

VOLUMEN X. KÖTET  
FASC. 1—5. FÜZET



A MAGYAR  
ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET  
ÉVI JELENTÉSE

B)

BESZÁMOLÓ  
A VITAÜLÉSEKRŐL

RELATIONES ANNUAE  
INSTITUTI  
GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI

B)

DISPUTATIONES



BUDAPEST  
1948

VOLUMEN X. KÖTET  
FASC. 1—5. FÜZET



A MAGYAR  
ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET  
ÉVI JELENTÉSE

B)

BESZÁMOLÓ  
A VITAÜLÉSEKRŐL

*RELATIONES ANNUAE  
INSTITUTI  
GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI*

B)

*DISPUTATIONES*



BUDAPEST  
1948

KIADJA A M. ALL. FÖLDTANI INTÉZET

Szerkeszti: dr. Pantó Gábor

Felelős kiadó: dr. Szalai Tibor.

---

BUDAPESTI SZIKRA NYOMDA NV. V., HONVÉD-UTCA 10. — 38836.

FELELŐS NYOMDAVEZETŐ: RADNÓTI KÁROLY.

# BESZÁMOLÓ A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET 1948. ÉVI 1. VITAÜLÉSÉRŐL.

1948. március 18-án, délután 5 órakor.

Elnök:

*Vigh Gyula*

Tárgysorozat:

1. *Szalay Sándor*: Kutatások urán és thorium magyarországi előfordulása után korszerű atomfizikai módszerekkel.
2. *Földvári Aladár*: A hazai radioaktív anyagkutatás földtani és közéleti vonatkozásai.

Jelen voltak: Balás Miklós, Balogh Kálmán, Banai Gyula, Barnabás Kálmán, Barta György, Bartkó Lajos, Böhm Boleszláv, Bendefy László, Berty Irma, Boldizsár Tibor, Boros János, Buday György, Budincevits Andor, Buzágh Aladár, Csajághy Gábor, Dombai Tibor, Domokos Olga, Faller Gusztáv, ifj. Fejér Leontin, Flórián Endre, Földvári Aladár, Földvári Aladárné, Földy Gyula, Gálfi János, Gáti György, Gergely Endre, Gyulai Zoltán, Haáz István Béla, Hegedüs Gyula, Horváth Tibor, Hógyás Ilona, Jakucs László, Jugovits Lajos, Káposztás Pál, Kertai György, Kiss József, Kopesák Péter, Korim Kálmán, Kovács István, Kőrössy László, Kulín György, Lineberger Márta, Majer Miksáné, Méhes Kálmán, Meisel János, Nagy Bertalan, Neugebauer Tibor, Noszky Jenő, Ostváth Emilia, Pálos Mihály, Pantó Gábor, Pávai Vajna Ferenc, Papp Ferenc, Péczely Antal, Pócza Jenő, Reich Lajos, Renner János, t. Roth Károly, Sarkadi János, Scherf Emil, Selényi Pál, Simonyi Károly, Sipos Zoltán, Stefanovits Pál, Stegena Lajos, Szalai Tibor, Szalay László, Szalay Sándor, Szalkay Ferenc, Szathmáry Károly, Szébenyi Lajos, Szébenyi Lajosné, Szelenyi Tibor, Szentes Ferenc, Szép Béla, Szilárd József, Sztróckay Kálmán, Szvorényi Katalin, Tamás Ida, Tari László, Temesi Iván, Tokody László, Vadász Elemér, Varga Dénes, Varga Károly, Varga Sarolta, Venkovits István, Vermes Miklós, Vigh Gyula.

THE UNIVERSITY OF CHICAGO  
LIBRARY

DR. SZALAY SÁNDOR:

## KUTATÁSOK URÁN ÉS THORIUM MAGYARORSZÁGI ELŐFORDULÁSA UTÁN KORSZERŰ ATOMFIZIKAI MÓDSZEREKKEL.

### I.

Az atomenergia sikeres felszabadítása révén az eddig csekélyebb ipari jelentőségű urán mint a jövő civilizáció legfontosabb ipari nyersanyaga emelkedik minden más nyersanyag fontossága fölé. Az emberi civilizáció szempontjából sajnálatosnak kell tartanunk azt a tényt, hogy eddig az atomenergiát kizárólag háborús célokra sikerült felhasználni. Másrészt a békés felhasználásra az elvi lehetőség teljes mértékben megvan. A technikai nehézségek elhárítása érdekében kísérletek az Egyesült Államokban és újabban Angliában teljes erővel folyamatban vannak. Szinte biztosra vehető, hogy rövidebb időn belül e nehézségek leküzdése után az uránt, sőt a thoriumot is mint a civilizáció és ipar békés fejlődésének legfontosabb energiaforrását, fűtőanyagát tudja az emberiség felhasználni. A lehetőségek e téren beláthatatlanok. Egy kilogramm urán által fejleszthető hőenergia 6 millió kg, azaz 600 vagon borsodvidéki barnaszén hőenergiájával egyenlő. Ennek tudatában megérthetjük azt az óriási érdeklődést, amellyel a kutatók és a világ vezető ipari államai az urán és thorium lelőhelyei után kutatnak.

Mint a kísérleti radiológia és atommagkutatás művelője kötelességemnek éreztem, hogy hazai viszonylatban foglalkozzam ilyen kérdésekkel, amelyekkel geológusainknak segítségére lehetek. Egy évvel ezelőtt kezdtünk hazai gyűjteményekből eredő kőzetminták vizsgálata alapján a vezetésem alatt álló Debreceni Egyetemi Orvostudományi Fizikai Intézetben thorium és urán előfordulások után kutatni. Minthogy a Velencei hegységből kapott gránit és aplit minták észrevehető radióaktív sugárzást mutattak, szükségesnek láttam, hogy helyszíni komolyabb arányú vizsgálatokat folytassunk. A Földtani Intézethez fordultam, amelynek igazgatója, *dr. Szalai Tibor* a legnagyobb megértést tanúsította vizsgálataim iránt. A kiszállás anyagi feltételeit előteremtette és *dr. Földvári Aladár* főgeológus személyében geológus

szakembert, *dr. Földvári Aladárné* személyében pedig kémikust jelölt ki a közös expedícióhoz. A debreceni Orvostudományi Fizikai Intézetből rajtam kívül *dr. Csongor Éva* adjunktus munkatársam járult hozzá a vizsgálatok sikeréhez. Egy hónapot töltöttünk 1947 nyarán a Velencei hegységben és másutt közetradiológiai vizsgálatokkal. E vizsgálatok eredményét egész röviden úgy foglalhatom össze, hogy kiderült, hogy e hegység és a Mecsek gránitjai, aplitjai, savanyú magmatikus kőzetei nagyobb radioaktív tartalmúak, mint amilyenek általában az ilyen kőzetek lenni szoktak. Bányászatiilag kiaknázható telért nem találtunk (1). Vizsgálatunk geológiai szempontjaival *Földvári* közleménye foglalkozik (3) a magam részéről most a mérőberendezéseket és a vizsgálatok módját szeretném röviden ismertetni.

### A mérőberendezések.

Radioaktív anyagok jelenlétének kimutatására és mennyiségi meghatározására egyaránt lehet ionizációs kamrákat és *Geiger-Müller*-féle számlálócsöves berendezéseket használni. A kétféle mérési módszer egymást tulajdonképpen kiegészíti és mindegyiknek vannak előnyei és hátrányai. Az ionizációs kamra a sugárzás által keltett összionizációt méri, viszont a számlálócső a nagy sebességgel repülő sugár-részecskéket egyenként számolja meg.

A külszíni vizsgálatoknál számlálócsöves berendezéseket használtunk, mert azok lényegesen érzékenyebbek és megfelelő kivitelben jól bírják a szállítást és az azzal járó igénybevételt. Előnyük, hogy segítségükkel a mérés sokkal gyorsabban végezhető. A be-

1. ábra. Geiger—Müller féle számláló berendezés egyszerűsített elvi kapcsolási rajza.

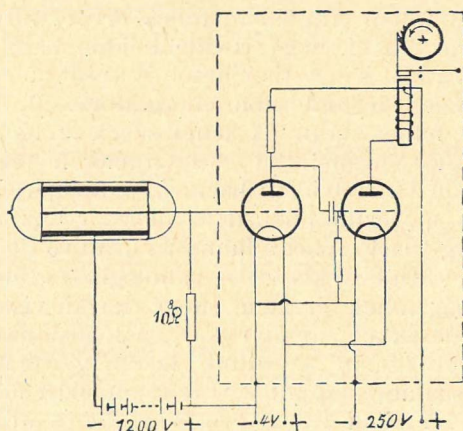


Fig. 1. Scheme showing the principle of G. M. counting tube.

gyűjtött kőzetminták utólagos pontosabb vizsgálata szintén részben számlálócsöves, részben pedig kémiai feltárás után ionizációs kamrával (emanométerrel) történt.

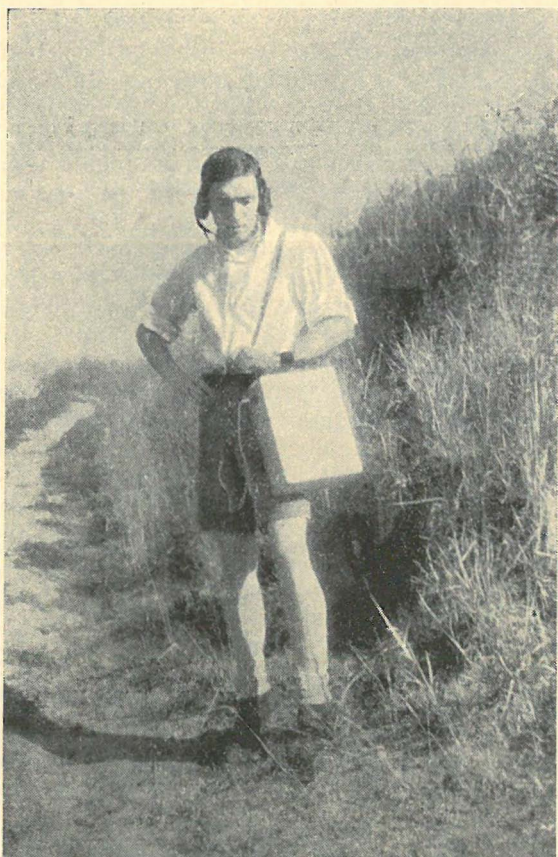
A Debreceni Egyetemi Orvostudományi Fizikai Intézetben olyan *Geiger-Müller*-féle számlálócsöves berendezéseket szerkesztettünk,

amelyek egyrészt teljesen függetlenek a világítási hálózattól, másrészt pedig egyszerűen kezelhetők és könnyen szállíthatók.

Mint hogy a vitaülés hallgatósága túlnyomó részben nem fizikusokból áll, legyen szabad itt röviden a *Geiger-Müller*-féle számlálócső működésének elvét ismertetnem (1. ábra). A számlálócső tulajdonképpen egy légmentesen elzárt, többnyire sárgarézből készült cső, amelynek tengelyében szigeteltlen 0.1 mm-es acéldrót van kifizítve. A levegő kiszivattyúzása után 10 cm nyomású argongáz és 1 cm nyomású alkoholgőz keverékével töltik meg. Amint az ábrán látható, a csőnek negatív, a drótnak pozitív feszültséget adunk, kb. 1200 voltot. A feszültséget pontosan beállítjuk arra az értékre, amelynél az u. n. lökési ionizáció megindul. Ilyen módon a számlálócső rendkívül érzékeny eszköz. Ha ionizáló részecske hatol át rajta, akkor az pályája mentén ionizálja a gázmolekulákat és az elektromos erőter az ionokat olyan sebességre gyorsítja, hogy a semleges gázmolekulákba ütközve, azokat ionizálják. Végeredményben így egy lavinaszerű folyamat indul meg, amely állandó szikra-, illetve ívkiülésbe menne át, ha annak létrejöttét az áramkörbe kapcsolt kb.  $10^7$ — $10^9$  ohmos ellenállás, illetve a töltéshez kevert alkoholgőz meg nem akadályozná. A megindult áram következtében t. i. az ellenálláson ohmikus feszültségesés lép fel és ez a számlálócső két elektródja közötti feszültségkülönbséget a kritikus érték alá süllyeszti, így a kiülés újból kialszik, a cső ezzel ismét eredeti érzékeny állapotába kerül. Az alkoholgőz töltésnek szintén nagy jelentősége van a kiülés kioltásában, azonban ezzel e helyen részletesen nem foglalkozom. Valahányszor a csővön egy ionizáló részecske halad át, ez a folyamat újból és újból megismétlődik, a cső drótjának potenciálja néhány voltal csökken, a vele kapcsolatban lévő elektroncsöves erősítő az így kapott negatív feszültség-impulzust felerősíti és a második cső anódkörében kapott erőteljes áramimpulzussal vagy egy telefonkagyló vagy egy elektromágneses számlálószervezetet működtetünk.

Külszíni vizsgálatainknál kétféle számlálócsöves berendezést használtunk. Az egyik nagyon könnyen hordozható és telefonkagylóval kapcsolatos volt. A sugárzó anyag jelenlétét a fülhallgatóban sűrű koppanások jelzik. Egy fülhallgató működtetéséhez nagyon kis elektromos energiára van szükség, ezért e készüléket sikerült vállszíjon hordozható kivitelben, összes áramforrásaival 400 üzemóra elegendő telepekkel beépítve, igen kis súllyal (4.8 kg) elkészíteni. A készülékben benne van a számlálócső táplálásához szükséges 1200 voltos áramforrás is (2. ábra). E készülékkel a legnehezebben hozzáférhető helyekre is könnyen fel lehet mászni és kis gyakorlattal a koppanásokat 1—5 percen át megszámlálva, a környezet radioaktív tartalmára következtetni. E készülékkel távolabb eső pontokra nagyobb gyalogtúrákat tehattunk és megállapíthattuk, hogy van-e azon a környéken aktivitás vagy pedig nincs. Negatív esetben ezzel a terület átvizsgálása be is fejeződött, pozitív esetben viszont a számlálóműves berendezéssel is kiszálltunk.



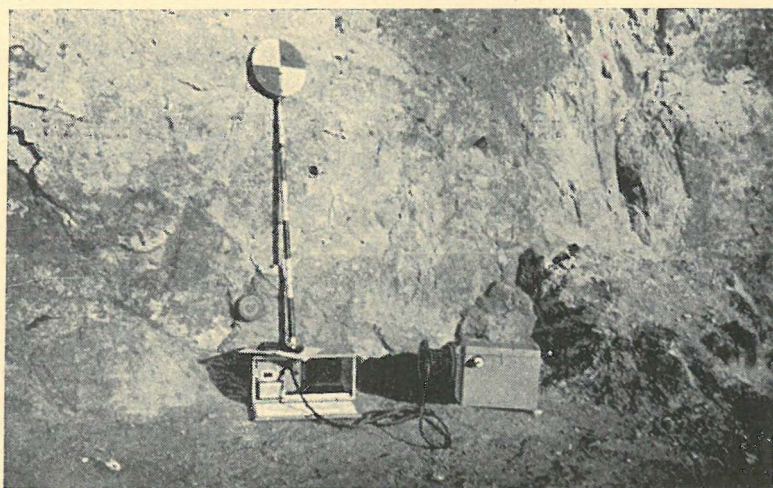


2. ábra. Telefonkagylós Geiger—Müller-féle számlálóberendezés.

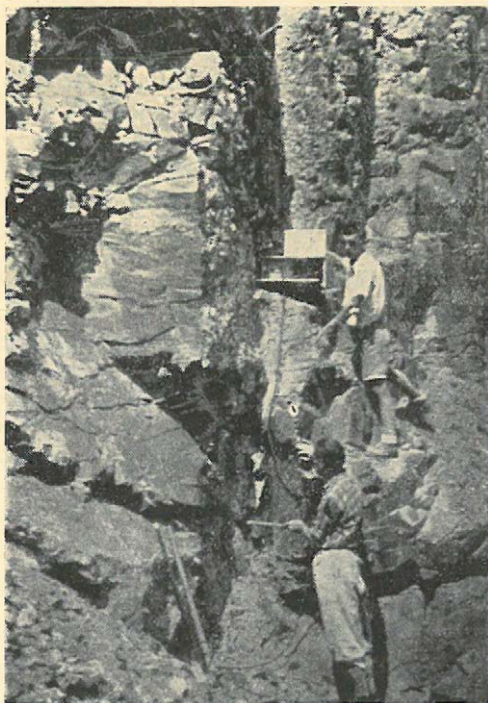
*Fig. 2. G. M. counter with headphone.*

A másik berendezésünk elektromágneses számlálószervezettel a sugárzás intenzitását mennyiségileg is meghatározta. A számláló szerkezet működtetéséhez lényegesen nagyobb teljesítményű erősítő berendezésre, annak táplálásához 12 voltos autó-akkumulátorra volt szükség. Az autó-akkumulátor dobra csévéltekábelon keresztül csatlakozott a mérőberendezéshez, hogy a súlyos akkumulátort ne kelljen sziklafalakra felvinni.

Minden mérési ponton a mérőkészülékről és környezetéről színes felvételt készítettünk, a készülék mellé tett számtáblán a mérés sorszáma látható (3—4. ábrák). A mérés helyét ezenkívül *Földvári Aladár* főgeológus a szokásos módon *Abney* szintezővel és olajkompasszal egy fix ponthoz vagy alkalmas segédponthoz és egymáshoz bemérte, úgyhogy a mérési adatok térképbe bejegyezhetők. (Lásd *Földvári* közleményét.)



3. ábra. Számlálóműves Geiger—Müller-féle számláló berendezés.  
*Fig. 3 G. M. counter with electromagnetic impulse-counter.*



4. ábra. Számlálóműves Geiger—Müller számláló berendezés használat közben.  
*Fig. 4. G. M. counter with electromagnetic impulse-counter in use.*

## A mérések egységesítése.

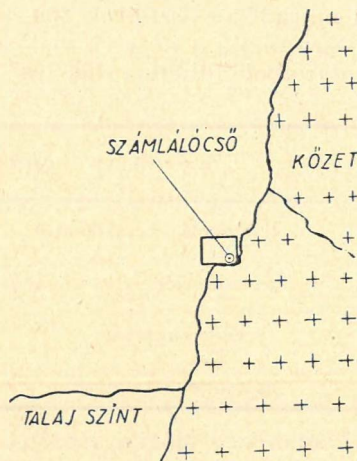
Egy számlálócsöves mérőberendezés jelez beérkező részecskéket akkor is, ha radioaktív anyag nincs a közelben. E földrajzi szélesség alatt a kozmikus sugárzás közelkeztében percnként minden  $\text{cm}^2$  felületre átlag egy sugár részecske esik be. Ezeket a számlálócső jelzi, percnként annyit számol tehát, ahány  $\text{cm}^2$  a számlálócső maximális keresztmetszete. A mi esetünkben ez 40 volt. Hogy tényleg annyi, ezt kísérletileg is ellenőriztük, már Debrecenben, a számlálócsövet igen vastag ólommal körülvéve, hogy a környezet radioaktivitását távollartsuk. A helyszínen is végeztünk ilyen ellenőrzőméréseket, mégpedig egyrészt csónakban a Velencei-tó vizén, ahol a mintegy 2 méteres vastag vízréteg a talajban lévő radioaktív anyagok sugárzását teljesen elnyelte, a hegycsúcsok pedig távol voltak, másrészt a székesfehérvári Csúcsos-hegytől délre lévő kőfejtőben, több méter mélységű bányatavon úszó rögtönzött gumipontonon. A mérések jó megegyezésben a debreceni mérésekkel 20 perc alatt mintegy 800 részecskét eredményeztek, ami átlagosan percnként 40 részecskének felelt meg.

Szétszórva kis mennyiségű radioaktív anyag a természetben nagyon sok helyen található, pl. a Debrecen-környéki homokban is és művelés alatt álló termőföldeken is. Ez abban nyilvánul meg, hogy a számlálócső ilyen helyeken 40 helyett 50–60, esetleg több impulzust is jelez percnként. Ilyen esetben «jelentéktelen szórt sugárzás»-ról beszélünk. Ha az impulzusok száma percnként a 80-at eléri, akkor még mindig csekély sugárzással kell számolnunk. Anélkül, hogy méréseink részleteibe bocsátkoznék, megemlítem, hogy a Velencei-hegység egész területén, ennél nagyobb értéket találtunk és savanyú eruptív kőzetek közvetlen közelében az impulzusok száma percnként 130-ig emelkedett, azaz a kozmikus sugárzáshoz még több mint kétszer annyi radioaktív sugárzás járult. Méréseinket úgy egységesítettük és foglaltuk táblázatba, hogy mindig 20 perces méréseket végeztünk, a kapott impulzus-számból levontuk a kozmikus sugárzásra eső 800-at, azután a maradékot elosztottuk 800-zal. Ilyen módon a kapott viszonyszám azt adja meg, hogy a sugárzás intenzitása egy sárgaréz-ből készült számlálócsővel mérve hányszorosa a kozmikus sugárzás intenzitásának. Az adatok így a számlálócső méreteitől függetlenek, azaz bármilyen más méretű sárgaréz-ből készült számlálócsővel végzendő mérésekkel összehasonlíthatók.

Az így kapott számérték még mindig nem ad nekünk adatot arra vonatkozóan, hogy mekkora a kőzetek radioaktív anyag tartalma és milyen radioaktív anyagról van szó. A számlálócső a fenti módszer mellett a  $\gamma$ -sugárzást méri, érzékenysége 1% körül van, azaz minden száz áthaladó  $\gamma$ -sugár részecske közül átlagban csak egyet regisztrál. A pontos kiértékeléshez egységes geometriai viszonyokra lett volna szükség, a számlálócsövek és a környező sziklák viszonylagos helyzetét illetően. A legpontosabb módszer a kőzetbe

mintegy 30—50 cm mély próbalyukal fúrni, a számlálócsövet e furatba süllyeszteni. Ilyen esetben a számlálócső minden oldalról ugyanazon közettel van körülvéve és minden oldalról egyenletesen kapja a sugárzást.

Sajnos, próbafuratok készítéséhez technikai segédeszközök nem álltak rendelkezésünkre, így ilyen pontos mérést csak egy helyen, Velence község felett, Retezi kőfejtőjében lévő gránitban végeztük, ahol a tulajdonos a próbafuratot kívánságunkra elkészítette. Megemlítem, hogy a próbafuratba helyezett számlálócső 5170-et számolt 20 perc alatt, ami hatszorosa a kozmikus sugárzás értékének.



