritikai vizsgálat alá vette O. Lucke /Bemerkungen zur Dissertation von A. Vogel, Zeitschrift für Geophysik H.1. 1960. S.50-56./. Szerinte, a feltételezett maghatár-ingadozás túlságosan nagy és többek között egyszerű számítással kimutatja, hogy  $4 \text{ gr/cm}^3$  sűrűség-ugrás a maghatáron a feltételezett maghatár-ingadozás esetén egy nagyságrenddel nagyobb gravitációs anomáliákat okozna a megfigyelteknél.

Az ellentmondás feloldására javasolja annak a feltételezését, hogy a mag felületén kiemelkedések és horpadások vannak és ezek a Vogel-félekhez hasonló mélységanomáliákat okozhatnak. Lehetséges, hogy ezeknek a felboltozódásoknak és besüllyedéseknek geográfiai eloszlása kapcsolatban van a mágneses maradéktérrel és a geoid alakkal.

A. Vogel a válaszában /Laufzeitanomalien von am äusseren Erdkern reflektierten Erdbenenwellen und deren Korrelation von Schwerkraft und Nicht-Dipol-Magnetfeld der Erde, Zeitschrift für Geophysik H.6. 1960./ kifejti, hogy a kvantitatív korrelációt esetleg kvantitatív egyezéssé lehetne fejleszteni, ha feltételezzük, hogy a felfelé és lefelé irányuló magmaáramlások nemcsak a maghatár mélységét változtatják meg, hanem nyomásváltozásokkal a földrengési hullámok terjedési sebességét is befolyásolják. Ha a mélységanomáliákat részben ennek a sebességváltozásnak tulajdonítjuk, akkor közelebb kerülhetünk a gravitációs anomáliákból számított lehetséges 5 km-es mag-mélység-ingadozásokhoz. A - 5 km ingadozást azonban szeizmológiai mérési anyagból nem lehet kimutatni, mert a rengésfészkek adatok már magukban is nagyobb hibát tartalmaznak.

Igen érdekes a dolgozat eredményeinek összevetése a nálunk kialakult elképzelésekkel. A. Vogel ui. a külső maghatár mélységének anomáliáját állapítja meg és ezzel nyilvánvalóan feltételezi a köpeny anyagának bizonyos méretű inhomogenitását. A legújabb vizsgálatokból valószínűnek látszik, hogy ez elég nagy terfogatban jelentkező ezrelék nagyságrendű eltolódással jár. Így a kéreg csekély mértékű inhomogenitása a maximális nyomáspontot lényegesen elmozdítja a gömb geometriai középpontjától. A belső mag a mágneses mérések szerint a Föld geometriai középpontjától excentrikusan, 3-400 km-re fekszik. Kialakulása valószínűleg kapcsolatban van a maximális nyomáspont helyzetével.

Az excentrikus, környezeténél nagyobb sűrűségű belső magra a naprendszerben keringő hatalmas tömegek ár-apály-keltő erőhöz hasonló gravitációs hatást gyakorolnak. Ez az oka a magban feltételezett áramlásoknak, a mágneses évszázados változás nyugati irányú menetének és az észlelt földforgássebesség-változásnak, sarkmagasság- és tengerszint-ingadozásnak. A belső mag excentricitása deformálja a Föld alakját és mozgása állandóan változtatja a Föld-alakot és gravitációs évszázados változást okoz.

Az elgondoláshoz nem szükséges feltételezni 50 km-es horpadásokat és kiemelkedéseket a mag-felszínen, hiszen az elmélethez szükséges ezrelék nagyságrendű sűrűség-különbség a köpenyben a Gutenberg-Wiechert felület mélységében csak néhány km változást okozna.

A. Vogel dolgozatában közölt térképek szerint a kontinenseken az anomáliák általában pozitívek. Ez arra mutat, hogy a kontinensek területén a föld-anagy a köpenyben is valamivel kisebb sűrűségű, mint

az óceánok területén. Ez a jelenség a földmag-excentricitás elgondolást alátámasztja. Sajnos, a Nyugat-Csendes-óceáni területeken, a Hátsóindiai szigetvilág területén, Ausztráliától északra az anomáliák még pozitívek. A Csendes-óceán területének legnagyobb részéről azonban mérési adatok nincsenek. Így az óceánok területén levő negatív mélység-anomáliák kérdése nyitott marad.