5. ábra. Számlálócsöves sugárzás-mérés próbafurat nélkül.  
Fig. 5. Radiation measurement on the rock surface.

A sugárzás mérése a többi esetekben a szikla mellé helyezett számlálócsővel történt (5. ábra), kissé bizonytalan geometriai körülmények között. Eppen ezért a kapott adatok csak hozzávetőlegesnek tekintendők. E hiány pótlására a fontosabb kőzettípusokból mintákat gyűjtöttünk és azt utólag Debrecenben laboratóriumban vizsgáltuk meg. (Lásd később.)

A külszíni vizsgálatok mindenesetre megmutatták azt, hogy a Velencei-hegység egész területén az összes savanyú eruptív kőzetekben kb. egyforma a radioaktív anyag koncentrációja. Aplit, kvarcit, gránit-porfir, stb. telérekben vagy azoknak a gránittal való érintkezésén a radioaktív anyag koncentrációját nem lehetett észlelni. Ugyanígy nem lehet koncentrációját észlelni a vasas vetődésekben sem.

A számlálócső nagyfokú érzékenységéből, valamint idevonatkozó amerikai gyakorlati tapasztalatokból biztos lehet számítani arra, hogy a számlálócső koncentráltabb urán, vagy thorium-tartalommal bíró telért már 10 méter távolságból megérez. A kanadai Nagy

Medve-tó környékén már évek óta nagy sikerrel alkalmazzák a számlálócsövet szurokéretartalmú telérek kikutatására. Másrészt 1 m vastag nem radioaktív anyagból álló fedőréteg már szinte tökéletesen elnyeli a sugárzást és így az eltakart telérek kikutatása a sugárzás segítségével nem lehetséges. Urán- vagy thorium-telért a Velencei-hegység általunk így megvizsgált pontjain nem találtunk. *Vendl A.* közismert állapotvető munkájában (2) komoly ércesedést sehol sem ír le.

Külszíni méréseink szinte kizárólag az 5. ábrán feltüntetett hozzávetőlegesen meghatározott geometriai viszonyok mellett történtek, az eredmények kiértékelése úgy történt, hogy a 20 perc alatt számolt részecske-számból levontuk a kozmikus sugárzásból eredő 800-at és az így kapott maradékot osztottuk 800-zal. Ez a viszonyszám hozzávetőlegesen felhasználható a kőzetek radioaktivitásának jellemzésére az alábbi *I. táblázat*ból látható értékelési séma szerint.

Viszonyszám	Kőzet radioaktivitása
0—0.1	teljesen sugárzásmentes
0.1—0.5	jelentéktelen szórt sugárzás
0.5—1.0	csekély sugárzás
1.0—3.0	számottevő sugárzás

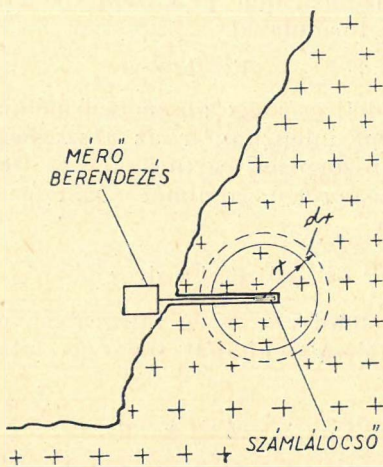
A kapott mérési adatok geológiai feldolgozása *Földvári* munkájában található. Ugyanott található a Velencei-hegység környékén, attól fokozódó távolságra felvett és a talaj radioaktivitására vonatkozó méréseink eredményei is.

### Kőzetek radioaktivitásának kvantitatív meghatározása számlálócsöves helyszíni mérésekkel.

Mint az alábbiakból megérthető, a *Geiger-Müller* számlálócsövel közvetlenül a helyszínen hozzávetőleg kvantitatíve is meghatározhatjuk a kőzet radioaktív anyagtartalmát a következő, eddig az irodalomban még nem közölt, általam kidolgozott eljárás szerint (4).

Először is többféle radioaktív anyaggal számolhatunk, gyakorlatilag a thorium-, urán- és kálium-tartalom jöhetnek számításba, természetesen radioaktív bomlástermékekkel együtt, bomlási egyensúlyban. Ha nem tudjuk, hogy a fenti anyagok közül melyiktől ered túlnyomó részben a sugárzás, akkor kifejezhetjük a benne lévő radioaktív anyag mennyiségét «thorium ekvivalensekben», azaz a thorium azon mennyiségében, amely sárgaréz számlálócsövével mérve ugyanolyan aktivitást mutatna, mint a kőzetben jelenlévő különböző radioaktív anyagok együttesen.

A számlálósöves méréseknek pontosan meghatározott geometriai körülmények között kell történnie, amit úgy valósíthatunk meg, hogy a sziklába 35—50 cm mély fúratot vágunk és a számlálósövet annak végébe dugjuk be (6. ábra). Ilyen geometriai körülmények között a számlálóső gyakorlatilag a kőzet belsejében van és minden oldalról egyenletesen kapja a sugárzást. Kiszámíthatjuk azt, hogy adott radioaktív anyag tartalom esetén a kőzet összes tömegéből mennyi sugárzás éri a számlálósövet. A kiszámítás a következő módon történik:



6. ábra. Számlálósöves sugárzásmérés próbafuratban.

Fig. 6. Radiation measurement in boring.

Tekintsük a számlálósövet a szikla méreteihez képest pontszerűnek és helyezzük koordináta rendszerünk kezdőpontját e pontba. E ponttól  $r$  távolságra elhelyezkedő  $dv$  térfogatú kőzetelem sugárzásának intenzitása a számlálósőben ( $dI$ ) fordítva arányos a tőle mért távolság ( $r$ ) négyzetével, egyenesen arányos a kőzet  $1 \text{ cm}^3$ -ében lévő radioaktív anyag mennyiségével ( $c$ ) és ezenkívül egy arányossági szorzóval ( $A$ ), amely nem más, mint a számlálósöves mérőberendezés érzékenységet kifejező szám (apparatura konstans), azaz az a szám, amely megmondja, hogy egységnyi mennyiségű radioaktív anyag  $1 \text{ cm}$  távolságból pontszerűnek gondolt számlálósőben adott idő alatt hány impulzust ad.

$$dI = A \cdot c \cdot \frac{dv}{r^2}$$

Hogy az integrálást könnyen elvégezhessük, a  $dv$  térfogatelemet úgy választjuk meg, hogy annak minden része ugyanazon  $r$  távolságra legyen a számlálósőtől (6. ábra). Legyen  $dv$  annak a gömbhéjnak a térfogata, amelynek belső sugara  $r$ , külső sugara ( $r + dr$ ), azaz  $dv = 4 \pi r^2 dr$ , így

$$dI = A \cdot c \cdot \frac{4 \pi r^2}{r^2} dr$$

Figyelembe kell vennünk azonban még azt, hogy a sugárzás nem légüres téren keresztül érkezik a gömbhéjből a számlálócsőbe, hanem közben  $r$  távolságot tesz meg magában a kőzet anyagában. A kőzet anyaga lényeges abszorpciót okoz, amelynek következtében nagyobb távolságról egyáltalán nem érkezik számottevő sugárzás a számlálócsőhöz.

A  $\gamma$ -sugárzás abszorpcióját jó közelítésben le lehet írni a következő exponenciális formulával

$$I' = I \cdot e^{-\mu r},$$

ahol  $I$  a sugárzás eredeti erőssége abszorpció nélkül,  $I'$  az abszorpció következtében csökkent intenzitás,  $r$  az abszorbeáló közegben megtett távolság,  $\mu$  az abszorpciós együttható. Az önabszorpciót figyelembe véve a  $dr$  vastagságú gömbhéj sugárzásának intenzitása a számlálócsőben mérve

$$dI' = A \cdot c \cdot 4 \pi dr \cdot e^{-\mu r}$$

A fenti kifejezést  $r=0$ -tól  $r = \infty$ -ig integrálva, megkapjuk az egész kőzet által a számlálócsőbe küldött sugárzás intenzitását ( $I'$ )

$$\int_0^{I'} dI' = I' = A \cdot c \cdot 4 \pi \int_0^{\infty} e^{-\mu r} dr = \frac{A \cdot c \cdot 4 \pi}{\mu}$$

Bennünket tulajdonképpen  $c$  vagyis a radioaktív anyag koncentrációja a kőzet 1  $\text{cm}^3$ -ében érdekel.

$$c = \frac{\mu \cdot I'}{A \cdot 4 \pi}$$

A következőkben ki kell számítanunk az abszorpciós együtthatót és kísérletileg meg kell határoznunk az  $A$  apparatura konstans, vagyis a számlálócső érzékenységet. A fenti elvi megfontolás bármilyen radioaktív anyagra érvényes, az egyenletben szereplő konstansok értéke azonban minden radioaktív anyagra más és más. A következőkben a thorium (összes radioaktív bomlástermékeivel bomlási egyensúlyban) esetére határoztuk meg  $e$  konstansok értékét.

Az abszorpciós koeficiens az irodalmi adatok alapján számítással is átszámítható gránit esetére, másrészt közvetlen méréssel is meghatározható. Mindkét eljárást elvégeztük. Ismeretes, hogy  $\gamma$ -sugárzás abszorpciójánál az átjárt réteg tömege az, ami elsősorban szerepet játszik. Ha tehát a fajsúlyokat figyelembe vesszük, akkor az irodalomban ólomra ismert abszorpció koeficiensét ( $\mu = 0.46 \text{ cm}^{-1}$  ólomban) a gránit fajsúlyának ( $s = 2.8 \text{ gr/cm}^3$ ) ismeretével átszámíthatjuk gránitra. A szorzószám a fajsúlyok hányadosa  $\left(\frac{2.8}{11.3}\right)$  azaz  $\mu = 0.11 \text{ cm}^{-1}$  gránitban.

Itt megemlítjük, hogy az említett irodalmi érték 2—3 mm ólmon át a lágyabb komponensektől megsziirt keményebb komponensre vonatkozik. Mi méréseinknél szintén így jártunk el, mert a számlálócső falvastagsága a lágyabb komponenseket kiszűrte, egyébként pedig a számlálócső érzékenysége lágy  $\gamma$ -sugárzással szemben néhányszor kisebb, mint az itt főleg szerephez jutó Th-tól eredő igen kemény 2.6 MeV-os komponenssel szemben.

Kísérletileg is meghatároztuk az abszorpciós koefficiensét olyan módon, hogy 10 gr bomlási termékeivel egyensúlyban lévő thoriumot tettünk a számlálócső közelébe és különböző vastagságú lapos gránitdarabokat tettünk a preparátum és a számlálócső közé. Ilyen módon a felezési vastagsága cca 7 cm-nek adódott, azaz 7 cm vastag grániton áthaladó thorium  $\gamma$ -sugárzás intenzitása felére csökkent. Ebből mindjárt az is látszik, hogy a számlálócsövet körülvevő mintegy 25—30 cm sugarú gömb az, amelyen belül levő közettömeg szolgáltatja a mutatkozó sugárzást. A 14 cm távolságra levő közetelemekből már  $1/4$ -ére, a 21 cm távollevőkből már  $1/8$ -ára csökkent erősséggel érkezik a sugárzás a közet önabszorpciója következtében. A felezési vastagságból szintén megkapjuk az abszorpciós koefficiensét u. i.

$$I' = I \cdot e^{-\mu \cdot R}$$

ha  $R$  éppen a felezési vastagság ( $R$ ), akkor  $\frac{I'}{I} = \frac{1}{2} = e^{-\mu \cdot R}$  ahonnan

$$\log \text{ nat } 2 = \mu \cdot R$$

$$\mu = \frac{0.693}{R}$$

Beírva  $R$  értékét (cca 7 cm)  $\mu \sim 0.1 \text{ cm}^{-1}$  gránitban.

Amint látjuk, az így kapott adat elég jó megegyezésben van az irodalmi adattal, különösen, ha tekintetbe vesszük, hogy a méréseket többé-kevésbé szabálytalan alakú természetes gránitdarabokon végeztük, amelyeknek saját sugárzását is figyelembe kellett vennünk.

A számlálócső érzékenységének meghatározásához meg kell határoznunk az  $A$  konstans, ami azt fejezi ki, hogy 1 gr thorium (összes bomlástermékeivel radioaktív egyensúlyban) a számlálócsőtől 1 cm távolságból meghatározott idő alatt hány impulzust eredményez. Meghatározása úgy történt, hogy 10 gr bomlástermékeivel radioaktív egyensúlyban lévő thoriumot helyeztünk el a számlálócsőtől 32 cm távolságra és meghatároztuk az 1 percre eső impulzusok számát. Figyelembevétel, hogy a sugárzás erőssége a távolság négyzetével csökken, az  $A$ -konstansra a következő értéket kaptuk az adott számlálócsőre vonatkozólag:

$$A = 4.8 \times 10^3 \text{ impulzus} \times \text{cm}^2/\text{min. gr Th.}$$

Mint az előző fejezetben jeleztük, technikai akadályok miatt csak egy esetben volt módunkban próbafuratot vágatni, még pedig a Velencei-hegység felett a Retezi-féle kőfejtő gránitjában. A számlálócső 5170



impulzust jelzett 20 perc alatt. Feltételezve azt, hogy a kőzet összes radioaktivitása thorium és bomlástermékeitől származik, a fenti adatok felhasználása segítségével a koncentrációra

$$c = 0.36 \times 10^{-3} \text{ gr/cm}^3\text{-t}$$

kapunk, azaz  $0.36 \times 10^{-3}$  gr thoriumot tartalmaz 1 cm<sup>3</sup> gránit. Amennyiben a sugárzás részben káliumtól vagy részben urántól származnék, akkor e számérték «thorium ekvivalenst» jelent, az ekvivalenciát sárgaréz számlálócsöves mérőberendezésre vonatkoztatva. Figyelembevéve a gránit fajsúlyát (2.8 gr/cm<sup>3</sup>) a fenti adatot átszámíthatjuk gr thorium/kg kőzet egységre:

$$c = 0.126 \text{ gr thorium/kg kőzet.}$$

A fentemlítt egyetlen próbafuratos méréstől eltekintve, összes többi méréseinket a sziklafalhoz odaszorított mérőberendezéssel készítettük. Ha a sziklafalat egy végtelen síknak tekintjük, amelyet érint a számlálócső, akkor nyilván a furatban végzett mérés sugárzásának a felét kell kapnunk, mert a tér egyik feléből hiányzik a sugárzó anyag. A gyakorlatban a számlálócső nem érinti egészen a sziklafalat és így valamivel kevesebb mint a fele a sugárzás értéke a furatban mért sugárzásnak. Valóban, a Velence feletti Retezi-féle kőfejtőben a sziklafal mellé helyezett számlálócsővel 2790 impulzust kaptunk 20 perc alatt, viszont a furatban ugyanennyi idő alatt 5170 impulzust. Mindkettőből levonva a kozmikus sugárzásra eső részt, a sugárzások intenzitásai úgy aránylanak egymáshoz, mint 1:2.19-hez. Ilyen megfontolással egy sík sziklafal mellé helyezett számlálócsővel is közelítő pontossággal meghatározhatjuk thorium ekvivalensekben a kőzet radioaktív anyag tartalmát.

Az eszköz érzékenységét urán és bomlástermékeire nézve is meghatározhatjuk. Tekintettel arra, hogy az egészen lágy  $\gamma$ -sugár komponensek kiszűrése után a számlálócső főleg a Ra-C kemény  $\gamma$ -sugárzását és a Ra-t követő egyéb bomlástermékek sugárzását mutatja, jó közelítésben használhatjuk erre a célra a Ra-t bomlástermékeivel egyensúlyban. Ugyanúgy járva el, mint thorium esetén, a következő érzékenységet kapjuk:

$$A = 2.8 \times 10^4 \text{ impulzus} \times \text{cm}^2/\text{min. gr Ra, ill.}$$

$$A = 0.93 \times 10^{10} \text{ impulzus} \times \text{cm}^2/\text{min. gr urán.}$$

A fenti két értéket egybevetve, megkapjuk az urán-thorium ekvivalenst, azt a számot, amely megmondja, hogy sárgaréz számlálócsővel mérve 1 gr urán + bomlástermékei hányszor nagyobb  $\gamma$ -sugárzást adnak, mint 1 gr thorium és bomlástermékei. Hozzávetőlegesen az általunk használt sárgaréz számlálócsőre nézve

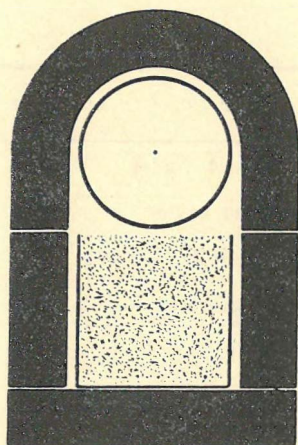
$$\frac{A_U}{A_{Th}} \approx 1.8$$

## Kvantitatív laboratóriumi vizsgálatok.

A helyszíni mérések alapján még nem volt eldönthető, hogy milyen radioaktív anyagtól ered a sugárzás, illetve, hogy abban esetleg különböző radioaktív anyagok milyen százalékos arányban részesednek. Az erre vonatkozó vizsgálatokat begyűjtött tipikus kőzetmintákon Debrecenben végeztük el. Számításba jöhetnek a következő természetes radioaktív elemek:

1. urán és bomlási termékei,
2. thorium és bomlási termékei,
3. kálium,
4. rubidium,
5. samarium,
6. cassiopeium.

A kálium közzismerten radioaktív anyag,<sup>7</sup> mely  $\beta$ , valamint  $\gamma$ -sugárzást bocsát ki. Sugárzásának intenzitása gyenge, ennek oka egyrészt elég hosszú felezési idejében keresendő, másrészt abban, hogy az izotóp, amelyik radioaktív, t. i. a 40-es, a káliumban csak 0.012%-ban fordul elő. *Vendl Aladár* alapvető munkájának (2) adataiból a Velencei-hegység kőzeteinek káliumtartalma 3% körüli érték, 4%-nál sehol nem nagyobb. A következő módon vizsgáltuk meg, hogy adott káliumtartalom milyen sugárzást eredményez. Meghatározott alakú fadobozt színig töltöttünk a vizsgálandó elporított anyaggal és közvetlenül a számlálócső alá helyeztük, pontosan meghatározott helyzetben. A számlálócsövet a környezet zavaró radioaktív sugárzásától vastag ólompáncéllal védtük, úgyhogy csak az elkerülhetetlen kozmikus sugárzás mutatkozott mint zavaró nulleffektus (7. ábra).



7. ábra. Számlálócsöves mérések porított kőzeteken és homokhoz mesterségesen kevert radioaktív anyagokon.

*Fig. 7. Measurements with counting tube on pulverized materials.*

Megvizsgáltuk, hogy a doboz megtöltése a vizsgálandó anyaggal 3 óra alatt hány külön impulzust eredményez a nulleffektus felett. Megmértük a dobozban lévő anyag súlyát és a fenti eredményt osztottuk vele, azaz a méréseket egy kg-ra redukáltuk. A dobozt a következő anyagokkal töltöttük meg: a Velencei-hegységből vett különböző kőzetmintákkal, majd a debrecenkörnyéki tiszta és radioaktívnak nem bizonyult kvarchomokkal, valamint ugyane kvarchomokkal, amelyhez 3.9%  $K_2O$ -nak megfelelő mennyiségű  $KNO_3$ -ot kevertünk. A mérések azt mutatták, hogy a K sugárzása kevés az egyéb radioaktív anyagok sugárzásához képest és annak legfeljebb 10–15%-át teheti ki, amely érték a mérési hibahatár körül marad. Ugyanez okból nem jön számításba a rubidium, samarium, és cassiopeium sem, amelyek (tudvalevően ritkán előforduló és gyengén radioaktív elemek, jelenlétüket a Velencei-hegység kőzeteiben nem mutatták ki.

Inaktív kvarchomokkal ismert mennyiségű és radioaktív bomlási termékeivel egyensúlyban lévő thoriumoxidot keverve, kvantitatív számadatot kaptunk arra vonatkozóan, hogy mennyi lehet a kőzetben lévő radioaktív anyag mennyisége, ha az kizárólag thoriumból ered. Az eredmény cca  $8 \times 10^{-5} \frac{\text{gr Th}}{\text{gr kőzet}}$  jól megegyezik a próba-furatban végzett méréssel.

*II. táblázatunk* a fenti módon a 7. ábrán jelzett mérőberendezéssel végzett mérések eredményeit mutatja részben a begyűjtött kőzetmintákon, részben a káliummal, illetve thoriummal kevert tiszta homokon.

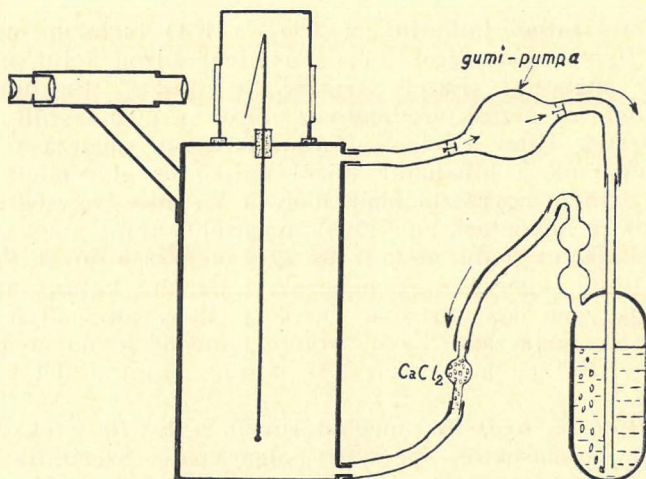
Sorszám	Kőzet neve és lelőhelye	akt/óra. kg
1.	Biotitdús bontott gránit. Nadap	282 ± 38
2.	Vasas vetődés Pákozd mellől	302 ± 36
3.	Gránit, Retezi-fele kőfejtő, Velence	298 ± 37
4.	Andezit. Nadap—Lovasberényi-úti kőfejtő	75 ± 34
5.	Aplit, Nadapi fixpont	356 ± 37
6.	$KNO_3$ -os homok (3.9% $K_2O$ -nak megfelelő konc.)	52 ± 56
7.	$ThO_2$ -os homok (0.13‰-nek megf. Th konc.)	656 ± 40
8.	Erdősmeeskei aplit	228 ± 48
9.	Erdősmeeskei gránit (biotitdús)	416 ± 42

Amint a táblázatból láthatjuk, a 3.9% a  $K_2O$  tartalom nem eredményez a fenti módszerrel mérve a hibahatáron felül mutalkozó számottevő sugárzást. Ezzel szemben a 0.13 ‰ thoriumtartalom már nagyobb sugárzást eredményez, mint a megvizsgált savanyú, eruptív kőzetek. Hogy a jelentős káliumtartalom sugárzása az észlelt sugárzásban csak a hibahatár körül mőzög és alárendelt szerepet játszik, ez érthető egyrészt abból, hogy a Velencei-hegység gránitjainak radioaktív anyagtartalma jóval magasabb, mint amekkora ilyen kőzetnél általában lenni szokott és így sugárzása jóval fölé emelkedik a kálium sugárzásának, másrészt a jelentős kálium koncentrációnak csak igen kis törtrésze, t. i. a 40-es atomsúlyú izotopja ad radioaktív sugárzást. Ezen izotop koncentrációja a gránitban  $4.7 \times 10^{-6}$  gr.  $K^{40}$ /gr kőzet azaz  $20 \times$  kisebb, mint a Th koncentrációja.

*Gleditsch és Gráf* (5.) meghatározták a K—Ra  $\gamma$ -ekvivalenst a lágyabb komponensektől megszűrt sugárzásra. Szerintük 1 gr K  $\gamma$ -sugárzása  $1.06 \times 10^{-10}$  gr Ra, azaz  $3.18 \times 10^{-4}$  gr urán sugárzásának felel meg. Az ő adatok alapján a fenti kőzetek K tartalma  $\gamma$ -sugárzásban megfelelne  $9.5 \times 10^{-6}$  gr U/gr kőzet koncentrációnak. Ezt az adatot még átszámíthatjuk Th ekvivalensre, ha megszorozzuk 1.8-cal (l. 16. old.), az eredmény  $1.7 \times 10^{-5}$  gr Th ekvivalens/gr kőzet. Mint láttuk, a furatban végzett mérésnél a sugárzás  $1.26 \times 10^{-4}$  gr Th ekvivalens/gr kőzet volt. A K tartalomtól tehát az összsugárzásnak cca 10—15%-a származhat, amely megfelel számlálócsöves méréseink statisztikai hibájának.

Hátra volt még annak eldöntése, hogy urán vagy thorium van-e a közelben, illetve milyen arányban van jelen a kettő. Ezt a feladatot csak teljes kémiai feltárás után lehetett eldönteni. A kémiai feltárást *dr. Földvári Aladárné* végezte el. Az egyes kőzetmintákból 4—4 gr-ot porított el és tárt fel alkáli karbonáttal platina tégelyben. Az olvadék sósavban feloldása és többszöri füstölgő sósavval bepárlása útján a kovasav eltávolítása után a kristálytisza sósavas oldat mosópalackba került, amelynek mindkét végét leforrasztotta. Mintegy 10—12 napi állás után a rádium-emanáció egyensúlyba kerül a jelenlevő rádiummal és uránnal. Az emanációt gumi pumpával bepumpáltuk az emanométerbe és mennyiségileg meghatároztuk. (8. ábra).

Az emanométer hitelesítése egy magam készítette rádium standard-oldattal történt. A rádium-emanáció mennyiségi meghatározása után az emanometert gondosan kiszellőztetve megvártuk, amíg faláról a rajta maradt radioaktivitás lebomlott, azután a thorium-emanáció tartalmát határoztuk meg. A thorium-emanáció felezési ideje 54.5 sec, így néhány percen belül egyensúlyba kerül a thorium megelőző bomlási termékeivel (ThX), ezért ennek emanométeres vizsgálatát állandó gázátáramoltatással kellett végezni. Ugyanígy történt az emanométer hitelesítése standard thorium-oldattal, ugyanilyen sebességű gáz átáramoltatással.



8. ábra. Az emanométer vázlatos rajza.

Fig. 8. Scheme of the emanometer.

Amint az alanti táblázat mutatja, kiderült, hogy az aktivitás túlnyomórészt a thoriumtól és bomlástermékeitől ered és csak kis részben származik az urán-rádium sorozat termékeitől.

Összefoglalásképpen mondhatjuk, hogy a Velencei-hegység savanyú kőzetei tonnánként mintegy 60–80 gr thoriumot és 6–7 gr uránt tartalmaznak. Ez a thorium tartalom lényegesen nagyobb a

EMANOMETERES MÉRÉSEK				
Kőzet neve és leelőhelye	Ra tart.	U tart.	Th tart.	Számológépes mérésből Th-ra számítva 10 <sup>-5</sup> g Th g kőzet
	10 <sup>-10</sup> g Ra g kőzet	10 <sup>-5</sup> g U g kőzet	10 <sup>-5</sup> g Th g kőzet	
Biotitdus gránit, Erdősmeeske	0.023	0.69	7.0	8.2
	0.024	0.73	7.3	
Gránit (Retezi-f.) Velence	0.029	0.87	4.2	6.1
		4.2		
Aplit Nadap, fixpont	0.027	0.80	5.6	7.0
Biotitdus gránit, Nadap	0.029	0.86	4.0	5.6

savanyú eruptív kőzetek átlagos thorium tartalmánál, mégis ipari fontossága dacára túl kicsi ahhoz, hogy kihasználására gondolni lehetne. mindaddig, amíg feldúsultabb telért nem sikerül találni. Sajnos, ilyeneket eddigi vizsgálataink során nem találtunk. Tudományos szempontból az eredmény mégis érdekes, különösen ha egybevetjük a Mecsekben talált hasonló eredményekkel. Ezek az eredmények arra látszanak mutatni, hogy a dunántúli üledékes kőzetek alatt lévő eruptív, illetőleg magmatikus kőzetek az átlagosnál nagyobb thorium tartalommal bírnak.

Vizsgálataink alapján e kőzetek életkorának meghatározására lehetőség nyílik. Az egyik mód a radioaktív bomlás folyamán felgyülemlett hélium meghatározása volna, a másik pedig e kőzetekben lévő ólomtartalom meghatározása, illetve az ólom atomsúlyának vagy a thorium bomlási sorozat utolsó elemét képező 208-as ólom izotóp mennyiségének a meghatározása. E vizsgálatok elvégzését tervbe vesszük, ha arra lehetőség nyílik.

Itt utalok arra, hogy *Szelényi Tibor* és *Csajághy Gábor* a Magyarországon ismeretes egyetlen hélium előfordulást egy Székesfehérvár melletti kútban találták (7.), nyilvánvaló, hogy a He a Velencei-hegység kőzeteiben lévő radioaktív anyag bomlásából ered.

Pleochróos udvarokat a Velencei-hegység kőzeteiből készült csiszolatokban eddig nem találtak, *Vendl* munkájában (2) sem emlékszik meg ilyenekről. Felmerülhet az a kérdés, hogy tudatos kereséssel nem lehetne-e találni, vagy pedig e kőzetek Th tartalma olyan finoman van-e elosztva a kőzet anyagában, hogy emiatt nem jöhetnek létre ilyen udvarok.

Mérő berendezéseink az egész idő alatt kifogástalanul működtek és mindenben megfeleltek a várakozásnak.

E helyen őszinte köszönetet mondok a Magyar Földtani Intézet Igazgatóságának és az Iparügyi Minisztérium Bányászati Kutató Osztályának, amiért e vizsgálatok elvégzését lehetővé tették.



# INVESTIGATIONS INTO THE THORIUM AND URANIUM CONTENTS OF THE ERUPTIVE ROCKS IN HUNGARY BY MEANS OF GEIGER-MÜLLER COUNTER TUBES.

by S. SZALAY.

It is unnecessary to explain here the importance of uranium and thorium as the most valuable raw materials of future industrial development, or their usefulness as extremely concentrated sources of energy. Although the large-scale liberation of energy from  $U^{235}$  and Pu has been achieved till now only for military purposes, it is generally known that there are scientifically based hopes that the liberation of atomic energy for peaceful industrial purposes will be achieved within the coming decades and will open a new age of industrial development. It is clear that the small quantities of high grade U ores on the Earth will not last for long as general supplies of energy. Less valuable low-grade ores, from which much more abundant quantities may be obtained, may gain value and practical usefulness.

For an atomic physicist in a small country it is an eminent task to search after the important raw materials of the coming Atomic Age. In Hungary especially there are very few districts in which, according to the opinion of geologists the occurrence of Th and U is, at least theoretically, possible. Such are the acid eruptive rocks of the Velence-Hills near the town Székesfehérvár, and the Mecsek Mountains near the town Pécs, without mentioning other small places of lesser importance.

The appreciation of the author's proposals, as shown by the Directorate of the Hungarian State Geological Institute (Budapest) and by the Ministry of Industry enabled the realization of a survey, in collaboration with the above mentioned Institute and the Institute of Physics, University of Debrecen. A little expedition was organized consisting of members of the Hungarian State Geological Institute: chief-geologist *A. Földvári*, chemist *M. Földvári*, further members of the Institute of Physics (University of Debrecen): first research associate *Éva Csongor*, demonstrator *K. Varga* and the author. We



spent a month in the Velence Hills and a few days in some other places. As it will be shown later in detail, we observed a Th content of 60–80 gr Th/metric tons of rock a U content of 7–9 gr U/metric tons of rock nearly everywhere in the acid eruptive rocks (granite, aplite) of the Velence Hills. This content is higher than the average of such rocks in other places and is significant scientifically. None of the concentrated ores of practical use were found during this preliminary survey. (1).

**MEASURING EQUIPMENTS.** The detection of radioactive substances is equally possible by ionization chambers and by *Geiger-Müller* counter tubes. Both methods have their special advantages and both of them were used in this survey.

G. M. counter tubes were employed in our outdoor researches. The investigations of the gathered rock samples were carried out in the Inst. of Physics in Debrecen, partly by G. M. counters, partly by ionization emanometers.

The use of the above-mentioned well-known instruments of atomic physicists is generally accepted and so nothing but a short description of them is here justified. (Fig. 1.) We developed in Debrecen two kinds of battery operated G. M. counter equipments, which could be used independently of the power-net and which were easily transportable. In both we used brass G. M. counter tubes of the self-quenching type, filled with 90 mm argon and 10 mm alcohol vapour. Their dimensions were 45 mm outer diameter, 88 mm cathode-cylinder length, 1.8 mm wall thickness, and 0.1 mm steel wire in the centre.

One of the G. M. equipments was connected with headphone and served for the qualitative detection of radioactive substances only (Fig. 2.). It was very easily portable in a side case, weighing about 4.5 kg, inclusive of all batteries and headphone, supplied for 400 counting hours. As is well-known the G. M. counter tube has to be supplied by about 1200 Volts constant voltage. For this purpose we developed a special kind of *Zamboni*-pile having a weight of 200 gr, inclusive holder, supplying us with 1400 Volts and several micro-Ampères.

The other equipment contained an electromagnetic impulse-counter, a more powerful amplifier and was supplied by a motorcar starter battery of 12 Volts, 70 Ampère×hours (Fig. 3.). The battery could be connected by a long rubber cable with the equipment. By means of this equipment we carried out quantitative measurements of the intensity of the  $\gamma$ -radiation right on the rock walls themselves (Fig. 4.). Each investigated point was photographed on Agfacolor film together with a reference number and the place was geographically fixed by *dr. Földvári* by means of a liquid prismatic compass and Abney level.

STANDARDIZATION OF MEASUREMENTS. At first the natural background counting rate of the G. M. tubes was determined in Debrecen; the tubes were surrounded by a very thick lead shield, so that the impulses originated only from cosmic radiation. We obtained a counting rate of 40 impulses/minutes, with a maximum square area (diameter $\times$ length) of 36.5 cm<sup>2</sup> of the counter. Later we obtained about the same background counting rate in a boat over the 2 m deep water of the Velence-Lake, which totally absorbed the radioactive radiation of the soil. Further we obtained the same result over the water of the lake of the quarry at the Csúcsos-Hill south from the town Székesfehérvár.

The number of impulses were counted for 20 minutes. The natural background was 500/20 min. In most places the observed counting rate is somewhat higher, because radioactive substances occur in insignificant quantities in soil anywhere. When the counting rate exceeds by no more than a factor of 1 the cosmic radiation, then the radioactive content of the soil is insignificant. Putting the counter tube immediately on the granite surface of the Velence Hills, we observed a total counting rate of about 130 impulses/min., so the  $\gamma$ -radiation counting rate exceeded by a factor of 2.3 the cosmic counting rate.

We standardized our counter measurements at first in the following simple way: we observed the total number of impulses during 20 minutes, subtracted from this the effect of the cosmic radiation (800 impulses) and divided the remaining radioactive  $\gamma$ -radiation effect by the cosmic radiation effect (800). We obtained in this way a number, which could be used for the rough characterization of the radioactive content of the rocks. This quotient gave a measure of the intensity of the observed  $\gamma$ -radiation compared with the intensity of the cosmic radiation, when measured by the same brass G. M. counter. This quotient is independent of the dimensions of the G. M. counter, but it neither gives immediately the quantitative radioactive content of the rocks, nor does it indicate the kinds of radioactive materials in them. The counter tube measures the  $\gamma$ -radiation, its absolute sensitivity amounts to about 1%, depending upon the quantum energy of the  $\gamma$ -quanta. As for an immediate quantitative determination, our measurements lacked the clear geometrical conditions. Owing to the want of technical adjustments we were unable to bore into the rock walls for the G. M. counter tube, excepting a single case. In all other cases we located the counter simply at the wall as near as possible and so the geometrical conditions (solid angle) were not exactly defined. We observed in the above mentioned single case in a granite wall near the village Velence 5170 impulses/20 min., that is about 6 times the cosmic effect.

We completed in Debrecen our survey by means of exact radiological laboratory investigations, on collected rock samples (see later).

The outdoor surveys indicated with certainty that the concentration of the radioactive substances is about the same everywhere in the acid eruptive rocks (granite, aplite, granite-porphiry, etc.) of the Velence Hills. Any concentration or formation of ores, on the contact of the acid eruptive rocks could not be found. Basic eruptive rocks (andesite) proved to be inactive. Hydrothermal quartzite proved to be inactive as well.

The well-known large sensitivity of the G. M. counter enables the detection of concentrated ores from a distance of 10 m or even more. Otherwise a covering layer of non radioactive soil of 1 m or more thickness, absorbs the radiations totally and makes detection impossible. As mentioned, concentrated ores were not found during this preliminary survey. *A. Vendl* does not mention any significant metallization or any important occurrence of any ores in these hills in his fundamental paper (2).

Our outdoor measurements are expressed by the quotients mentioned above. They are evaluated geologically in the paper of *Földvári* (3). The following little table I, gives an evaluation scheme for the measured intensities expressed in quotients:

Table I.

Quotient	Radioactivity of the surrounding rocks
0.0—0.1	free of radioactivity
0.1—0.5	insignificant dispersed radioactivity
0.5—1.0	small radioactive content
1.0—3.0	considerable radioactive content

QUANTITATIVE DETERMINATION OF THE RADIOACTIVE CONTENT OF ROCKS BY MEANS OF G. M. COUNTERS. As it will be shown it is possible to determine the total radioactivity content of rocks by means of G. M. counter. Practically Th, U and K are the substances giving an observable  $\gamma$ -radiation. We mean by Th, U, these elements in radioactive equilibrium with all their decay products. Of course it is practically impossible to distinguish by a G. M. counter, from which of the above mentioned elements the  $\gamma$ -radiation originates, and what is the proportion of them in the rocks. It is possible, however, to determine the total content expressed in Th- $\gamma$ -equivalents, related to a brass G. M. tube. We mean under 1 gr Th- $\gamma$ -equivalent the amount of any radioactive substance, giving in a brass G. M. counter behind 2 mm

lead shield the same number of impulses as 1 gr Th from the same distance. It is practicable to use a 2 mm lead shield because the soft components of the  $\gamma$ -radiations, of which the intensity is not known exactly, are retarded by it.

It would have been very advantageous to carry out the measurements under very well defined geometrical conditions, i. e. the G. M. counter located in an about 35—50 cm boring in the rock. By lack of technical means these preferable conditions could not be established excepting a single case.

We can calculate the number of impulses observable with a G. M. counter situated in a deep boring in rock substance (4). We put the centre of our coördinate system into the middle of the counter (Fig. 6.). The counter may be regarded to be small in comparison with the surrounding rock masses. A small volume element ( $dv$ ) of the rock containing  $c$  gr Th-equivalent radioactive substance per  $\text{cm}^3$  rock, will send a penetrating  $\gamma$ -radiation from  $r$  distance to the counter and we are observing ( $dI$ ) counting rate per minutes. It is obvious that

$$dI = \frac{c \cdot A \cdot dv}{r^2},$$

where ( $A$ ) is the sensitivity of the given counter, that is the rate of counting, when 1 gr Th (in radioactive equilibrium) is (virtually) placed at 1 cm distance from the centre.

Now we must take into account the self-absorption of the  $\gamma$ -radiation within the rock substance itself. The  $\gamma$ -quanta are traversing the distance ( $r$ ) in rock and not in empty space. As is well-known, the counting rate is diminished herewith by a factor of  $e^{-\mu r}$ , where  $\mu$  is the absorption coefficient, expressed in  $\text{cm}^{-1}$ . For the sake of simplicity in calculation, we chose for the volume element ( $dv$ ) the spherical shell of radius ( $r$ ), the thickness of it shall be ( $dr$ ).

$$dv = 4\pi \cdot r^2 \cdot dr.$$

Taking into account the self-absorption, the counting rate is

$$dI = \frac{c \cdot A \cdot 4\pi \cdot r \cdot e^{-\mu r} \cdot dr}{r^2} = 4\pi \cdot c \cdot A \cdot e^{-\mu r} \cdot dr.$$

We expand the integral over the infinite space filled with rock and obtain the total observed counting rate

$$\int_0^l dI = 4\pi \cdot c \cdot A \int_0^l e^{-\mu r} \cdot dr, \quad \text{and } I = \frac{4\pi \cdot c \cdot A}{\mu}$$

We are interested actually in the concentration of the radioactive substance per  $\text{cm}^3$  rock:

$$c = \frac{\mu \cdot I}{4\pi \cdot A}$$

In the followings we have to calculate the absorption coefficient and to estimate (A) the sensitivity of the G. M. counter. The principal considerations above are valid for any radioactive substance, but the value of the constants ( $\mu$ , A) is different for each radioactive substance.

Let us determine now the numerical value of these constants for Th in equilibrium with its decay products.

The absorption coefficient is well-known in lead and from it the absorption coefficient in granite may be reliably calculated. Otherwise it can be determined experimentally as well. We carried out both methods. It is well-known that the mass of the absorbing substance is the determining factor in the absorption coefficient. If we take the literary well-known absorption coefficient ( $\mu = 0.46 \text{ cm}^{-1}$  in lead) and divide it by the density of lead ( $11.3 \text{ gr per cm}^3$ ), further multiply it by the density of granite ( $2.8 \text{ gr per cm}^3$ ), we obtain for the absorption coefficient a calculated value of  $0.11 \text{ cm}^{-1}$  in granite for the Th- $\gamma$ -radiation, behind a 2 mm lead shield. The greatest part of the observed penetrating  $\gamma$ -radiation originates from the Th C<sup>2</sup>; it is the well-known 2.6 MeV  $\gamma$ -radiation.

We determined the absorption coefficient experimentally as well, by means of about 10 gr Th in equilibrium with its decay products. We located it near the counter tube and used selected flat pieces of granite as absorbers between them. We obtained for the so called «half-absorption thickness» a value of 7 cm. It is easy to understand that a counter in a boring is actually measuring the radiation emerging from a granite sphere of 25–30 cm radius around the counter. The radiation emerging from a larger distance is practically absorbed before reaching the counter. The absorption coefficient may be simply calculated from the half-absorption thickness in the following well-known way. The absorption function, as we saw, is

$$I = I_0 \cdot e^{-\mu r}$$

If (r) is just the half absorption thickness (R), then

$$\frac{I}{I_0} = \frac{1}{2} = e^{-\mu R}, \quad \text{and} \quad \log \text{nat } 2 = \mu \cdot R,$$

and so

$$\mu = \frac{\log \text{nat } 2}{R} = \frac{0.693}{R}$$

As mentioned R is near 7 cm, so we get

$$\mu \sim 0.1 \text{ cm}^{-1} \text{ in granite.}$$

As we see the measured absorption coefficient agrees fairly well with the calculated coefficient, especially if we regard the fact that the measurements had to be carried out on more or less irregularly formed pieces of granite.

The determination of the sensitivity of the counter (A) was carried out by means of about 10 gr Th (in equilibrium) located about 30 cm from the counter. We determined the counting rate (impulses per min.) and calculated the sensitivity. We obtained for the given brass G. M. tube  $A = 4,8 \cdot 10^3 \text{ imp./min. gr Th}$  from 1 cm distance.

In the already mentioned single case we made one measurement in a boring in a granite wall near the village Velence in the quarry of *Mr. Relezi*. We observed 5170 impulses/20 min. If we calculate the total radioactivity content and express it in Th equivalents, we obtain for the concentration

$$c = 0,36 \cdot 10 \text{ gr Th equiv./cm}^3$$

Taking into consideration the specific gravity of granite, we obtain the concentration per kg weight

$$c = 0,126 \text{ gr Th equiv./kg rock.}$$

All other measurements were carried out without a boring, the counter was located simply immediately on the rock wall. In all those cases we had to face a loss of 50% or more, depending upon the geometry. (Fig. 5.). Actually we obtained in the same quarry at the same rock wall immediately at the boring 2790 imp/20 min., which is about 2,19 times less, than the counting rate in the boring. The determination of the radioactive content of a rock wall is in this way approximalatively possible.

The sensitivity of the counting equipment may be determined for U (and decay products) in the same way. Considering the fact that behind a 2 mm lead filter the remaining penetrating  $\gamma$ -radiation originates chiefly from Ra B and C etc. and the bodies between U and Ra do not emit any hard  $\gamma$ -radiation of significant intensity, we can use for the calibration instead of U a Ra source in equilibrium with its decay products. We used about 0,01 milli-Curies of Ra and obtained for the sensitivity  $A = 2,8 \cdot 10^{10} \text{ imp./min. gr Ra}$ , that is  $A = 0,93 \cdot 10^4 \text{ imp./min. gr U}$  from 1 cm distance.

If we compare the two different sensitivities of our brass counter tube for U resp. Th, we obtain a factor, by means of which the U content of the rocks may be expressed in Th equivalents

vice versa:  $A_U/A_{Th} = 1.8$ . That means that 1.8 gr Th gives the same number of  $\gamma$ -impulses in our brass counter tube, as 1 gr U, both in equilibrium with their radioactive decay products.