Összefoglalóan megállapíthatjuk, hogy a Magyarországon kialakult elgondolás a tárgyalt cikkel hasonló nyomon halad, de a hatókokot mélyebbre helyezi és megadja az egész jelenségcsoport lehetséges energia-alapjait és fizikai okát.

Barta György

J. J. GILVARRY: AZ ÓCEÁNI MEDENCÉK ÉS A KONTINENSEK KELETKEZÉSE  
Nature Vo. 190. No. 4781. 1961. Jun. 17, 1048-1053.

Szerző röviddel ezelőtt a holdtengerek eredetére állított fel elméletet meteorbecsapódásos robbanások alapulvételével. Ezt az elméletet most a földi óceánok és kontinensek keletkezésének magyarázatára alkalmazza, ügyelve elsősorban arra, hogy a Mohorovicic-felület óceánok és szárazföldök alatti különböző elhelyezkedésének jól ismert és általánosan elfogadott ténye beleilleszkedjék az elmélet felépítésébe. Tekintettel arra, hogy E. R. Harrison is közölt nemrégén hasonló elgondolást, szerző részletesen kitér a két elmélet közötti különbségekre.

A dolgozat okfejtésének alapvető része az óceánok ősi méreteinek számítással való rekonstruálása és az ősi-óceánok adatainak a holdtengerek, kráterek, valamint a földi meteorbeütéses kráterek és vízrétben végbemenő robbanási tölcésérek számadataival való korrelálása. Szerző véleménye szerint a földi hidroszféra jelenléte a medencék keletkezésekor lényeges momentum az ősi-óceánok méreteinek becslésénél.

A nagy óceáni medencéket /Pacific, Atlantic/ a szerző két részből állónak fogja fel és így öt nagy medence-egységet tárgyal: É- és D-Pacific, É- és D-Atlantic és az Indiai-óceán; ezek azután nagyjából és durván "köralakúak"-nak foghatók fel, tehát terjedelmük u. n. "equivalens" átmérővel jellemezhető. További jellemző adatként szerepel még a mélység, a feltételezett "kráterek" szegélymagassága és szélessége is. Ezeknek az ősi-óceánoknál eredetileg fellépő értékeit a maiakból az izosztatikus folyamatok és az eroziós hatások figyelembevételével számítja ki a szerző /figyelembevételével a legújabb adatanyagot a Mohorovicic felület elhelyezkedésére, a kéregalkotó kőzetek sűrűségére és a szedimentációra vonatkozóan/. Az így nyert adatoknak a holdtengeri adatokkal való korrelálása valószínűleg teszi, hogy a keletkezési folyamat minikét esetben hasonló lehetett.

Az így valószínűsített keletkezési feltevésre alapozva nehézség nélkül magyarázatot nyernek az ismert kéregszerkezeti sajátosságok /Wegener-féle szabály, kontinensméretek stb./. Alátámasztást nyer az elmélet azzal is, hogy az utóbbi években a földfelszínen egyre több meteorbeütéses krátermaradványt fedeznek fel, ami arra mutat, hogy az eredeti földfelszín a holdéval jelentékeny hasonlóságot mutathatott és a mai állapot már az erozió hatására jött létre s így az eredeti jelleg elmosódott.

Tóth Géza

DAS FISCHER LEXIKON, 20, Geophysik, 376. oldal, 104. ábra. Szerkesztő: J. Bartels, kiadó: Fischer Bücherei Frankfurt a. M. 1960. Ára 3,30 DM.

A kis nyolcadrét alakú, hajlékony papírkötésű, igen tetszetős kiállítású "zseblexikon" egy nagyobb sorozatnak, a Fischer Bücherei által kiadott "Enzyklopädie des Wissens"-nek huszadik kötete. Berende-

zését és anyagelrendezését tekintve nem sablonos lexikon, hanem a tárgykör egész területét felölelő, az egyes fő témákat összefoglaló cikkek sorozata. A cikkírók - akik között a geofizikai tudományok kiemelkedő képviselőit, Bartelst, Angenheistert, Ehmertet, K. Jungot, Fr. Loewét, Seilkopfort stb. találjuk - ügyeltek arra, hogy sok - gyakorlatilag lehetőleg minden előfordulható - tárgyszó szerepeljen a cikkek szövegében. Az egyes ilyen tárgyszavakat, melyeket a szöveg kurzív szedéssel emel ki, a kötet végén regisztrálva is összefoglalták úgy, hogy könnyen megtalálhatók az egyes cikkekben.