QUANTITATIVE LABORATORY INVESTIGATIONS. By means of outdoor measurements with G. M. counters it is impossible to decide directly from what radioactive materials radioactivity originates, or what the proportion of the various radioactive materials in the rocks is. These questions were decided by laboratory investigations in the Institute of Physics, Univ. of Debrecen, carried out on a few typical samples of rocks. The following natural radioactive elements would come generally into question: 1. Uranium and decay products, 2. Thorium and decay products, 3. Potassium, 4. Rubidium, 5. Samarium, and 6. Cassiopeium. Only the first mentioned three elements are to be considered practically. The radioactive  $\beta$  and  $\gamma$ -radiation of K is well known (5, 6). The intensity of its radiation is small, partly because of its long decay period, partly because, its radioactive isotope ( $K^{40}$ ) has a small relative abundance of 0.012%. It is known (2), that the K content of the rocks of the Velence Hills amounts to about 3—4%. We compared in the following way the radiation of a known K content with the radiation of a known Th content (Fig. 7.): we located pulverized rock substance in a fixed geometrical arrangement in a wooden case. The natural counting rate was reduced by means of a thick lead shield so that no disturbing radioactive radiation could arrive at the counter from the surroundings. Cosmic radiation only had to be taken into account.

We measured the total number of impulses counted for 3 hours, over the cosmic radiation counting rate. The wooden case was filled with pulverized rock samples from the Velence Hills in succession, later on with a practically inactive quartz sand and with the same quartz sand, to which potassium nitrate has been mixed in equivalent concentration of 3.9%  $K_2O$  content. These measurements indicated, that the K  $\gamma$ -radiation has a small intensity in comparison with the radioactive content of the rock samples and it amounts to no more, than 10—15% of it and so remains on about the level of statistical errors. Rubidium, samarium and cassiopeium can be neglected for the same reasons. (The occurrence of these rare elements was not demonstrated or observed in these hills.) We measured in the geometrical arrangement of Fig. 7. the activity of a mixture of quartz sand and 0.013% Th in the form of  $ThO_2$  in equilibrium with its decay products. We obtained in this way the total radioactivity content of the rock samples expressed in Th- $\gamma$ -equivalents. The Th- $\gamma$ -equivalent amounted in the most active samples approximately to about  $8.10^{-5}$  gr Th/gr rocks, in a fairly good agreement with the measurement made in the boring.

The II. table shows the measurements mentioned above.

Table II.

No.	Measured rock sample, place	Activity pro hour $\times$ kg
1.	Decomposed granite rich in biotite from Nadap	282 $\pm$ 38
2.	Ferrie vein from Pakozd	302 $\pm$ 36
3.	Granite from the quarry of Mr. <i>Retezi</i> , from Velence	298 $\pm$ 37
4.	Andesite from the quarry near the road between Nadap and Lovasberény	75 $\pm$ 34
5.	Aplite from Nadap, the Hungarian fixed altimetric point	356 $\pm$ 37
6.	Inactive quartz sand mixed with $\text{KNO}_3$ equ. of 3.9% $\text{K}_2\text{O}$ content	52 $\pm$ 56
7.	Inactive quartz sand mixed with $\text{ThO}_2$ equivalent of 0.013% Th content	656 $\pm$ 40
8.	Aplite from Erdősmeeske (Mecsek Mountains)	228 $\pm$ 48
9.	Granite rich in biotite from Erdősmeeske, Mecsek Mountains	416 $\pm$ 42

As we see from the table, the  $\gamma$ -radiation of 3,9%  $\text{K}_2\text{O}$  content does not rise remarkably over the level of statistical errors. On the other hand a Th content of 0,013% gives a definitely more intense radiation, than the most active rock samples. The fact that the radiation of the K content plays only a minor rôle in the total radiation, can be easily understood partly because the radioactivity content of those hills is higher, than the average Th content of the acid eruptive rocks used to be, and partly because the prominent K concentration means only a very small concentration of its radioactive isotope  $\text{K}^{40}$ . The concentration of the  $\text{K}^{40}$  isotope amounts in these granites to  $4,7 \cdot 10^{-6}$  gr  $\text{K}^{40}$ /gr rock, i. e. to 20 times smaller, than the Th concentration. E. *Gleditsch* and T. *Gráf* (5) estimated the K-Ra  $\gamma$ -equivalent for the filtered hard  $\gamma$ -components measured by a G. M. counter tube. They found, that the  $\gamma$ -radiation of 1 gr K is equivalent with the  $\gamma$ -radiation of  $1,06 \cdot 10^{-10}$  gr Ra, i. e.  $3,18 \cdot 10^4$  gr U, in radioactive equilibrium. Using this value of the  $\gamma$ -equivalent, the total K content of these rocks would be



equivalent with  $9,5 \cdot 10^{-6}$  gr U per gr rock. We can calculate the K radiation in Th equivalents as well (see page 30), multiplying the U equivalent by 1,8. The result is  $1,7 \cdot 10^{-5}$  gr Th equivalent/gr rock. If we compare this value with the measurement made in the boring ( $12,6 \cdot 10^{-5}$  gr Th equiv./gr rock), it is evident that the  $\gamma$ -radiation of K could not have more share than 10—15% of the measured total.

The next task was to determine the relative abundance of Th and U in the rocks.

This task could not be achieved, but only after a complete chemical dissolution of the rock substance to be investigated. The dissolutions were carried out by *M. Földvári*. An amount was at first roughly pulverized in a steel mortar and later very minutely in an agate mortar.

Four grammes of the fine powder were dissolved in about 20 grammes of mixed carbonates of potassium and sodium in a platinum melting pot. After complete dissolution the molten material was dissolved in hydrochloric acid. The solution was desilicated by repeated evaporation by fuming hydrochloric acid. The silica mass then extracted by diluted hydrochloric acid, and the dehydrated silica settled down within a short time. The perfectly clear solution was sucked into a washing bottle, the two glass pipes of which were pulled out and sealed. The dehydrated silica was reserved for control. It was investigated for losses of radioactivity and found to be practically inactive.

The determination of the Th and U contents of the sealed solutions was carried out by means of an ionization emanometer constructed by the author in this institute. (Fig. 8.). In about 14 day's time the radon content of the sealed washing bottle reached practically radioactive equilibrium with the Ra and U present in the solution. The bottle was connected by rubber tubing into a closed circle with a rubber ball pump, a phosphorus pentoxide drying tube and the ionization emanometer. The glass capillary seals of the bottle were broken within the closed rubber tubes and the air of the ionization emanometer was circulated by the rubber ball pump through the solution. In this way the radon content of the solution was determined. The calibration of the emanometer was carried out in the same way in exactly the same arrangement, a similar bottle containing a carefully prepared standardized Ra solution.

The half period of thoron amounts to 54,5 sec. The determination of the thoron content had to be carried out in a different way. We used the same arrangement as before, but we kept the air in circulation by means of the rubber ball pump during the whole measurement, as steadily as possible. The calibration of the emanometer for thoron was carried out exactly in the same way, by means of a standard thorium nitrate solution, made from a small weighed amount of very old thorium nitrate. We tried to keep the air-circulation at the same speed as before.

As the following Table III. indicates, the measurements showed that the radioactivity consists in overwhelming majority of Th and decay products and only a small fraction of it consists of the U-Ra decay products.

Table III.

Radioactivity determinations by emanometer				
Rock sample, place	Ra content	U content	Th content	Total content measured by G. M. counter tube
	$\frac{10^{-10} \text{ gr Ra}}{\text{gr rock}}$	$\frac{10^{-5} \text{ gr U}}{\text{gr rock}}$	$\frac{10^{-5} \text{ gr Th}}{\text{gr rock}}$	$\frac{10^{-5} \text{ gr Th equ}}{\text{gr rock}}$
Granite from the quarry of Mr. <i>Retezi</i> , near Velence	0.029	0.87	4.2 4.2	6.1
Aplite from Nadap, the Hungarian fixed alti- metric point	0.027	0.80	5.6	7.0
Decomposed granite rich in biotite from Nadap	0.029	0.86	4.0	5.6
Granite rich in biotite from Erdősmecke (Mecsek Mountains)	0.023 0.024	0.69 0.73	7.0 7.3	8.2

SUMMARY. The acid igneous rocks of the Velence Hills (at Lake Velence near the town Székesfehérvár in Hungary) have a Th content of about, 60—80 gr per metric ton rock and 7—9 gr U per metric ton rock. Though the Th content is definitely higher than the average Th content of acid eruptive rocks, any possibility of mining and industrial use of it could hardly be hoped, unless concentrated veins or deposits of ores could be found. We could not find any during this preliminary survey on the exposed few parts of this district covering about 30 km<sup>2</sup> area. The observations are however interesting from the scientific point of view, especially if we compare them with our preliminary investigations, not yet published, in the Mecsek Mountains (near the town Pécs), which indicate similar radioactivity (last sample in Tables II. and III.) These results seem to indicate that the deep-seated igneous rocks overlain by Tertiary sediments have over the whole Trans-Danubian territory of Hungary a radioactive content exceeding the average. This fact may have an influence over the geothermic gradient.

Further the exact determination of the geological age of these rocks is made possible by means of their radioactivity. We intend to carry out such determinations partly by means of the determination of the He content, partly by the determination of the lead content ( $\text{Pb}^{208}$ ).

It must be pointed out here that He gas was found in a noticeable concentration in a well by *T. Szelényi* and *G. Csajághy* (7) near the Velence Hills, near Székesfehérvár. This is the only instance in Hungary, that He of remarkable concentration has been found. It seems to be obvious that this He has its origin in the radioactivity of the Velence Hills.

Pleochroic haloes in the rocks of the Velence Hills were not described. *Vendl* (2) does not mention any in his fundamental paper. The question may arise whether any of them could be found in the course of a careful investigation. If there are no pleochroic haloes, its reason may be, that the radioactive content is very finely dispersed in the rock substance.

Our measuring equipments functioned during the whole survey without any major disturbance.

I wish to express my best thanks to the Directorate of the Hungarian State Geological Institute and to the Mining Department of the Hungarian Ministry of Industry for the support of these investigations.

#### IDÉZETT IRODALOM — REFERENCES

1. *A. Szalay*, Nature, 162 Vol., No. 4116. Sept. 18, 1948.
2. *A. Vendl*, Jahrb. d. Kgl. Ungar. Geol. Reichsanstalt, 22, Heft 1, 1914.
3. *A. Földvári*, Relations Ann. Inst. Geol. Hung. B) Disputationes Vol. X. 1948.
4. *A. Szalay* and *Eva Csongor*, Science, Vol. 109. 1949.
5. *E. Gleditsch* and *T. Gráf*, Phys. Rev. 72, 640. 1947.
6. *K. Behounek*, Zeitschr. f. Physik, 69, 654, 1941.
7. *T. Szelényi* and *G. Csajághy*, Annales Inst. Geol. Hung. Vol. XXXV. 4. 1941. Budapest.

DR. FÖLDVÁRI ALADÁR:

## A MAGYARORSZÁGI RADIOAKTÍV ANYAGKUTATÁS FÖLDTANI ÉS KÖZETTANI VONATKOZASAI.

### Bevezetés.

1947. elején *Dr. Szalay Sándor* egyetemi tanár magyarországi kőzeteket kért a m. áll. Földtani Intézet gyűjteményéből radioaktív mérések céljára. A Velencei-hegység kőzeteinek egyrésze az átlagosnál magasabb radioaktivitást mutatott és ezért helyszíni vizsgálatokat javasolt egy esetleges, urániumban gazdag kőzet felkutatására. Az ügy jelentőségére való tekintettel *Dr. Szalai Tibor*, a Földtani Intézet vezetője az Intézet munkaprogramjába felvette a hegység radioaktív kutatását és az Iparügyi Minisztérium Bányászati Osztálya elrendelte a vizsgálatok elvégzését. Így jött létre 1947. nyarán egy kis kutatóexpedíció, melyben fizikusokon kívül kémikus és geológus is részt vett. A geológus-vezető szerepét *Dr. Földvári Aladár* főgeológus vállalta, mivel előző, másirányú (molibdén, alunit, stb.) kutatásai során a hegység földtani felépítését már jól megismerte. A terepmunka program szerinti befejezését gátolta az, hogy a geológus-vezető az expedíció végső szakaszában gyermekparalízises fertőzés következtében járóképességét fokozatosan elvesztette és végül több hónapig béna volt. A külső munkát laboratóriumi vizsgálatok követték, melyeket ma is tovább folytatunk. Az eddigi tapasztalatok eredményét és az ebből következő munkaprogramot az alábbiakban ismertetem.

### Radioaktív anyagok felhalmozódásának teleptani típusai.

A kutatás okszerűsége érdekében szükséges volt az összes lehetőségek elméleti áttekintése. Az irodalom alapján, uránfelhalmozódások következő teleptani típusai ismeretesek:

1. *Pegmatitokban*, tehát gránitok megszilárdulásakor keletkező, *gázokban dús* magmamaradékokban halmozódik fel az urán, mivel nagy ionrádiusza miatt nem képes a gránit zömét képező szilikátok kristályvázába beépítődni. Természetesen nem minden pegmatit urán-

tartalmú. Jellemző előfordulások találhatók Európában a Portugál-Spanyol határvidéken, Norvégiában, Oslo és Langesund-fjord vidékén, Észak-Karéliában, Bulgáriában. Afrikában a keletafrikai Uluguru hegységben, Madagaszkárban. Ázsiában Indiában ismeretesek ilyen pegmatitok. Amerikában Dakotában a Black Hills-ben és Kanadában. Végül Ausztráliában is találtak pegmatitos uránércceket. Erre az előfordulási típusra jellemző, hogy az urán mennyisége korlátozott, bár pl. Kanadában tonnas nagyságú uránszurokércedarabokat is találtak a pegmatitokban. A pegmatitos uránérccek tehát előreláthatólag hamar kimerülnek és a távolabbi jövő uránellátását nem fedezhetik.

2. *Ónérc formációval kapcsolatban.* Ezek az előfordulások gránittömzsök szélén pneumatolitos hatásokra keletkeztek. Sokszor a kőzetben hintve, sok esetben a kőzetet átjáró telérekben, máskor a mellékkőzetből keletkezett kontaktpalákban. Az urán itt ón, bizmut, kobalt, nikkel, szulfidos rézérccek, arzenopirit, ezüst és cink kíséretében található. Jellemző előfordulások Cornwallban St. Ives, St. Austell, Grampound, a Cseh-Szász Érchegységben Schlaggenwald.

2. a. *Típusként* lehet Schmiedeberg (Riesengebirge) urán előfordulását tekinteni. Ez is kontaktpneumatolitos eredetű, kontakt magnetit és hematit érccel együtt fordul elő az urán, szulfidos réz és ezüstérccek társaságában, gránittömzs közelében. A 2. típustól ezt az előfordulást csak az ónérc hiánya különbözteti meg.

3. *Hidrotermális érctelérekben* (és ezek mellékkőzetében impregnációként). A kobalt, nikkel, ezüst, bizmut érctelérek *mélyebb részében* található urán. Jellemző kísérő ásványok a vörösre színeződött kalcit és a feketésibolya színű fluorit. Jellemző előfordulások a Cseh-Szász Érchegységben Jachymov (= Joachimstal); Gilpin (Colorado, U. S. A.) ezüst, arany, bizmut ércek kíséretében; Belga Kongóban Katanga körzetben Luivishi, Shinkolobve szulfidos rézérccek kíséretében.

A 2., 2a., 3. típust összefoglalóan *P. Krusch* nyomán szulfidos uránérc formációnak nevezhetjük.

4. *Üledékes uránérc telepekben.* Colorado (U. S. A.) homokkövekben vanádiummal és rézérccel együtt (carnotit); és Tuja-Mujun Türkisztán (U. S. S. R.) mészkövekben vanádiummal és rézérccel együtt. Ezek az üledékes urántelepek határozottan anorganikus eredetűek.

4. a. *Típusként* tekinthetők az ugyancsak üledékes, de organikus eredetű svédországi «kolm» képződmények, melyek kambri-kori palák szén-konkréciói. Ezen szénkonkréciók hamujában felhalmozódva található az urán. Tekintettel arra, hogy *Stoklasa J.* — *Penkava J.* (Biologie des Radiums und Uraniums. 1932.) a Kammerbühl vulkáni kráterében élő növényzetten megállapították, hogy állandóan urántartalmúak, továbbá ugyanők kimutatták kísérletileg a növények uránfelvevő képességét, a kolm urántartalmát élő organizmusoktól közvetített koncentrációnak tekinthetjük.

5. *Közetekben lévő szórt (dijju-) radioaktív anyagok.* (Rádium, urán stb.) Elsősorban gránitokra és főleg savanyú differenciálódási termékeikre jellemző a szórt aktivitás. A mikrolitok körül látható radióhalo (pleokróos udvar) alapján az aktív anyag kicsiny ásvány szemekben foglal helyet. Régebbi vizsgálatok ezeket a mikrolitekét cirkkonnak írták le. Újabb vizsgálatok szerint (C. Osborn Hutton: The nuclei of pleochroic haloes), ezek a pleokróos udvarok monacit-től xenotimtól és apatittól származnak.

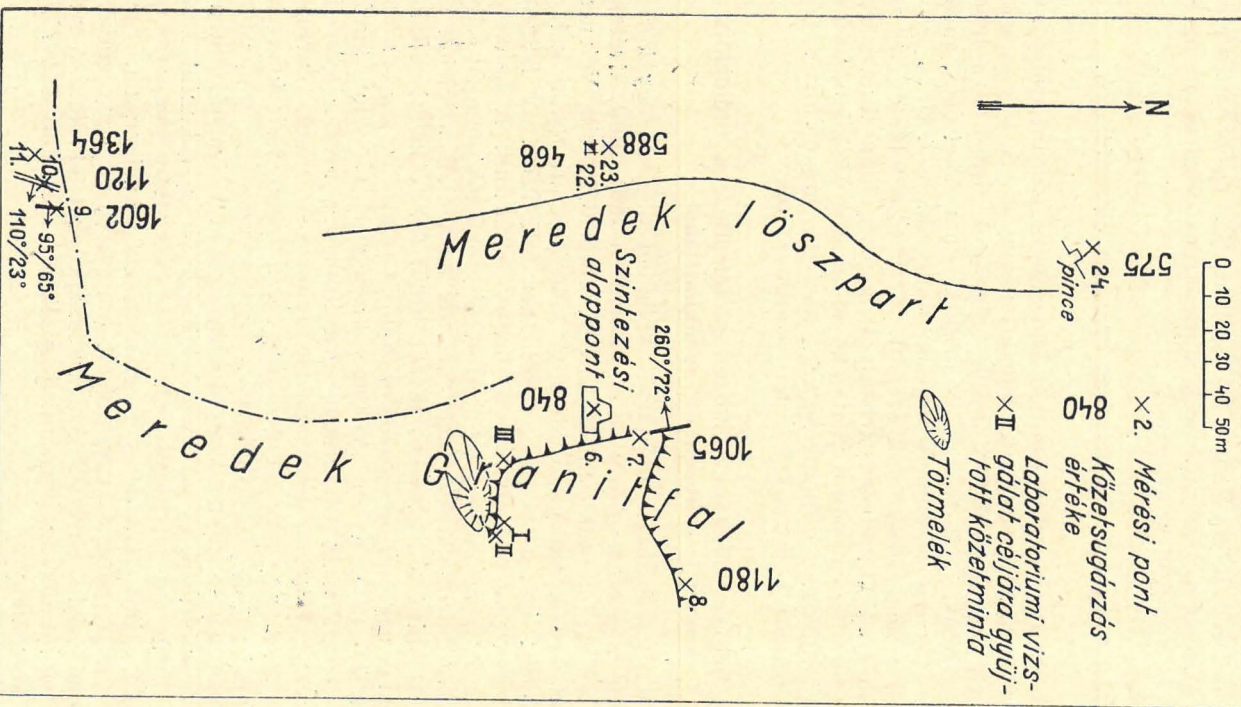
### A Velencei hegységben lehetséges uránium előfordulások.

A kutatásoknál az eddigi földtani ismereteink szerint csupán a 2a. és 5. típusú uránelőfordulással lehetett számolni. A terepmunka során felfedezett pegmatit előfordulások még az 1. típust is a lehetőségek közé sorolták. A 2. típusú előfordulást nem lehetséges, mivel Magyarországon az őnércformáció teljesen hiányzik. A 4. típusú sínes meg nálunk az eddigi vizsgálatok szerint. A Balaton-felvidék perm-homokkövei, melyek a paleozóji kristályos hegység lepusztulási termékei és a coloradói carnotitos homokkővel analóg képződménynek tekinthetők, inaktívok. (A németországi hasonló homokkövek bár vanádiumot kimutattak belőlük, szintén uránmentesek.)

### A Velencei hegység földtani és közettani felépítése a radioaktív anyagok előfordulása szempontjából.

Vendl A. monográfiája alapján a Velencei hegység egy körülbelül  $40 \times 7$  km nagyságú gránittömb, melyet a déli oldal kivételével eléggé összefüggő kontaktpala köpeny vesz körül. A déli, Velencei-tó felőli oldalon a kontaktpala köpeny, kétségtelenül tektonikai ok folytán hiányzik; így a hegység féloldalas felépítésű. A hegység belső kiemelt részéről a kontaktpala-köpeny lepusztult. A keleti és nyugati szélén is a gránithegység haránt diszlokációk mentén súlylyed a környező harmadkori rétegek alá, de ezek a diszlokációk kisebb méretűek, mint a hegységet délről határoló. A keleti oldalon lévő diszlokációk egy erőteljes zúzódási zónáját találta meg a pannonrétegek alatt az 1948. évben Velence községben mélyített fúrás. A gránittal genetikailag összefüggő gránitporfir-, aplit-, kvarcit-, kerzantitellérek északkelet-délnyugat irányúak. A fiatal, harmadkori andezitek és a velük genetikailag összefüggő hidrokvarcitok harántirányúak, északnyugat-délkeleti vagy észak-déli csapásúak. A gránittömböt borító köpenyképződményekről a Polgárdi-Falubatytyán, környéki feltárások és a Velence községi fúrás, valamint a székesfehérvári fúrás ad felvilágosítást. Ezek: kontaktmetamorf kristályos mészkő, fillit, kövületes karbonmészkő, karbonpala, porfiroid, perm tarka palák és egy préselt homokkő, melyet leginkább dinamometamorfózist szenvedett grauwackénak lehet tekinteni. A részleteket illetőleg utalok az irodalmi jegyzékben megadott két *Földvári A.* féle közleményre.

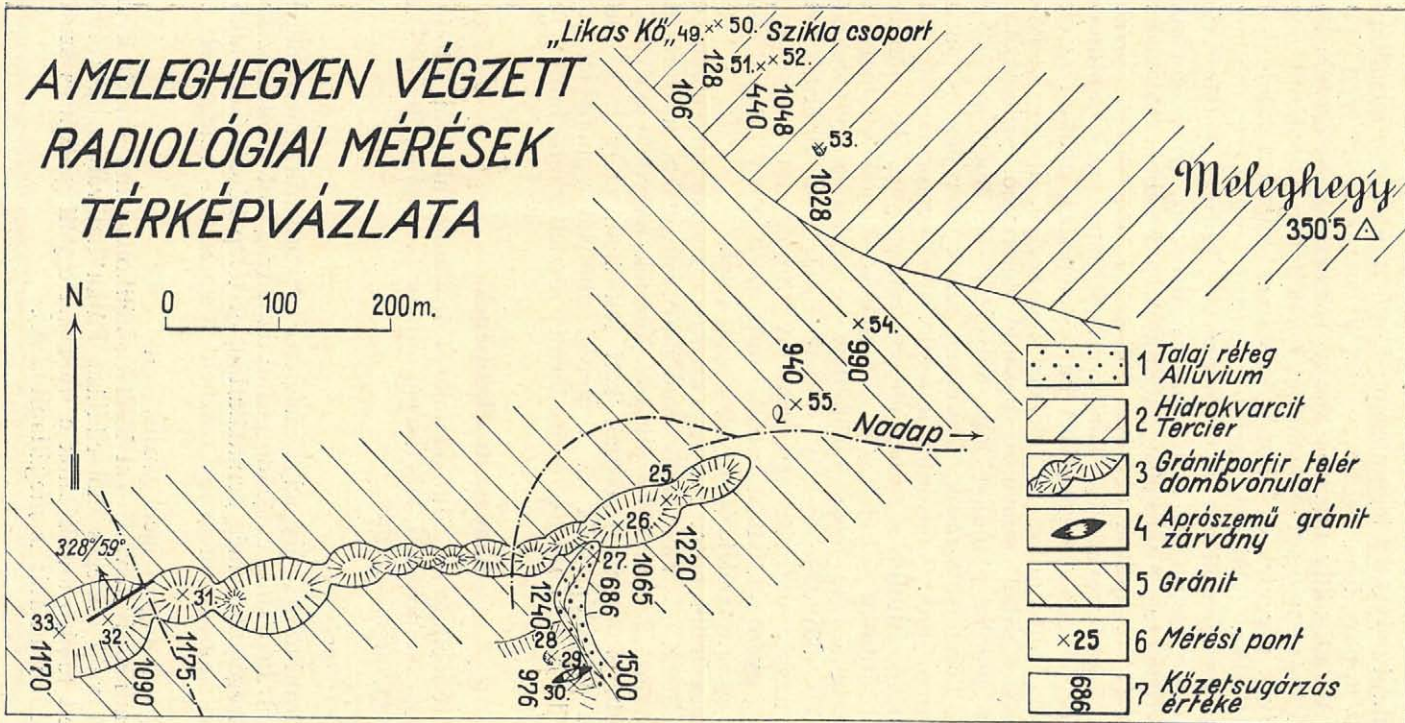
# A NADAPI SZINTEZÉSI ALAPPONT KÖRNYÉKÉN VÉGZETT RADIOLÓGIAI MÉRÉSEK TÉRKÉPVÁZLATA



1. ábra.

Fig. 1. Sketch of the radiometric measurements at the altimetric point of Nadap. Symbols: Crosses with horizontal numbers: measurement points. Vertical numbers: intensity of radiation. Roman numerals: locality of specimens collected for emanometric examination.

# A MELEGHEGYEN VÉGZETT RADIOLÓGIAI MÉRÉSEK TÉRKÉPVÁZLATA



2. ábra.

Fig. 2 Sketch of the radiometric measurements on the Meleghegy. Symbols: 1. Alluvium. 2. Tertiary hydroquartzite. 3. Granite porphyry outcrop. 4. Finegrained granite inclusion. 5. Granite. 6. Measurement point. 7. Intensity of radiation.



A közzétlani tényekből legfontosabb *Vendl A.*-nak az a megállapítása, hogy az aplitok igen gázdús, magas nyomáson keletkezett képződmények. A radioaktív mérések során Velencén a Retezi-féle kőfejtőben és Pákozdi nyugati oldalán lévő kőfejtőben felfedezett pegmatitok (melyek üregesek és bennük kristályos, idiomorf kifejlődésű kvarc és ortoklász található), szintén gázdús magmára utalnak. Ezek az erős pneumatolizisre utaló jelenségek kedvező tényezők az 1. és 2. urán érctelep-típus keletkezésére. Mivel az uránelőfordulások kvarcporfirtelepek kíséretében találhatók, a további analógiákat szaporítja, hogy az aplitok egyrésze teljesen kvarcporfir szövetű és egyforma joggal nevezhető akár kvarcporfirnak, akár aplitnak. A magyar közephegység harmadkori kavicstelepeiben gyakori kvarcporfir kaviccsok valószínűleg a Velencei hegységből, illetve mélybe-süllyedt folytatásából származó hasonló telérekből származnak. A radioaktív mérési pontokat úgy helyeztük el, hogy az összes kőzettípusok, kőzetváltozások, tektonikai síkok szerepére vonatkozólag adatot nyerjünk. A gránitos kőzetek közel egyforma aktivitást mutatnak, mégis, mintha a színes elegyrészekben dúsabb, valamint a vasoxiddal átitatott kőzetek (és hasadékok) valamivel nagyobb aktivitást mutatnának. Ezzel ellentétben a színes elegyrészekben dús kerzantitok aktivitása csekély. A pegmatitok nem mutatnak magasabb aktivitást a normális gránitnál. A kontaktpallák egyrésze a gránittal megegyező aktivitást mutat, amit azzal lehet magyarázni, hogy ezek a gránitvadékból anyagot vettek fel.

Az összes többi kőzet inaktív, kivéve a vasoxiddal erősen átitatott kvarcitokat. A vasoxidnak radioaktív anyagokat adszorbeáló hatása közismert, a vasoxiddal átitatott kőzetek nagyobb aktivitását tehát másodlagos felhamozódásnak kell tekinteni, mely a kőzetekben szivárgó oldatokból vált ki. A mérési adatokat a mellékelt táblázat (45. old.) és néhány jól feltárt terület részlettérképe tünteti fel. (1—4. ábra.)

### Bányászati lehetőségek.

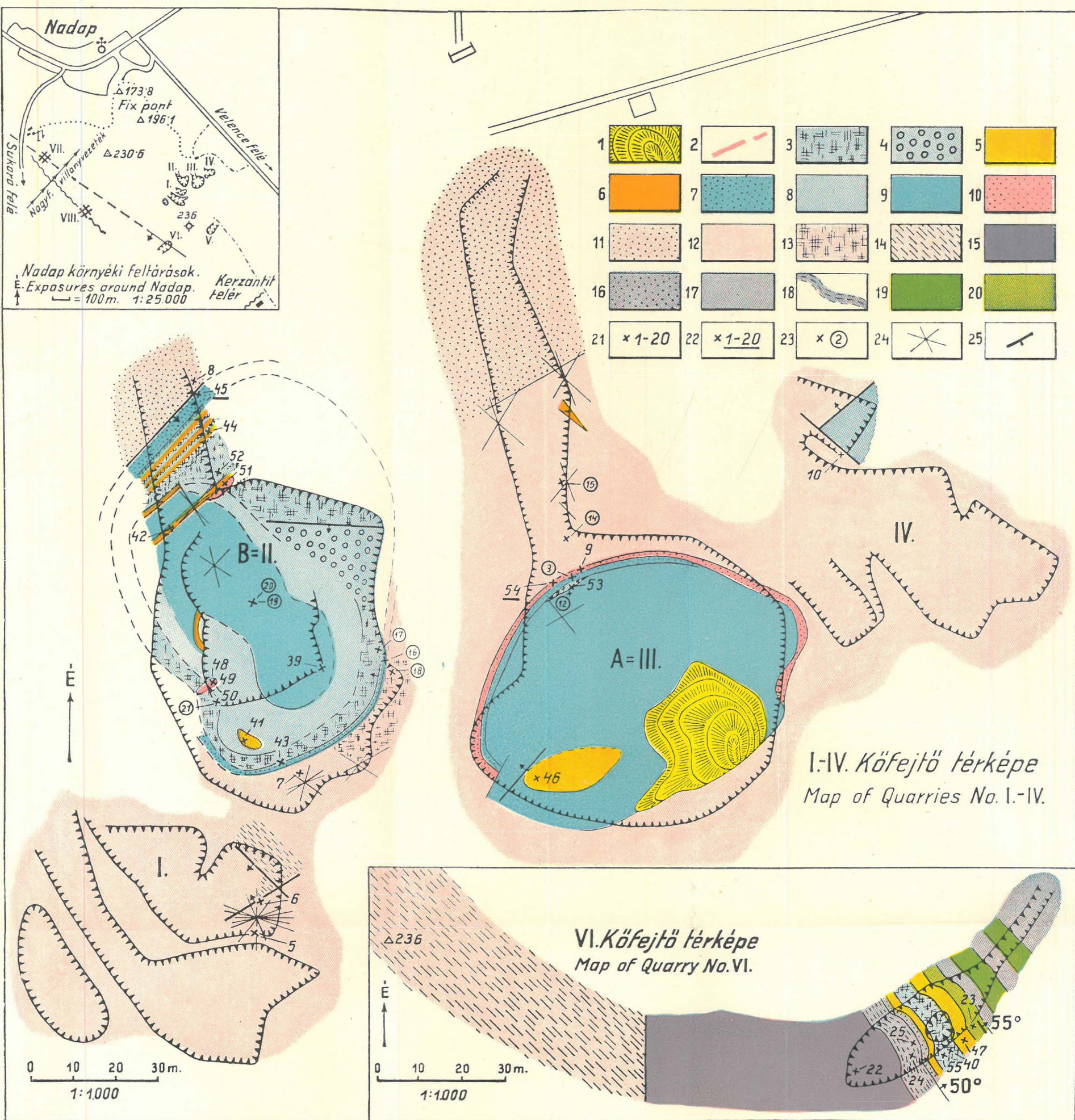
Ha a rendelkezésre álló adatok és irodalom alapján látoljuk egy urántelep előfordulási lehetőségét, akkor az alábbi tényezőt állíthatjuk egymással szembe:

#### *Pozitív tényezők:*

1. A gránittömzs nagysága megfelel a cornwalli méreteknak, tehát koncentrációhoz elegendő gránitalapanyag állt rendelkezésre. A hegység szegélyén a még denudátlan, érctelep képződésére alkalmas kontakt köpeny megvan, részben harmadkori rétegekkel eltakarva.

2. A gránitmagma igen gázdús volt.

3. A radioaktív ásványokat kísérő sötétibolyaszínű fluorit kvarcos telérben való tömeges előfordulása Pátka határában. (Az 1948. évben végzett feltáró munkálatok e fluorittal együtt galenit és szulfidos rézérc előfordulását is megállapították).



4. ábra. — Fig. 4.

A NADAPKÖRNYÉKI KŐBÁNYÁK KÖZETTANI TÉRKÉPE.  
 PETROGRAPHIC MAP OF THE QUARRIES AROUND NADAP.






1. törmelék. — detritus. 2. zeolitos, pirites, hematitos erek. — zeolithe, pyrite-, haematite-bearing stringers. 3. vas-mangánoxid hálókkaal átjárt andezit. — andesite with Fe-Mn oxyde network. 4. vas-mangánoxidall átítatott gömbös elválású andezit. — andesite impregnated with Fe-Mn oxydes having sphaeroidal parting. 5. kaolinodott andezit. — kaolinized andesite. 6. kaolin-erek. — kaolin veins. 7. agyagos homokká elváltozott andezitszegély. — andesite-border turned to a clayey sand. 8. kaolinodott földpátú andezit. — andesite with kaolinized feldspath. 9. ép földpátos propilitisedett andezit. — propylitized andesite with unaltered feldspath. 10. intenzíven kaolinodott gránitszegély. — intensely kaolinized granite-border. 11. kaolinodott szétporló gránit. — kaolinized crumbly granite. 12. kaolinodott szilárd gránit. — kaolinized compact granite. 13. vas-mangánoxid hálókkaal átjárt kaolinodott szilárd gránit. — kaolinized compact granite with Fe-Mn oxyde network. 14. színes elegyrészeket tartalmazó gránit. — granite with ferric

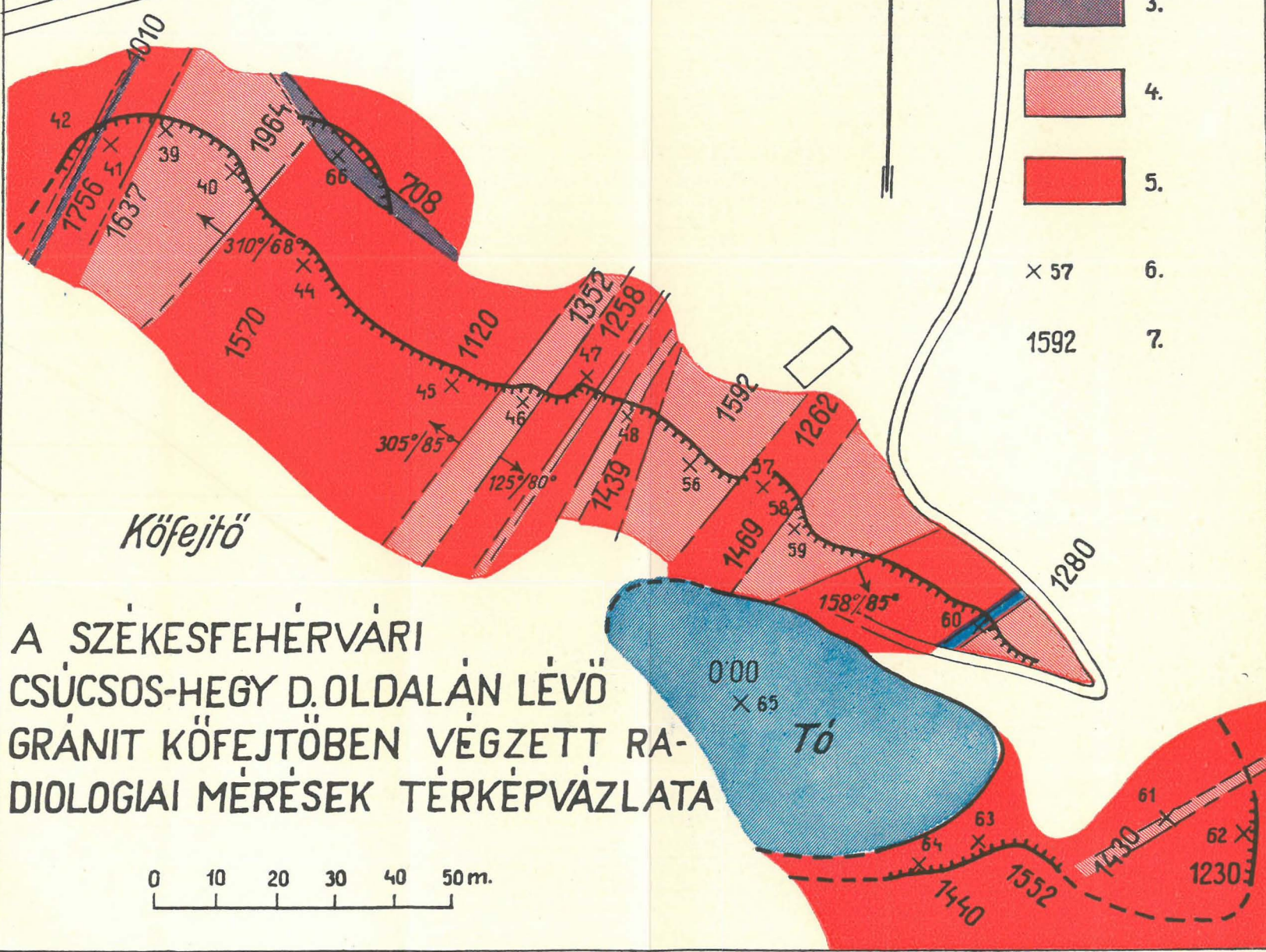
constituents. 15. kontakt pala (nagyreszük szürke homokkő). — contact-metamorphosed schists (chiefly grey sandstone). 16. kvarcosodott kontaktpala. — silicified contact-metamorphosed schists. 17. világosszürke kontakt homokkő. — light grey contact-metamorphosed sandstone. 18. fehér színűre változott (kaolin?) kontaktpala. — bleached white contact-metamorphosed schists (kaolinized?). 19. zöldesszürke kontakt homokkő. — greenish-grey contact-metamorphosed sandstone. 20. zöldesszürke csillámos kontakt homokkő. — greenish-grey contact metamorphosed micaceous sandstone. 21. elemzésre vett Mo-mentes minták. — analyzed rock-specimens without determinable Mo-content. 22. elemzésre vett Mo-tartalmú minták. — analyzed rock-specimens with determinable Mo-content. 23. radioaktivitásmérési pontok. — points of radioactivity measurements. 24. diaklázisok csapásiránya. — strike of partings. 25. vetődések és kőzetek határsíkjai. — faults and terminating planes of rocks.

# Csúcsos hegy

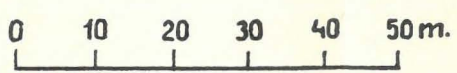
← SZÉKESFEHÉRVÁR



-  1.
-  2.
-  3.
-  4.
-  5.
- × 57 6.
- 1592 7.



A SZÉKESFEHÉRVÁRI  
CSÚCSOS-HEGY D. OLDALÁN LÉVŐ  
GRÁNIT KŐFEJTŐBEN VÉGZETT RA-  
DIOLOGIAI MÉRÉSEK TÉRKÉPVÁZLATA



3. ábra. — Fig. 3. Sketch of the radiometric measurements in the quarry of Csucsoshegy near Székesfehérvár.

Jelmagyarázat. — Explanation.

- 1. Bányató. — Lake in the quarry.
- 2. Kaolintelér. — Kaoline vein.
- 3. Kerzantittelér. — Kersantite dike.
- 4. Aplittelér. — Aplite vein.
- 5. Gránit. — Granite.
- 6. Radiológiai mérési pont. — Measurement points.
- 7. Sugárzás értéke. — Intensity of radiation.

4. Molibdén-nyomok előfordulása a hegységben.
5. Ólomérc, pirites és szulfidos rézérc behintések a kőzetekben.
6. Hélium-tartalmú gázok előfordulása a székesfehérvári fúrásban.
7. Kontakt magnetitelőfordulás Pátka határában.
8. Barittelérek a hegységben.

*Negatív tényezők:*

1. Ónérc hiánya.
2. Kobalt, nikkell, bizmut hiánya.
3. A falubattyáni, genetikailag a Velencei hegység kőzeteihez tartozó ólomérc inaktív.

4. *Vendel M.* professzor szóbeli közlése szerint (amit e helyen is hálásan köszönök) a Velencei hegység gránitmagmájának kémizmus a eltér az urántelepekkel kapcsolatos gránitokétól.

Megjegyzem még, hogy a vanádiumnak a hegységben való előfordulására vonatkozó vizsgálatok folyamatban vannak, az urán és vanádium geokémiai kapcsolata miatt a vanádium esetleges kimutatása további támaszpontot nyújtana. A pátikai fluoritos teléren található ércnyomokban az ezüst is kimutatható, ez ugyancsak a pozitív tényezők közé sorolható.

Pegmatitok és szulfidos-fluoritos ércellérek előfordulásának lehetőség, (melyek kedvező esetben uránt is tartalmazhatnak), a pátikai és velencei ércnyomok alapján a gránittömsz kontakt köpenyében feltételezhető.

Számításba jöhet a hegység szegélyén az a zóna, melyben az eltakaró harmadkori rétegek alatt a kontakt köpeny még bányászatilag elérhető mélységben van. Ez geofizikai mérésekkel megállapítható és a különböző geofizikai mérések alapján kedvező esetben a mélyben rejtőző esetleges szulfidos érc vagy magnetit-előfordulások helye is kijelölhető lenne. Az urán kutatás tehát szorosan kapcsolódna a mágnesvasérc és szulfidos ércek kutatásához a Velencei hegység környékén.

A Velencei hegységben ezidő szerint csupán a gránitban lévő 6 g/t átlagos urán és mintegy tízszeres nagyobb thorium-tartalommal számollhatunk. A gránit tömegét tekintve ez tekintélyes uránkészletet jelent. Tekintettel arra, hogy a hasonló koncentrációjú arany zúzóércet már ma is rentábilisan termelik, gondolnunk kell a jövőben ilyen urántartalom kitermelésére is. Kétségtelen, hogy az arany lényegesen egyszerűbben szeparálható a zúzóérből, mint az urán, de az arany ipari jelentősége csekély, míg az urán a jövő energiaforrása; jelentősége egyre inkább nőni fog. Felülően számolni kell azzal, hogy a jelenleg bányászott dús urántelepek kimerülnek és az ilyen szórt urántartalmú kőzetek kitermelésére is sor kerül. Sőt, mivel minden urántermelő állam tiltja az urán kivitt és előreláthatólag a jövőben még inkább tiltani fogja,

nem lesz mód az urán importálására. Az uránra azonban feltétlenül szükség lesz a modern iparban, így a nélkülözhetetlen, de pénzen meg nem vásárolható urán kitermelése belföldön bármilyen költséget megérhet.

### A szórt urán koncentrálsának lehetősége.

Az urán kitermelésének tehát központi problémája a koncentráls lehetőség. Mindeközéig nem tudjuk, hogy a gránitban milyen formában van jelen az urán, nem tudjuk milyen ásványhoz van kötve. Az a tény, hogy a színes szilikátokban dúsabb és a vasoxidos gránitok valamivel nagyobb aktivitást mutatnak, amellelt szól, hogy az ú. n. nehéz ásványokban (amelyek többnyire vastartalmúak) lároldódik az urán. *Kirsch* szerint (12. p. 165.) a kőzetek eredeti aktivitását ásvány-szeparációk előállításával 100-szorosra lehet emelni.