A geofizikának a könyvben alkalmazott fogalma a lehető legátfogóbb és megfelel annak a keretnek, amelyet a Geofizikai Év kutatásainak szervezésénél is irányadónak tartottak. Így a mű felöleli a szilárd föld fizikájával együtt a légköri fizikát és az oceanografiát is, szerepel benne a földrengéstan, az ionoszféra, kozmikus sugárzás, rakétakutatás, műholdak stb. ugyanúgy, mint az alkalmazott geofizika, vulkanológia, hidrológia, földmágnesség, geokémia és még sok más egymástól eléggé távol eső, de mégis a geofizika általános fogalmkörébe jól beleilleszkedő ismeretág. Az egyes cikkekre fordított terjedelem természetesen igyekszik a tárgykörnek az egész kereten belül megmutatkozó jelentőségéhez igazodni, de ebben a tekintetben nehéz általános érvényű normákat felállítani. Így itt-ott úgy tűnik, mintha egyes cikkeknél a szerző rokonszenve és beállítottsága is érvényesült volna a terjedelem megszabásánál, azonban ez a körülmény nem hátrányosan hat, hanem kedvezően, mert így egyes témákról mesterien kidolgozott, igazán áttekinthető és jellemző képet adó cikkek jöttek létre. Ilyen például Bartels cikke a statisztikai módszer szerepéről a geofizikai kutatásban és adatfeldolgozásban, Dietriché az oceáni cirkulációról, Angenheisteré az alkalmazott geofizika tárgyköréről és módszereiről és még sok más, mert hiszen egyik cikk jobb, mint a másik.

A kis könyvecske, amelyet számos, kitűnő és modern ábra egészít ki, igen élvezetes olvasmánynak is és nagyon alkalmas arra, hogy az érintett tudománykörről jó tájékoztatást nyújtson. A lexikon a Geofizikai Intézet könyvtárában az érdeklődők rendelkezésére áll.

# EGYESÜLETI HÍREK

Szecsődy Miklós

1881 - 1962.

1962. január 1-én elköltözött az elők sorából Szecsődy Miklós, az Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet nyug.tudományos munkatársa.

Szecsődy Miklós geodéta pályán indult el. Műegyetemi tanulmányai után évekig a háromszögelési szolgálatban dolgozott. Még ebben a minőségben 1908-tól kezdve Eötvös Loránd megbízásából, Oltay Károllyal együtt relativ ingaméréseket és csillagászati uton függővonalelhajlás meghatározásokat végzett, s ezen az uton már Eötvös geofizikai kutatásaival is kapcsolatba került. A terepi geofizikai munkálatokban először 1918-ban vett részt s ettől kezdve folyamatosan végzett geofizikai kutatásokat, főként Magyarországon, de külföldön Indiában és Iránban is. A geofizikai mérésekben a lehető legnagyobb pontosságra törekedett s ebben nagy segítségére volt kiváló gyakorlati érzéke. Munkájában igyekezett a kutató eljárásokat minél egyszerűbbé és gyakorlati felhasználásra alkalmassá tenni s ennek érdekében számos értékes újítást vezetett be. A műszerekkel mindig nagy gonddal és hozzáértéssel bánt és szükség esetén a felmerült hibákat gyorsan és szakszerűen megjavította. A laboratóriumban évtizedeken át foglalkozott az Eötvös-ingák beszabályozásával s tapasztalatait az Eötvös-inga továbbfejlesztésére, különösen a csillapodási idő megrövidítésére használta fel. Sokáig kísérletezett új típusú Eötvös-ingával s kutató pályájának végén sikerült egy gyors csillapodású és könnyen kezelhető műszert szerkeszteni. E műszer kísérleti példánya még életében elkészült.

Széles látókörű, művelt és nagy nyelvtudású kutató volt. Érdeklődése más területekre is áttért. Különböző műszaki újításokkal fáradszónalatosan foglalkozott és több jó gyakorlati megoldáshoz jutott.

Szeretetreméltó, derűs egyénisége, szerénysége és nagy tudása általános tiszteletet és megbecsülést szerzett számára. A Magyar Geofizikusok Egyesülete, amelynek munkája iránt mindig élénken érdeklődött, 1957-ben tiszteleti tagjává választotta.

1961. május havában, 80-ik születésnapján fekvő betegként köszöntöttük s állapota azóta egyre rosszabbodott.

A magyar geofizikusok társadalma emlékéét kegyelettel őrzi.

Renner János