*Babanc F.* a joachimstali telérek mellékkőzetén, egy szkapolitos csillámpalán végzett urán koncentrálsát egyszerű iszapolással. 6358 kg 0.01% urántartalmú palából 226 kg 0.3% urántartalmú koncentrátumot állított elő; az akkori uránárak mellett az eljárás nem volt kifizetődő. E kísérlet megítélésénél nem szabad figyelmen kívül hagyni, hogy a csillámpalában az uráneerc szemecsei bizonyosan nagyobbak voltak, mint a gránitban lévő szórt urántartalmú ásványok szemecsei, viszont azt sem szabad figyelmen kívül hagyni, hogy a mai dúsító eljárások sokkal hatékonyabbak mint az akkor végzett egyszerű iszapolás.

A gránitokat, különösen a Velencei hegység gránitját tekintve, a radioaktív ásványszemecsek mikroszkóposan a bezáró ásványszemecse elszíneződése útján ismerhetők fel, ami a sugárzás következtében jön létre. Ezek a radiohalok gránitokban különösen a biotitokban látszanak jól, a régi irodalom a hallok középpontjában lévő ásványszemecet cirkonként könyvelte el. *Vendl A.* a Velencei-hegység gránitjainak összes elegyrészeiből leírja a cirkon zárványokat, de pleokróos halok kifejlődését nem említi. A Földtani Intézet birtokában lévő velencei gránit csiszolatokban én sem találtam ilyen halokat. Természetesen a kérdés végleges eldöntéséhez további nagyszámú csiszolat-sorozatokra lenne szükség.

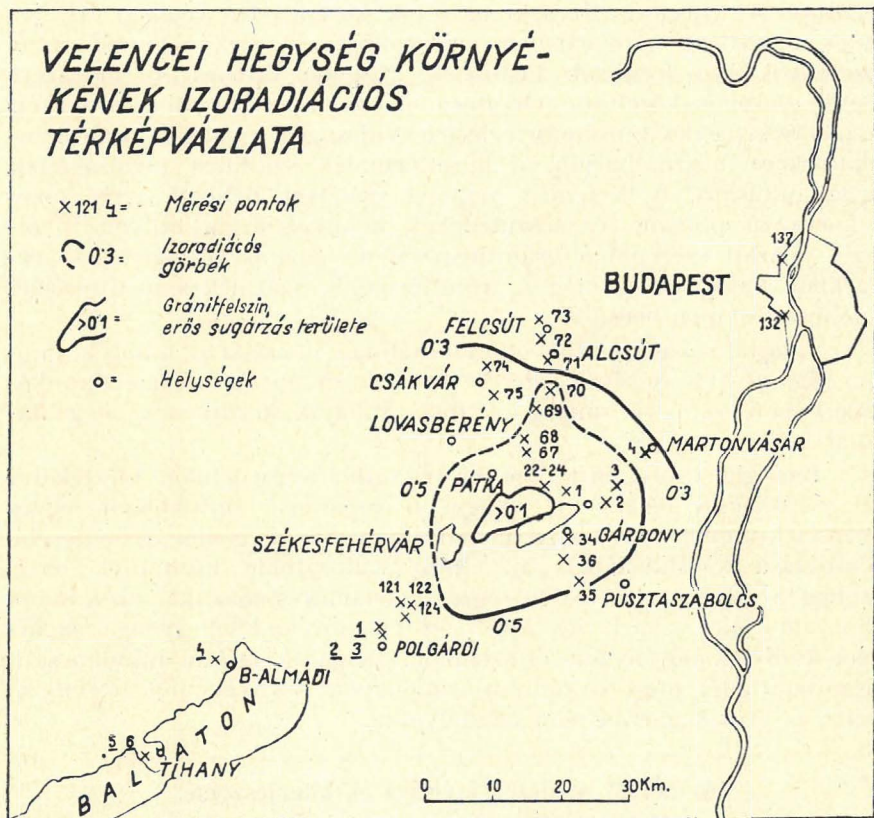
*Osborn Hutton* már idézett vizsgálatai szerint a New-Zealandból származó gránitok biotitjaiban lévő halokat monacit, xenotim és apatit okozza, a jelenlévő cirkonnak nincs halója.

Lehet azonban az is, hogy a Velencei hegység gránitjaiban a cirkon-kristályok körül azért nem fejlődött ki halo, mivel az csak idős gránitokon figyelhető meg, a Velencei hegység gránitja pedig viszonylag fiatal, ugyanis karbon és feltehetően perm üledékeket kontakt-metamorfizál, tehát ezeknél fiatalabb korú, semmi esetre sem idősebb a karbonnál.

A továbbiakban laboratóriumi szeparációs kísérletekkel fogjuk a vizsgálatainkat folytatni.

A helyszíni mérések általános tudományos vonatkozásai.

Az átnézetes térképen látható, hogy a Velencei hegység kristályos kőzeteit körülvevő löszből és pannon- és löszrétegekből álló területen a hegység felé közeledve az aktivitás fokozatosan nő. (5. ábra.)



5. ábra.

Fig. 5. Isoradiation map of the surroundings of Velence Mountain. Symbols: measurement points; isoradiation curves; granite surface (strong radiation); villages.

Mivel a sugármérés, a többi geofizikai méréstől eltérően, nem az altalaj hatásainak összegezését, hanem kizárólag a felszínen lévő kőzetre vonatkozó értéket adja és a kőzetek sugárzás-elnyelő képessége igen nagy; ezt a jelenséget csak azzal magyarázhatjuk, hogy az aktív kőzet törmeléke belejutott a környező kőzetekbe is. Változatos isoradiációs térképek szerkeszthetők a mellékelt minta szerint. A sugárzás mértékéül a talajsugárzás/kozmikus sugárzás erősségének viszonyszámát használjuk. Az I. fokozatot a 0.0–0.1 viszonylagos sugárzású kőzetek képezik (sugárzás mentes), a II. fokozatot a 0.1–0.5 sugárzású kőzetek (csekély sugárzás), a III. csoportot az

1.0—3.0 erősségű kőzetek (számottevő sugárzás). Az eddigi vizsgálataink szerint az I. csoportba tartoznak a Budai hegység és a Balatonfelvidék mészkő és dolomit területei és az ezekhez csatlakozó üledékes kőzetekből álló területek. A II. csoportba tartoznak azok a csekély sugárzású területek, amelyek a kristályos hegységeinket veszik körül pl. Velencei és Mecseki gránitok környezete. Végül a III. jelentős aktivitású csoportba a gránitokból és ezekkel kapcsolatos kőzetekből álló területek tartoznak. Nagyon értékes új módszert jelent alkalmas kőzettani felépítésű területen az izoradiációs térkép az üledékképződés tanulmányozására. Valósággal üledékképződési indikátorként használhatjuk, a kőzettörmelék szállítási távolságának megállapítására. A Velencei hegység esetében például arra, hogy a környező pannon- és löszüledékek keletkezésében milyen távolságig játszott szerepet a gránithegység anyagának törmeléke. A rétegekben valószínűleg még a gránittörmelék százalékos mennyiségét is lehet ez alapon becsülni.

Talajtani szempontból előreláthatólag hozzájárul majd a talajok sugárzó-képességének mérése a sugárzó anyag hőtermelése következtében az ú. n. meleg és hideg talajok kérdésének megoldásánál is.

Biológiai irányban különösen botanikai téren lehetne kiértékelni az izoradiációs térképeket. Nagyobb sugárzású területeken, egyes ilyen tekintetben érzékenyebb növényfajták a gének erőteljesebb bombázása következtében új, eltérő változatokat hozhatnak létre. Esetleg az ilyen területeken végzett variációs statisztikai vizsgálatok kimutathatják a variációs képesség megnövekedését gyenge sugárzású területek növényzetével szemben. Belga Kongóban mindenesetre megállapítható, hogy a rádium-urántelepek környékén a növényzet életét az erős sugárzás nem akadályozza.

### A mérési módszer javítása és kiterjesztése.

A terepen végzett mérésekből kiderült, hogy a szabálytalan felszínen végzett méréseket a sugárzó felület alakjából következő hatás erősen befolyásolja. Ezért a jövőben a méréseket a kőzetbe, illetve talajba fúrt lyukakban kellene végezni, melyekbe a mérőcső beletehető. A mérőcsövet minden irányból körülvevő kőzetben ilymódon egységes gömbfelület sugárzó hatását mérjük. A mérések megfelelő módon átalakított készülékkel fúrólukak rétegeinek szelvényezésére is használhatók. Ilyen mérések alkalmazásáról olajterületek fúrásaiban már megemlíkezik az irodalom. A mérések kiterjesztését hazai olajtelepek fúrásaira érdemes lenne megindítani.

A további években a magyarországi kristályos kőzetekből álló hegységek területén, elsősorban a mecseki gránitvidéken kívánjuk folytatni a sugárzás-méréseket.

## A hazai kőzetek abszolút korának megállapítása.

Földváriné Dr. Vogl Mária spektroszkópos vizsgálatai megállapították, hogy a velencei hegység gránitjainak ólomtartalma 0.01% nagyságrendű. Tervbe vettük a gránitokból elegendő mennyiségű ólom szeparálását és a Debreceni Egyetem Orvostudományi Fizikai Intézetében épülőféllben lévő tömeg-spektrográffal az egyes ólomizotópok mennyiségének megállapítását. Az ismert rádióaktív módszer alapján így lehetővé válik a kőzet korának éveken való megállapítása. Földtani szempontból igen nagyjelentőségű lépés lenne ez a kormegállapítás, számos függőben lévő geológiai probléma megoldást nyerne. Az értelemképződésre vonatkozólag is fontos szempontokat nyújtana.

### További kutatások iránya.

Az előbbieken előadottak alapján a következő munkaprogramot tervezzük:

1. Laboratóriumi szeparálási és koncentrálnási kísérletek.
2. A Velencei hegység és környékének az Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet által, geológiai szempontok szerint való geofizikai felmérése. A mérések alapján a földalatti gránithegység és más kőzettestek izohipszák térképének elkészítése; a nehézségi, mágneses és elektromos vezetőképességi maximumokon fúrások létesítése.
3. A mecseki gránitterület földtani és rádiológiai részletes felvétele.
4. Rádiológiai mérések hazai mélyfúrásokban, elsősorban a módszer kipróbálása olajterületek fúrásainak szelvényezésére.
5. Laboratóriumi mérések a kőzetek abszolút korának kiszámítására.

### Táblázat a terepen végzett mérésekről.

#### Table of field measurements.

Mérési pont <i>Measuring point</i>		Kőzet <i>Rock variety</i>	Kőzetsugárzás 20' alatt <i>Radiation of the rock during 20'</i>	Kőzetsugárzás Kozmikusugárzás <i>Rock radiation Cosmic radiation</i>	Megjegyzés <i>Note</i>
Sorszám <i>Number</i>	Helye <i>Locality</i>				
1.	Nadap-velencei út	lössz	544	0.68	
2.	Kápolnásnyéki műút	«	422	0.53	
3.	Pettend puszta	«	420	0.53	
4.	Martonvásár	«	274	0.34	
5.	Nadap nyugati széle	«	—	—	akkumulátor kimerült



Mérési pont <i>Measuring point</i>		Kőzet <i>Rock variety</i>	Közetsugárzás 20' alatt <i>Radiation of the rock during 20'</i>	Közetsugárzás Kozmikusugárzás <i>Rock radiation Cosmic radiation</i>	Megjegyzés <i>Note</i>
Sorszáma <i>Number</i>	Helye <i>Locality</i>				
6.	Nadap alappont	granit	840	1·05	
7.	Nadap alapsegédpont	«	1065	1·34	
8.	Nadap alappont mellett	aplit	1180	1·48	
9.	« « «	vasas-mállott granit	1602	2·02	szeparálás ülepítés
10.	« « «	kaolinos granit	1120	1·4	
11.	« « «	«	1364	1·71	
12.	Nadap «A»-bánya	andezit	510	0·63	
13.	« « «	bontott andezit granit határán	655	0·82	
14.	« « «	granit	1490	1·86	
15.	« « «	«	1784	2·23	
16.	Nadap «B»-bánya	bontott andezit	929	1·16	
17.	« « «	andezit	667	0·83	
18.	« « «	bontott granit	1151	1·44	
19.	« « «	andezitkráter közepén	616	0·77	
20.	« « «	«	416	0·52	mérés ak- kum. tetején
21.	« « «	mangános andezit	570	0·72	
22.	Nadap alapponttól Ny-ra	lössz	468	0·59	
23.	« « «	«	588	0·74	beásva
24.	« « «	«	575	0·72	pincében
25.	Nadap Meleghegy	granitporfir	1220	1·52	
26.	« « «	«	1065	1·34	
27.	« « «	talaj	686	0·86	
28.	« « «	granitporfir	1240	1·55	
29.	« « «	aprószemű granit	1500	1·88	
30.	« « «	granitporfir	976	1·22	
31.	« « «	«	1175	1·47	
32.	« « «	«	1090	1·37	
33.	« « «	«	1170	1·47	
34.	Gárdony temető	lössz	475	0·59	
35.	Zichy-újfalu	«	430	0·54	

Mérési pont <i>Measuring point</i>		Kőzet <i>Rock variety</i>	Közetsugárzás 20' alatt <i>Radiation of the rock during 20'</i>	Közetsugárzás Kozmikusugárzás <i>Rock radiation Cosmic radiation</i>	Megjegyzés <i>Note</i>
Sorszáma <i>Number</i>	Helye <i>Locality</i>				
36.	Gárdony Zichyújfalui út	lössz	576	0·72	
37.	« «	«	130	0·16	mérés ak- kum. tetején
38.	Gárdony, Velencei-tó	víz	6	0·00	
39.	Székesfehérvári bánya	aplit	1634	2·05	
40.	« «	«	1964	2·45	
41.	« «	gránit	1756	2·20	
42.	« «	kerzantit	1010	1·26	
43.	« «	gránit	1105	1·39	
44.	« «	«	1570	1·94	
45.	« «	«	1120	1·40	
46.	« «	aplit	1352	1·69	
47.	« «	gránit	1258	1·56	
48.	« «	«	1439	1·80	üregben, ad- szorpció
49.	Nadap, Meleghegy	kvarcit	(- 106) = 0	-0·13	
50.	« «	«	128	0·16	
51.	« «	vasas kvarcit	440	0·55	
52.	« «	« «	1048	1·31	
53.	« «	« «	1028	1·29	
54.	« «	gránit	990	1·24	
55.	« «	«	940	1·18	
56.	Székesfehérvári bánya	aplit	1592	1·99	
57.	« «	gránit	1262	1·58	
58.	« «	aplit	1469	1·84	
59.	« «	«	—	—	akkum. ki- merült
60.	« «	kaolin telér	1280	1·60	
61.	« «	aplit	1430	1·79	
62.	« «	gránit	1230	1·54	
63.	« «	«	1352	1·94	
64.	« «	«	1440	1·80	
65.	« «	víz	0	0·0	bányatavon merve
66.	« «	kerzantit	708	0·89	
67.	Lovasberény	lössz	520	0·65	
68.	Vértesacsai út	«	424	0·53	

Mérési pont <i>Measuring point</i>		Kőzet <i>Rock variety</i>	Közetsugárzás 20' alatt <i>Radiation of the rock during 20'</i>	Közetsugárzás Kozmikusugárzás <i>Rock radiation Cosmic radiation</i>	Megjegyzés <i>Note</i>
Sorszáma <i>Number</i>	Helye <i>Locality</i>				
69.	Vértessacsai út	lössz	418	0·52	
70.	Vértessacska-alsúti út	«	410	0·51	
71.	Alesút	«	200	0·25	
72.	«	«	84	0·12	
73.	Felesút	«	205	0·25	
74.	Vértessboglár— csákvári út	«	250	0·31	
75.	Csákvár	«	270	0·34	
76.	Székesfehérvár, Csúcsoshegy	vasas kvarcit	824	1·15	
77.	« «	gránit	970	1·21	
78.	« «	«	—	—	akkum. ki- merült
79.	Velence	kontaktpala	1048	1·31	
80.	«	«	1140	1·43	
81.	«	«	1017	1·28	
82.	«	«	900	1·13	
83.	Velence	kontaktpala	930	1·16	
84.	»	«	838	1·05	
85.	«	«	880	1·10	
86.	«	«	1098	1·38	
87.	«	«	—	—	akkum. ki- merült
88.	Székesfehérvár— Csúcsoshegy	aplit	990	1·24	
89.	« «	gránitporfir- aplit határ	1104	1·38	
90.	« «	gránitporfir	840	1·05	
91.	Velence, Retezi bánya	gránit	1556	1·95	
92.	« « «	vasas gránit	1710	2·14	
93.	« « «	pirites kaolin	1606	2·05	
94.	« « «	gránit	1990	2·48	szeparálás, rejtárás
95.	« « «	pegmatit	1080	1·28	
96.	Pákozd	gránit	1220	1·52	
97.	«	vasas vetődés	1456	1·81	
98.	«	aplit	1290	1·61	

Mérési pont <i>Measuring point</i>		Kőzet <i>Rock variety</i>	Közetsugárzás 20' <i>Radiation of the rock during 20'</i>	Közetsugárzás Kozmikusugárzás <i>Rock radiation Cosmic radiation</i>	Megjegyzés <i>Note</i>
Sorszám <i>Number</i>	Helye <i>Locality</i>				
99.	Pákozd	gránitporfir	1150	1·44	
100.	Pátka, Szűzvári malom	kontaktpala	1060	1·33	
101.	„ „ „	„	1040	1·30	
102.	„ „ „	„	900	1·13	
103.	Pátka	biotitdús gránit	1070	1·34	
104.	„	ép gránit	816	1·02	
105.	Csalavár—Kőrakás	kontaktpala	942	1·18	
106.	Székesfehérvár— pátkai út	lősz	—	—	akkum. ki- merült
107.	Lovashereányi út	kontaktpala	1150	1·44	
108.	„ „	„	948	1·19	
109.	„ „	„	910	1·14	
110.	Sukoró, Ördöghegy	kvarcit	480	0·6	
111.	„ „	gránit	1308	1·65	
112.	„ „	„	1350	1·69	
113.	„ „	kvarcit	948	1·19	
114.	„ „	gránit	1490	1·87	
115.	= 94 a. Velence, Retezi bánya	„	5170	6·42	lyukban mérve
116.	Székesfehérvár— Tomposhegy	kvarcit	726	0·91	
117.	„ „	műlott gránit	1266	1·59	
118.	„ „	aplit	1474	1·82	
119.	„ „	gránit	1050	1·32	
120.	„ „	kvarcit	—	—	akkum. ki- merült
121.	Falubattyán	galenit	64	0·08	
122.	„	„	48	0·06	
123.	„	mészkö	— 346	— 0·43	abszorpció, bányában mérve cca. 15 m mélyen
124.	„	lősz	420	0·53	
125.	Pécs	gránit	460	0·57	
126.	„	„	340	0·43	
127.	Erdősmecke	„	1096	1·36	
128.	„	biotitdús gránit	1600	2·00	

Mérési pont <i>Measuring point</i>		Kőzet <i>Rock variety</i>	Kőzettség 20' alatt <i>Radiation of the rock during 20'</i>	Kőzettség Kozmikusugárzás <i>Rock radiation Cosmic radiation</i>	Megjegyzés <i>Note</i>
Sorszáma <i>Number</i>	Helye <i>Locality</i>				
129.	Erdősmeeske	biotitdús gránit	1240	1.56	
130.	«	aplit	1780	2.22	
131.	«	gránit	1532	1.95	feltárás
132.	Budapest	dolomit	20	0.02	üregben mérve
133.	«	«	— 120	— 0.15	abszorpció, üregben mérve
134.	Budapest, Várhegy	budai márga	— 100	— 0.12	abszorpció, alagútban mérve
135.	Budapest, Pálvölgy	eocén mészkő	— 420	— 0.52	abszorpció, barlangban mérve
136.	Budapest, Mátyáshegy	«	— 472	— 0.59	abszorpció
137.	Budapest, Óbuda	kiscelli agyag	—	—	akkum. kimerült
1.	Polgárdi, kőbánya	aplit	400	0.5	telefon hall- gató készülékkel mérve
2.	«	mészkő	0	0	«
3.	«	«	— 400	— 0.5	«
	(20 m mély alagútban)				
4.	Balatonalmádi, Óreghegy	permi vörös homokkő	0	0	«
5.	Tihany	geizirit	0	0	«
6.	«	geizir kráter	— 100	— 0.12	«
7.	Kaposvár-igali út	lösz	400	0.5	«
8.	Nadap, Csucoshegy	kvarcit	0	0	«
9.	«	vasas kvarcit	400	0.5	«
10.	Nadap, Templomhegy	kvarcit	200	0.25	«
11.	Nadap, Nyírhegy	«	700	0.86	«
12.	Pázmánd, Kálváriahegy	«	0	0	«
13.	«	vasas pannon homok	400	0.5	«

# GEOLOGICAL AND PETROGRAPHICAL PRINCIPLES APPLIED IN RESEARCHES FOR RADIO-ACTIVE ELEMENTS IN HUNGARY.

BY A. FÖLDVÁRI

*Introduction.* Early in 1947 Prof. S. Szalay wanted to make radioactivity measurements on Hungarian igneous rocks. Specimens of the geological Institute's collection have been put at his disposal. As some of the Velence Mountain rocks showed higher radioactivity than the average, radiometric survey has been proposed in order to find any accumulation of uranium. T. Szalai, leader of the Geological Institute made a suggestion for these investigations which has been approved by the Mining Dept. of the Ministry of Industries. According to the plans a small expedition has been organized consisting of physicists, a chemist and a geologist. The geological leader was A. Földvári chief-geologist who was acquainted by his earlier surveys (molybdenum, alunite prospects) with the territory. Field work could not be finished according plans because the geologist became by infantile paralysis infection, unable to walk. The survey was followed by laboratory investigations, which shall be carried on. Our experiences and further plans are reported in the followings.

## Geological types of radio-active deposits.

A theoretical study of all possibilities of uranium accumulation formed the starting point in constructing the detailed plan of prospects. In the literature following types are recorded:

1. *Pegmatites.* At the solidification of granites uranium becomes accumulated in the gaseous magma residue because uranium cannot enter by its great ionic radius into the lattice of rock-forming silicates. Naturally uranium does not attain a high concentration in all pegmatites. Famous occurrences of this type are in Europe: the Portugese-Spanish borderland, Oslo distr. and the region of

Langesund fjord in Norway, North-Karelia, Bulgaria. In Africa: Uluguru Mountains in East-Africa and Madagascar. In Asia the Indian pegmatites, in America the Black Hills in South Dakota and Canada. Uranium-bearing pegmatites have been found even in Australia. General characteristic of this type of occurrences is their relatively small quantity though Canadian pegmatites furnished pitch-blende blocks of several tons. Pegmatitic uranium occurrences will be exploited probably in short time, they cannot be held for uranium sources of the future.

2. *Uranium with cassiterite formations.* These pneumatolytic occurrences appear on the margin of granitic masses forming impregnations or veins in the granite itself or in the contact metamorphic schists. Uranium is accompanied by tin, bismuth, cobalt, nickel, sulphidic copper ores, arsenopyrite, silver and zinc. Type localities: St. Ives, St. Austell, Grampound in Cornwall, Schlaggenwald in Bohemia.

The occurrence of Schmiedeberg (Riesengebirge) represents a different variety of above type, marked with 2a. In this contact pneumatolytic deposit uranium is accompanied by magnetite, hematite, sulphidic copper and silver ores. In this occurrence located next to a granite mass, cassiterite is absent.

3. *Uranium in hydrothermal lodes* (and their impregnated wallrocks). The deeper horizons of cobalt, nickel, silver, bismuth lodes are sometimes uranium-bearing characterized by reddish calcite and dark violet fluorspar. Famous occurrences: Jachymov (= Joachimstal) in Bohemia, Gilpin (Colorado, U. S. A.) accompanying silver, gold and bismuth ores; Luivishi, Shinkolobve in Katanga distr. (Belgian Congo) with sulphidic copper ores.

Occurrences of type 2., 2a., and 3. are grouped by P. Krusch under the name sulphidic uranium ores.

4. *Sedimentary uranium deposits.* Anorganic uranium accumulation can be found with some vanadium and copper ore deposits. E. g. in sandstones of Colorado (U. S. A.) and limestones of Tuja-Mujun (Turkestan, U. S. S. R.) Organic uranium accumulations can be separated under 4a. The «kolm» concretions of Cambrian coal seams of Sweden contain uranium in considerable quantity, which is concentrated in their ashes. Relying on the result of J. Stoklasa—J. Penkava (Biologie des Radiums und Uraniums, 1932) about the wide spread uranium content of plants in the crater of Kammerbühl, the «kolm» can be held for product of organic uranium concentration.

5. *Diffuse radio-active content of igneous rocks.* The diffused radioactivity is especially characteristic to granites and its acid schizolites. The pleochroic haloes appear around some small crystals, the radio-active elements seem to be concentrated in these minute particles. Formerly these particles were held for zircon. Recent investigations (C. Osborn Hutton: The nuclei of pleochroic haloes) revealed that they are monazite, xenotime, or apatite.

## Possibilities of uranium occurrence in the Velence Mountain.

According to our present geological knowledges only 2a. and 5. types of uranium accumulations can be suspected in this region. A pegmatite exposure discovered by present survey indicated some possibility of occurrence of type 1. Type 2. could not be suspected as cassiterite formation is entirely lacking in Hungary. Type 4. is not represented either. Permian sandstones of the Balaton region formed by denudation of Palaeozoic crystalline rocks were supposed to be analogous with the carnotite-bearing sandstones of Colorado, but they proved to be inactive. (Similar sandstones of Germany, though containing vanadium are also free of uranium.)

### Geological and petrographical constitution of the Velence Mountain with respect to radio-active occurrences.

According to A. Vendl's monography the Velence Mountain is formed by a  $40 \times 7$  km granite mass surrounded on the north, west and east by a contact metamorphic envelop. On the south of the mountain, on the shore of the Velence lake, this envelop is lacking due to a great dislocation, producing the assymetric structure of the mountain. On the central elevated part of the mountain the envelop of metamorphic schists has been denudated. On the east and west the granite mass has been thrown down by transversal faults but of much smaller scale than on the south. A shear-zone of these eastern faults has been exposed by the drilling of Velence in 1948. Granite porphyry, aplite, quartzite, kersantite dikes related with the granitic intrusion have a NE—SW strike. Tertiary andesites and hydro-quartzites genetically connected with them have a transversal strike of NW—SE. The formations of the envelop are exposed by the mining operations of Polgárdi—Falubattyán, the Velence and Székesfehérvár drillings. This includes contact metamorphosed limestones, phyllites, fossiliferous Carboniferous limestones, Carboniferous shales, porphyroide, Permian mottled shales, and a sandstone, probably dynamo-metamorphosed greywacke. Further details are given in the author's two other publications to which reference is made (6,7).

As far as rock-forming processes are concerned, attention is to be paid to A. Vendl's statement, that aplites derived from gas-rich magmas and that they have been formed under high pressure. Two pegmatite occurrences discovered in Retezi's quarry near Velence and in the quarry on the W of Pákozd indicate also the presence of a gas-rich magma. (The pegmatites consist of large euhedral quartz and orthoclase crystals including some cavities). These observations might indicate favourable conditions for the formation of pneumatolytic occurrences (type 1. and 2.). A further analogy can be established with other uranium occurrences related with quartz-



porphyry dikes by the fact, that the aplites have a porphyric structure and they might be called quartz-porphyry as well. The quartz-porphyry gravels wide spread in our Tertiary gravel beds might derive from the Velence Mountain or its eroded prolongation.

Radio-active measurements have been plotted according to a general scheme in order to solve all questions concerning the radio-activity of each rock variety, rock alteration and structural line. Granitic rocks have generally uniform activity, but more mafic types and ferric fissurefillings seem to have stronger radiation. The melanocratic kersantites however proved to have very low activity. Radiation of the pegmatites does not exceed the one of normal granites. A great part of contact metamorphosed schists has the same activity as granites which can be explained by material transport of metamorphism.

All the other rock varieties proved to be inactive excepted some quartzites of rich ferric impregnation. It is a well known fact, that radio-active compounds can be adsorbed by ferric oxide, we have to do therefore with a secondary enrichment from trickling waters.

Measuring data are given in the table (p. 45.), measuring points of some better exposed areas are shown on the sketch-maps. (fig. 1—4.)

### Mining possibilities.

At the weighing of the possibilities of a profitable uranium occurrence following factors are to be born in mind:

*Positive factors.* 1. The granite mass of Velence Mountain attains the size of the Cornwall granite, it represents therefore a ground mass great enough for a possible concentration. From three sides the granite mass is surrounded by a contact metamorphic envelop in which formation of ore deposits could take place. 2. The granite magma was rich in gaseous components. 3. Massy occurrence of dark violet fluorspar characteristic to uranium occurrences has been traced along a quartzite dike near Pátka. (Mining prospects made in 1948 exposed even traces of lead-copper-silver metallization.) 4. Molybdenum traces in the Velence Mountain. 5. Frequent occurrence of galenite, pyrite, chalcopyrite sprinkled in the igneous rocks. 6. Occurrence of helium in the Székesfehérvár drilling. 7. Occurrence of contact metamorphic magnetite near Pátka. 8. Occurrence of barite veins in the mountain.

*Negative factors.* 1. Absence of cassiterite. 2. Absence of cobalt, nickel, bismuth. 3. The Falubattyán galenite occurrence genetically related to the Velence Mountain is inactive. 4. Verbal communication of *M. Vendel*, that the chemical composition of the Velence granite is differing from those connected with uranium occurrences.

Spectrographical vanadium researches in rocks of the Velence Mountain are in course made by the Institute's laboratory. If significant quantities of vanadium would be found, this might be an important factor according to the geochemical affinity of vanadium and uranium.

Pegmatites and sulphidic-fluoritic veins with a possible uranium content should be suspected in the contact metamorphosed envelop of the granite mass. In this respect the zone is to be considered, where overlying Tertiary cover is not too thick and the contact metamorphic rocks would be accessible by mining. This zone should be confined by geophysical measurements and perhaps even sulphidic ore or magnetite concentrations might be revealed. In this reason radio-active prospects are closely related with sulphidic ore and magnetite researches.

Actually we have to count only with the average 6 g/t uranium and about 60 g/t thorium contents of the Velence granites. Compared with the quantity of the granite mass this represents important uranium reserves. Considering that gold ores of similar concentration can be exploited profitably, it is not excluded that in the future granites of diffused uranium content might serve as uranium ores. Gold can be extracted from ores much easier, than uranium, but gold does not have any great industrial importance while uranium represents the indispensable atomic energy of the future, and its importance is increasing gradually. The actually stopped uranium deposits will be exhausted soon and then diffuse uranium occurrences will to be exploited. Uranium export is prohibited in each uranium producing country, uranium-import will be therefore impossible in the future. This indispensable and unsold raw material of the future's industry shall to be produced by each country within its boundaries. Uranium-production in a country might be therefore worth of unlimited costs.

#### Concentration possibilities of diffused uranium.

Possibility of uranium concentration is the central problem of uranium production. Until now we do not know how uranium is present in granites, which compound in which mineral. The stronger radiation of melanocratic varieties indicates that uranium is concentrated in the mafic heavy minerals. *Kirsch* succeeded (12. p. 165.) in raising uranium concentration by separation to hundredfold.

*F. Babanek* concentrated the scapolitic mica-schist wallrock of the Joachimstal lodes by subsidence methods: from 6358 kg material of 0.01% uranium he separated 226 kg of 0.3% uranium. At that time this procedure did not seem profitable. Weighing concentration possibilities it is to be pointed out, that above mica-

schist had probably coarser grains of uranium-bearing minerals, than the granite, but today ore-dressing technique is much more effective, than a simple subsidence.

In granites or specially in the Velence granite uranium-bearing minerals might be detected by surrounding pleochroic haloes. These could be best observed in biotites and have been ascribed to zircon grains. Zircon-inclusions are described from all constituents of the Velence granite by A. Vendl but pleochroic haloes were not reported. Author did not find haloes either in the Institute's slices. The question could be decided only by a greater number of slices. — *Osborn Hutton* determined the mineral grains in the center of the haloes of a New Zealand granite as monazite, xenotime and apatite.

It is a possible explanation that the Velence granites are too young to bear pleochroic haloes as they metamorphosed Carboniferous or probably Permian deposits.

Laboratory separation experiments are planned in order to reveal possibilities of concentration.

### General scientific results of the radiometric survey.

In the sketch map of fig. 5. distribution of radiation intensities is represented in the surrounding of the Velence Mountain. Activity of Pannonian beds and loesses is increasing towards the granite mass. Radiometric survey does not yield a summation of underground effects (like other geophysical methods) but only the intensity of radiation of the superficial layer. Radiation of deeper layers is totally absorbed by overlying strata. The radioactive «halo» around the Velence Mountain is to be explained by distribution of fragments of active rocks in the clastic sediments. Isoradiation curves can be constructed on the base of measuring data. Intensity of radiation has been expressed by the fraction: 
$$\frac{\text{soil radiation intensity}}{\text{cosmic radiation intensity}}$$

Three intensity-groups have been established: I. inactive rocks, relative intensity of radiation 0.0—0.1, II. weak radiation 0.1—0.5, and III. considerable radiation 1.0—3.0. According to present measurements the limestone and dolomite formations of the Buda Mountain and Balaton region belong with their adjoining sedimentary territories to the I. group. The II. group is formed by the surroundings of the Velence and Mecsek granites, while the III. group by these granites themselves.

Constructed isoradiation maps can be applied under favourable conditions in the study of sedimentation. It is a suitable «indicator» in determining distances of transport of clastic sediments. In the case of the Velence Mountain isoradiation curves reveal to what extent the material of the Velence granite participated in building up the Pannonian deposits. On this base even the percentage of granitic material can be estimated in the sediments.

In pedology measurements of soils radiation connected with some heat production may solve perhaps the problems of the so called «hot» and «cold» soils.

Biology, specially botany may also help in these investigations. Some sensible plants may produce on territories of strong radiation new variations due to the more intense bombing of the genes. Increasing of variation capacity according to intensity of radiation established by variation capacity statistical studies can be a proof of this hypothesis. In Belgian Congo no observation has been made about deficiency of vegetation on strongly radiating area.

### Improvement and widening of measuring methods.

Field measurements showed that results are strongly influenced by the shape of the uneven surface. In the future measurements are to be made in bore-holes. This way the measuring tube will be surrounded by a sphere of uniform radiation. By a modified instrument activities of succeeding layers can be measured in a bore-hole. Similar measurements have been made in bore-holes of oil fields. These methods ought to be applied even in Hungarian oil drillings. In the following years radiometric survey of our crystalline mountains first of all the area of the Mecsek granite is planned.

### Age determinations of igneous rocks in Hungary.

Spectrographical determinations of *M. Földvári* revealed that the lead-content of the Velence granite is about 0.01%. It is planned to separate necessary quantity of lead from the Velence granite and to examine its isotopes by mass-spectrograph in the Dept. of Physics, University Debrecen. This might enable us to determine the age of this granite. This might be of great geological importance and thus many related structural and ore-forming problems should be solved.

### Lines of further investigations.

In the reason of above consideration following research program has been made:

1. Laboratory separation and concentration experiments.
2. Geophysical survey of the Velence Mountain and surroundings directed from geological stand-point. On the base of these measurements preparation of the contour-map of the buried granite and other crystalline rock-masses. Exploration of the gravity, magnetic and conductivity maxima by drillings.

3. Geological and radiological survey of the Mecsek granite area.
4. Radiometric survey of drillings, application of methods in drillings of oil-fields.
5. Laboratory investigations for age determinations of rocks.

FELHASZNALT IRODALOM — REFERENCES

1. *Babanek F.*: Die uranhaltigen Skapolith-Glimmerschiefer von Joachimstal. Oesterreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, 37. 1889. pp. 343—345.
2. *Berg G.*: Das Vorkommen der chemischen Elemente auf der Erde, 1932.
3. *Berg G.*: Die Eisenerzlagerrstätte von Schmiedeberg in Riesengebirge. Zeitschrift für praktische Geologie, 44. 1936. Heft 12. pp. 193—197.
4. *Davis L. G.*: Radium content of ultramafic igneous rocks. I. Laboratory investigations. American Journal of Science, vol. 245. 1947. No. 11. pp. 677—693.
5. *Fersmann A.*: Geochemische Migration der Elemente. II. Teil. Die Uran-Vanadium Grube Tuja-Mujun in Turkestan. Abhandlungen zur praktischen Geologie und Bergwirtschaftslehre. Band 19. 1930. pp. 1—52.
6. *Földvári A.*: A molibdén velencei-hegységi előfordulásának teleptani viszonyai. M. áll. Földtani Intézet Évi jelentése. B) Beszámoló a vitaülésekről. 9. 1947. pp. 39—52. — Postvolcanic molybdenum-traces in the Velence-mountain. Relations Annuae Instituti Geologici Publici Hungarici, B) Disputationes, Vol. 9. 1947. pp. 53—58.
7. *Földvári A.*: Erckutató fúrás Velence községben. Jelentés a jövedéki mélykutatás 1947/1948. évi munkálatairól. 1948. pp. 111—116.
8. *Földváriné Vogl M.*: Színképanalitikai molibdén-meghatározások a Velencei-hegység kőzeteiben. M. áll. Földtani Intézet Évi jelentése. B) Beszámoló a vitaülésekről. 9. 1947. pp. 21—33. — Examination of molybdenum-content in rocks of the Velence-mountain with spectral analytic methods. Relations Annuae Instituti Geologici Publici Hungarici, B) Disputationes, Vol. 9. 1947. pp. 34—38.
9. *Gmelin S.*: Handbuch der anorganischen Chemie. 55. Uran und Isotope. 1936.
10. *Hahn O.*: Was lehrt uns die Radioaktivität über die Geschichte der Erde? 1926.
11. *Jaffé R.*: Die Uranpecherzlagerrstätten des Sächsischen Edlelertstollen bei Joachimsthal. Zeitschrift für praktische Geologie, 20. 1912. pp. 425—452.
12. *Kirsch G.*: Geologie und Radioaktivität. 1928.
13. *Krusch P.*: Die Metallischen Rohstoffe. 1. Heft. Vanadium, Uran, Radium. 1937.
14. *Krusch P.*: Über die nutzbaren Radiumlagerstätten und die Zukunft des Radiummarktes. Zeitschrift für praktische Geologie, 19. 1911. pp. 83—90.
15. *Lingen J.*: Über pleochroitische Höfe. Centralblatt für Mineralogie etc. 1926. Abt. A. pp. 177—183.
16. *Meister E.*: Über ein neues Vorkommen von Uranpechblende in der Bergfreiheit-Grube in Schmiedeberg i. R. Zeitschrift für praktische Geologie, 34. 1926. pp. 44—45.
17. *Osborn Hutton C.*: The nuclei of pleochroic haloes. American Journal of Science, vol. 245. 1947. No. 3. pp. 154—157.
18. *Pálly M.*: Mágnesvasérc-nyomok a Velencei-hegységben. Természettudományi Közlöny, 55. 1923. pp. 233—235.
19. *Petraschek IV.*: Die nutzbaren Radiumvorräte der Erde. Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt. Wien, 1915. No. 2. pp. 45—66.
20. *Rankama K.*: On the geochemical differentiation in the earth's crust. Bulletin de la Commission Géologique de Finlande. No. 137. 1946.
21. *Smulikowski K.*: Petrological studies in the granitic areas of North-Volhynia. Archives de Minéralogie de la Société des Sciences et des Lettres de Varsovie. 16. 1946. pp. 258—321.
22. *Step J.* — *Becke F.*: Das Vorkommen des Uranpecherzes zu St. Joachimsthal. Sitzungsberichte der Mathemat.—Naturwissenschaft. Klasse der k. Akademie der Wissenschaften. Wien, 113. Band, Abt. I. 1904. Heft 10. pp. 585—618.

23. *Tokody L.*: Kristálytani vizsgálatok magyarországi kvarcokon. *Matem.-és Természettudományi Értesítő*, 55. 1937. pp. 985—1000. — *Kristallographische Untersuchungen einiger ungarischen Quarzkristalle*. *Mathemat.- und Naturwissenschaftlicher Anzeiger der Ungarischen Akademie der Wissenschaften*, 55. 1937. pp. 1001—1004.

24. *Vendl A.*: A Velencei-hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. *M. kir. Földtani Intézet Évkönyve*, 22. 1914. pp. 1—170. — *Die geologischen und petrographischen Verhältnisse des Gebirges von Velence*. *Mitteilungen aus dem Jahrbuche der k. Ungarischen Geologischen Anstalt*, 22. 1914.

25. *Vernadsky W. J.*: *Geochemie in ausgewählten Kapiteln*. 1930.

26. *Szelényi T.* — *Csajághy G.*: Magyar földgázok heliumtartalma. *Annales Instituti Regii Hungarici Geologici* Vol. 35. p. 165—176.

27. *Szelényi T.*: Zur Geochemie des Heliums. *Ibidem* p. 115—164.

## HOZZÁSZÓLÁSOK SZALAY SANDOR ÉS FÖLDVÁRI ALADÁR ELŐADASAHOZ.

*Kertai György*: Előadó szerint a kálcium radioaktív hatása jelentéktelen. Ez a gyakorlati geológusokat elkedvetleníthetné. 1941-ben megjelent irodalmi adatok szerint (*Zwergler, Strasser*) üledékes kőzetekben a K izotóp sugárzásának görbéje egyes rétegekre különböző lefutású, s így azok közötti megkülönböztetést lehetővé teszi. Homokos kőzetekben alig van K, míg agyagokban, ahol több adszorbeált K van jelen, jelentős értékeket mértek. 2—5% közötti K tartalmú kőzetek sugárzását *Geiger—Müller* számláló csővel gyakorlati sikerrel mérték Amerikában és a Szovjetunióban.

*Szalay Sándor* (válasz *Kertai György* hozzászólására): A K sugárzása mérhető, de az előadott vizsgálatoknál sokkal erősebb sugárzást mértek. Így statisztikusan kielégítő volt a 20 perces mérések eredménye, melyben a K sugárzása csak a hiba-határ nagyságrendjében szerepel. Háromórás mérésekkel a K sugárzását is meg lehetett volna határozni, de nem az volt a cél. Fúrásban nagyobb pontosság érhető el, mert a kozmikus sugárzás nem zavar.

*Kertai György*: Ugy tudja, a K sugárzása 2,7-re, esetleg 5-re is felmehet.

*Szalay Sándor*: A móri árokra merőleges szelvényekben végzendő méréseknél az árok peremét az aktivitás változása kijádná. A Szovjetunióban használták a radioaktív méréseket szerkezeti vonalak kimutatására. Sugárzás az árok mentén feltétlenül nagyobbak adódik. K sugárzás mérésével egykori szárazulatokat is ki lehet mutatni, aminek a dunántúli szénkutatásban lenne jelentősége.

*Szalai Tibor*: 1946-ban az Intézet vezetésének átvétele után feladatunk abbar láttá, hogy az újjáépítéshez szükséges nyersanyagok kutatását előbbre vigyük. Nem zárkozhattunk vissza a tudós elefántesont-tornyába, míg az ország érdekei a sürgős gyakorlati kutatást megkívánják. Gyakorlati kutatásokkal ugyanis mindig kapcsolatosak új tudományos eredmények. Ennek a programnak megfelelően az Intézet több olyan nyersanyag kutatásával foglalkozott, melyeket eddig nem végzett. Mikor *Szalay Sándor* azzal a kéréssel fordult *Szalai Tiborhoz*, hogy a radioaktív kutatás számára területet ajánljon, a Velencei-hegységet, Mecsekét, Kőszeg—Rohonci-hegységet, az ország északkeleti részének paleozóis kőzeteit és a Duna homokjait ajánlotta.

A Velencei-hegységi kutatásokkal kapcsolatban megjegyzi, hogy az eredmények tudományos jelentőségén túl pillanatnyilag az a legfontosabb kérdés, hogy a gyakorlati probléma hogyan fogható meg. A geológiai kiértékelés a kontakt palák felkutatását indokolja, melyek elhelyezkedésére a geofizikai mérések adhatnak támpontot. Ezek után kerülhet sor feltáró fúrás lemélyítésére, esetleges felhalmozódások felderítésére. Az eddigi eredményekből is kitűnik, néhány előfordulás kőzetének (Retezki-kőfejtő, Erdősmecke) kiugróan magas effektusa. Ezek föllépésének okát ki kell kutatnunk, s ez remélhetőleg a célhoz is közelebb visz.

Az ország északkeleti részének paleozóos régeivel kapcsolatban felhívja a figyelmet arra, hogy ezek, mint azt az Északkeleti Kárpátokról szóló munkájában kifejtette, egy különálló küszöbözöz tartoznak. Nagy örömeire szolgált, hogy a *Quarterly Journal*-ban (1946) *Sujkowsky* a Pripjet mozsarak környékén végzett részletvizsgálatairól be-

számolva, ugyanezt a különállást emeli ki a földesík Kárpátokon kívüli szakaszán. Ezzel kapcsolatban felhívja a figyelmet arra, hogy ennek a szerkezeti egységnek mind az északi végénél, a Botteni-öböl és a Novaja Zemja partján, mind a déli végződésénél Afrikában, radioaktív elemek előfordulásait bányászik. Minthogy ennek a szerkezeti egységnek az élete, fölépítése, környezetétől mindig különbözött, lehetséges, hogy a kutatások itt több sikerre vezetnek. Ilyen szerkezeti különbségek tükröződnek például abban is, hogy a Zempléni Szigetegység karbonja teljesen elüt a Bükk-hegységtől, amennyiben antracitet tartalmaz éppúgy, mint a küszöb volhíniai szakasza. Úgy lehet, az uránium-tartalom is jellegzetessége ennek a szerkezeti egységnek, ezért ennek területét a kristályos alaphegységig érő fúrásokkal pontosan meg kell kutatni.

*Scherf Emil:* Radioaktív méréseket paleozoikus törésvonalak kimutatására használtak, így Németországban a Zechsteini rétegek fölírásánál. A mérések 300—400 m mélységig indikálták a töréseket.

Az olajkutatásban alkalmazott radioaktív mérésekkel kapcsolatban megjegyzi, hogy ott neutron-sugárzással gerjesztett radioaktív sugárzásokat mérnek.

*Szelényi Tibor:* Felhívja a figyelmet arra, hogy éppen a K aktivitásának kiértékelésében az újabb kutatások jelentős változásokat hoztak. *Graf Tibor* és *Elen Gleditsch* Oslóban legutóbb pontosan meghatározták a K felezési idejét, és azt az 1941-ben a legpontosabb *Mattauch-Flüge*-táblázatban közölt érték felének állapították meg. Ezzel pedig kétszer akkora intenzitású sugárzás kapcsolatos.

*Viktor Hess* méréseiben a kálium sugárzásának várt és talált értékeiben nagyszokású diszcrepancia van, melyek két faktor szerinti eltérésre vezethetők vissza. *Graf Tibor* és *Elen Gleditsch* azt találták, hogy 4% alatti káliumtartalmú gránitnál a radioaktív sugárzás 50%-át kálium okozza. Fölteszi a kérdést, nem kellene-e az említett adatokkal az itteni mérések eredményeit összevetni.

*Szalay Sándor* (válasz *Szelényi Tibor* hozzászólására): A kálium  $\beta$ - és  $\gamma$ -sugárzást bocsát ki, elektron befogással és emisszióval bomlik.  $\beta$ -sugárzásának keménysége kisebb, mint a rádium keményebb komponenseié. A Velencei-hegységben az átlagosnál erősebb sugárzásokat mértek, így a kálium sugárzásának értékei a hibahatáron belül maradtak. Kísérletileg kivihető lett volna a mérések érzékenységének és pontosságának növelése hosszabb mérések útján. Nem volt azonban célszerű a mérések pontosságát egyik faktor változtatásával aránytalanul megnövelni egyéb ki nem küszöbölhető pontatlanságok mellett. A hosszabb mérések statisztikusan eredményeznek nagyobb pontosságot ugyanis, ha a mért impulzusok száma  $n$ , a statisztikai szórás  $\pm \sqrt{n}$ . Nem kétséges, hogy az általunk mért sugárzás túlnyomó részben thoriumtól származott. A kálium nem ad emanációt, így az emanométeres mérésekben nem is mutatkozhatott.

*Kertai György* (válasz *Scherf Emil* hozzászólására): A gerjesztett radioaktivitás mérésekkel kapcsolatban megjegyzi, hogy az olajgeológiában négyféle alkalmazásban használják a radioaktív méréseket.

1. *Geiger-Müller* számlálócsővel a réteg radioaktivitásának meghatározó út végzik
2. NaBe elem segítségével kibocsátott neutron sugárzás hidrogén ionokkal felekezett hatásával előidézett magreakció sugárzását mérik *Geiger-Müller* számlálócsővel. Ennek az eljárásnak előnye, hogy lecsövezett fúrólyukban a hidrogéngazdagság, vagyis az egyes rétegek szénhidrogén vagy víztartalma megkülönböztethető.
3. A fúrólyuk cementezésének magassága ellenőrizhető radioaktív mérésekkel, ha a cementhez előzőleg radioaktív anyagot kevertek.
4. A fúrómag víztartalmát és átteresztőképességét lehet mérni radioaktív anyag oldatának bepréselésével. Ezeknél a méréseknél az egyes kőzetfajták különböző értékeket adnak.

*Páray-Lajna Ferenc:* A vitaülés új gondolatok egész halmazát vetette fel. A székesfehérvári fúrással kapcsolatban megjegyzi, hogy annak magas szénhidrogén és hélium-tartalma annakidején meglepetés volt és szerepet játszott abban, hogy a mostani kutatásokkal kapcsolatban a figyelem a Velencei-hegységre terelődött. A kérdés még nincs megoldva. A hélium-tartalom radioaktív elemekkel összefüggésre utal, de a szénhidrogének így nem vezethetők le. Fontos, hogy a kutatások megindultak. Bár gyakorlati eredmény még nincs, de újabb vizsgálatok kiaknázására érdemes leltre is vezetni.

Reméli, hogy a radioaktív kutatások új meglepetéseket fognak hozni. Különösen fontosnak tartja a szerkezeti vonalak radioaktív mérésekkel való megkutatását. Itt nem egyszerű törésekkel, hanem sok helyen, így a móri-árok esetében is, rátolódással van dolgunk. Az eredmények remélhetőleg tektonikai elképzeléseinket a rögzös tektonikától visszakanyarítják a takarós tektonika felé. Ilyen értelmezésben feleleter nyерник majd mind a só, mind a szénhidrogének, mind a hélium eredetére, a székesfehérvári fúrás esetében.

Mély tektonikai vonal mélyen fekvő eruptívum számára nyit utat. Ha ennek radioaktivitása a felszíni kőzetekénél nagyobb, magasabb effektusokat kapunk a törés-vonal mentén s így a törésvonalak értéke is más megvilágítást kap.

Első helyen tartja fontosnak a bauxitok radioaktív vizsgálatát. Minthogy ezek a mi klímánk alatt a felszíni mállásból le nem vezethetők, esetleg radioaktív mérések alátámaszthatják a hidrotermális eredet feltételezését.

Új gondolatoknak mindig összefüggésük van gyakorlati és tudományos problémákkal. Ezek a kutatások is számos problémára irányították a figyelmet. A geológiában problémák mindig voltak és lesznek, megoldásuk sorrendjét gyakorlati jelentőségük dönti el.

*Bartók Lajos:* Felteszi a kérdést, hogy csak a palcozós eruptívumoknak van-e radioaktív hatásuk, vagy tekintetbe jöhetnek-e a mezozoikum eruptívumai is? Így első sorban a Bükk-hegységre gondol.

*Földvári Aladár* (válasz *Bartók Lajos* hozzászólására): A legújabb amerikai irodalomban adatok jelentek meg, hogy radioaktív anyagok előfordulása mindig savanyú eruptívumokhoz van kötve. Nem valószínű, hogy hazai bázikus eruptívumaink kivételt képeznének.

*Szalay Sándor:* Általában savanyú kőzetek sokkal aktívabbak, mint a bázikusok. Következik ez abból is, hogy a földkéregben lefelé haladva a radioaktivitásnak szükségképpen csökkenni kell, különben a föld belsejében több meleg termelődné, mint amennyit a felszíni lehűlés elvon, s így a földkéreg hőmérséklete állandóan emelkedne.

*Jolly* elképzelése szerint ez a csökkenés a mélység felé exponenciális. Pontos adatunk erre vonatkozóan nincsen. *Jolly* különben a kontinensek emelkedését és süllyedését, valamint vízszintes elmozdulását a radioaktív hőtermelés olvasztó hatásával hozza összefüggésbe.

*Gyulay Zoltán:* Törésvonalak mélységének megállapításánál elektromos vezetőképesség méréseket lehetne alkalmazni. Törésvonal mentén feltétlenül nagyobb a medveségtartalalom, mint a tömör kőzetben, így a vezetőképességnél agra szerűen változnia kell. Különbséget idéz elő ezenkívül a törésvonal mentén az is, hogy a tömör kőzetben a sugárzás ionizáló hatása nem juthat olyan mértékben kifejezésre, mint hasadékok mentén.

*Szalay Sándor* (válasz *Gyulay Zoltán* hozzászólására): A kérdést nem ismeri, nem foglalkozott vele.

*Földvári Aladár:* A felmerült kérdésekkel kapcsolatban hangsúlyozni kívánja, hogy a radioaktív mérések, eltérőleg minden egyéb geofizikai mérőmódszertől, nem szummációs hatásokat regisztrálnak, hanem egy meglehetősen vékony felszíni réteg kisugárzását. Elfedett törésvonal nagyobb radioaktivitása így a mérésekben nem jelentkezhet. Törésvonalak nagyobb radioaktivitása nem onnan ered, hogy mélyben nagyobb a radioaktivitás, hanem a törésvonal mentén vándorló oldatokból kiváltot vasoxid csapadéokban a radioaktív anyagok abszorbeálódnak.

Homokos kőzetekben mért kisebb radioaktivitás, mely muszkovitban kémiailag kötött káliumra vonatkozik, szemben az agyagos kőzetek adszorbeált káliumának nagyobb értékeivel, nem vezethető-e vissza arra, hogy a kétféleképpen kötött kálium különböző sugárzást bocsát ki?

*Szalay Sándor* (válasz *Földvári Aladár* hozzászólására): Kémiai kötésbeli különbség eltérést nem okoz egy elem radioaktív sugárzásában.

Törésvonalak által jelentkeznek a radioaktív mérésekben, hogy a törés mentén radioaktív anyag vált ki vagy pedig a két szárny kőzetének különböző az aktivitása



*Vigh Gyula:* Azt hiszem, általános véleménynek adok kifejezést, ha megállapítom, hogy örömmel hallgattuk az előadó urak nagyfontosságú vizsgálatairól szóló beszámolóját és ha gyakorlati eredményt még nem is tudtak e vizsgálatok felmutatni, tudományos szempontból nem lekicsinyelendő az a lehetőség, hogy a gránitok korát meg tudjuk e vizsgálatok segítségével állapítani, ami lehetővé teszi a különböző hegységek gránitjainak azonosítását. Ennek különösen a gránitokkal kapcsolatos ércelőfordulások lehetőségére való következtetés szempontjából lehet gyakorlati jelentősége s kívánatos, hogy ily vonatkozásban a vizsgálatok tovább folytattassanak. Kérem is az előadó urakat, hogy vizsgálataikat a jövőben is folytassák és eredményeikről a jövőben is tájékoztatni szívesek legyenek.

## BESZÁMOLÓ A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET 1948. ÉVI 2. VITAÜLÉSÉRŐL.

1948 április 23-án délután 5 órakor.

Elnök:

*Vigh Gyula.*

Tárgysorozat:

1. *Földváriné Vogl Mária:* A nagytényi fullerföld cirkon-tartalmának színképanalitikai meghatározása.
2. *Pantó Gábor:* Szerkezeti és érekképződési megfigyelések a ruda-bányai vasércvonulaton.
3. *Balogh Kálmán:* Adatok a Gömör-Tornai Karszt szerkeze-téhez.

Jelen voltak: Aliquander Endre, Balogh Kálmán, Balogh Kálmánné, Bartkó Lajos, Bertalan Károly, Brugger Frigyes, Brugger Frigyesné, Csajághy Gábor, Csák Gusztáv, Domokos Olga, Emszt Kálmán, Fábian Mária, Földvári Aladár, Földvári Aladárné, Hegedűs Gyula, Horusitzky Ferenc, Jaskó Sándor, Kovács Irén, Liffa Aurél, Méhes Kálmán, Nagy Károly, id. Noszky Jenő, ifj. Noszky Jenő, Osváth Emilia, Pantó Dezső, Pantó Endre, Pantó Gábor, Reich Lajos, Scherf Emil, Schréter Zoltán, Stefanovits Pál, Sümeghy József, Süttő Péter, Szalay Gábor, Szelényi Tibor, Szentés Ferenc, Szilágyi Gábor, Sztróka Kálmán, Szurovy Géza, Teöreök László, Tokody László, Unger Géza, Varga Sarolta, Venkovits István, Vigh Gusztáv, Vigh Gyula, Zsivny Viktor.



FÖLDEVÁRINÉ DR. VOGL MÁRIA:

## A NAGYTÉTENYI FULLERFÖLD (BENTONIT) CIRKONTARTALMÁNAK SZINKÉPANALITIKAI MEGHATÁROZÁSA.

### Bevezetés.

A m. áll. Földtani Intézet szinképanalitikai laboratóriumában a ritka-elem kutatások során, mint cirkontartalmú nyersanyag, a nagytétenyi fullerföld is vizsgálatra került.

E kőzet cirkontartalmáról először 1913-ban *Schafarzik* Ferenc tesz említést egy földtani társulati szakülésen (1). A kőzet részletes ásványtani vizsgálatát *Vendl* Miklós végezte el (2). Szerinte a cirkonkristályok hossza 50—300  $\mu$ -ig, szélessége 20—100  $\mu$  között változik. A kőzet túlnyomó részét a montmorillonit nevű agyagásvány képezi (3). Az előfordulás teleptani viszonyait *Vitális* István ismerteti egy akadémiai előadásában (4).

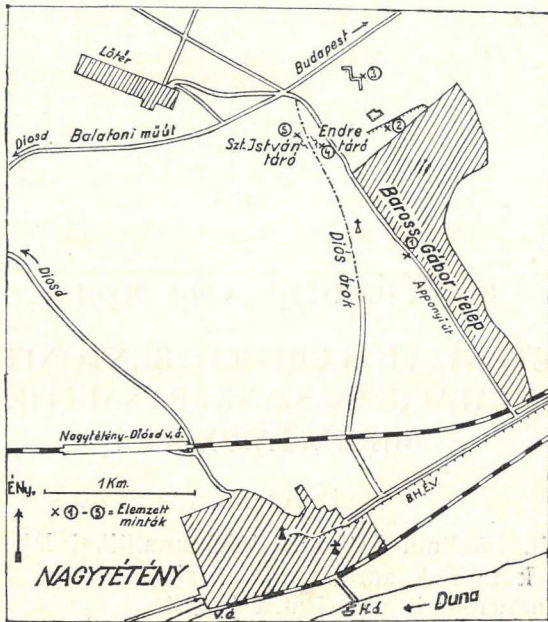
### Mintagyűjtés és vizsgálatra való előkészítés.

A vizsgálati anyagot *Földvári* Aladár gyűjtötte 1947-ben. Vizsgálatra 5 minta került a következő lelőhelyekről:

1. sz. minta: Nagytétény, Apponyi-út 96. Győrfi Lajos kőfejtője.
2. sz. » Nagytétény, Apponyi-út végén az úttól keletre lévő külszíni fejtés, Baross Gábor-telep és balatoni műút között.
3. sz. » Nagytétény, Apponyi-úttól keletre, a balatoni műúttól délre lévő zeg-zugos árok.
4. sz. » Nagytétény, Diósárok, völgyfő, Endre-táró.
5. sz. » Nagytétény, Diósárok, Szent István-táró.

A következőkben a mintákat csak a fenti sorszámokkal fogom jelölni.

A minták lelőhelyeit a mellékelt térkép-vázlat tünteti fel. (1. ábra).



1. ábra. — Fig. 1.

A cirkon a kőzet durvább szemcséi között található, ezért kőzet-tani szeparáló eljárással ezeket a durvább szemcséket különválasztottuk, hogy a vizsgálati anyagban a cirkontartalmat feldúsítsuk. Földvári Aladár szerint (5) e kőzetben a kolloid szemcsék mennyisége a kőzetnek több, mint 90%-át teszi ki, tehát nagy mennyiségű anyagot kellett feldolgozni, hogy elegendő durva szemű frakciót nyerhessek.

A cirkon-ásvány fajsúlya az irodalmi adatok szerint 3,9—4,8 között van, ezért célszerűnek mutatkozott a szemcsenagyság szerinti szétválasztás után fajsúly szerinti dúsítást is végezni, bromoformmal való kezeléssel.

A begyűjtött mintáknak először is nedvességtartalmát határoztam meg 110°C-on való 24 órán át tartó szárítással. A nedvességtartalmak a következők voltak:

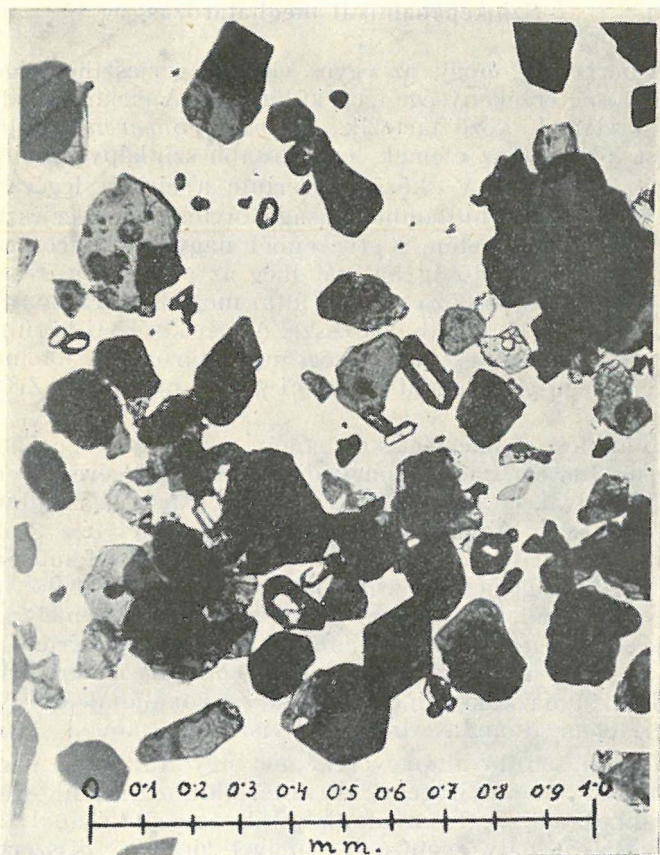
1. sz. minta . . . . .	29,43%
2. sz. minta . . . . .	35,45%
3. sz. minta . . . . .	35,59%
4. sz. minta . . . . .	29,05%
5. sz. minta . . . . .	28,70%

Ezen nedvességtartalmak figyelembevételével az eredeti minták olyan mennyiségéből indultam ki, mely kb. 100 g száraz anyagnak felel meg. A szemcsenagyság szerinti szétválasztást a Földtani Intézet szediment petrográfiai laboratóriumában Venkovits István végezte el.

A 0,02 mm-nél nagyobb átmérőjű szemcsék mennyiségei az egyes mintáknál a következők voltak (száraz anyagra számítva):

1. sz. minta . . . . .	48,47%
2. sz. minta . . . . .	40,98%
3. sz. minta . . . . .	56,81%
4. sz. minta . . . . .	61,96%
5. sz. minta . . . . .	63,48%.

Ezen adatok nem egyeznek *Földvári A.* régebbi, már említett vizsgálatával (5), aminek az az oka, hogy jelen esetben nagy mennyiségekből indultunk ki, és így nehezebb volt az aggregált szemcsék szétválasztása. Esetleges ipari feldolgozásnál szintén ez az eset fog fennállni.



2. ábra. — Fig. 2.

Bromoformos kezeléssel a 0,02 mm-nél nagyobb szemcséjű részecskék közül kivontam a 2,9-nél nagyobb fajsúlyú szemcséket, ezek mennyiségeit a következőknek találtam:

1. sz. minta . . . . .	0,329%
2. sz. minta . . . . .	0,658%
3. sz. minta . . . . .	0,424%
4. sz. minta . . . . .	0,864%
5. sz. minta . . . . .	0,737%

A 2. sz. ábrán mikroszkópon mutatom be az egyik minta 0.02 mm-nél nagyobb szemcseátmérőjű és 2.9-nél nagyobb fajsúlyú részének fényképét. A látható tetragonális kristályok cirkonok.

Elsősorban ezen frakció cirkontartalmát határoztam meg.

### Színképanalitikai meghatározás.

Közismert tény, hogy az egyes elemek gerjeszthetősége és így a kimutathatóság érzékenysége igen különböző. A cirkon a nehezebben gerjeszthető elemek közé tartozik. *W. van Tongeren* (6) táblázatos összeállítást készített az elemek legfontosabb színképvonalainak érzékenységről 3600—5000 Å között. Szerinte a cirkon legérzékenyebb vonala: a 4687.8 Å hullámhosszúságú, ívfényben gerjesztve csak  $1.10^{-2}$  % Zr tartalom esetén, illetve ennél nagyobb koncentrációkban észlelhető. A kimutathatóság határát még az alapanyag összetétele is befolyásolja, így a különböző szerzők által megadott érzékenységi adatok csak közelítőleg hasonlíthatók össze. Az én kísérleti körülményeim mellett azt észleltem, hogy mennyiségi meghatározásra, fotometrálásra alkalmas erősségű Zr vonalat csak 0,1%-nál magasabb  $ZrO_2$  esetén nyerhettem.

A színképfelvételeket Zeiss-gyártmányú háromüvegprizmás spektrográfon készítettem, melyet nagy diszperzió elérésére 130 cm hosszúságú kamarával, autokollimációs összeállításban használtam. Zeiss-féle «spektralrein» szénelektrodokon, *Pfeilsticker*-féle váltóáramú (megszakítás nélküli) ívvel gerjesztettem az elektrod felületére helyezett közetport. A gerjesztés egyenlőtlenségeiből eredhető hibák kiküszöbölésére minden mintához egy közömbös elemet kevertem, ugyanezen elemet, ugyanolyan mennyiségben hozzákevertem az összehasonlító alapkeverékeimhez is, melyek különböző, ismert  $ZrO_2$  mennyiségeket tartalmaznak. Minden minta Zr vonalának erősségét ezen hozzákevert elem vonalához viszonyítottam.

Az összehasonlító alapkeverékeimet úgy állítottam elő, hogy a különböző  $ZrO_2$  mennyiségeket a fullerföldhöz hasonló összetételű alapkeverékekhez adtam. Ezen alapkeverék összeállításánál támpontul vettem *Emszt* Mihály elemzését, melyet doktori disszertációjával kapcsolatban a nagytétnyi fullerföldről készített és rendelkezésemre bocsátott:

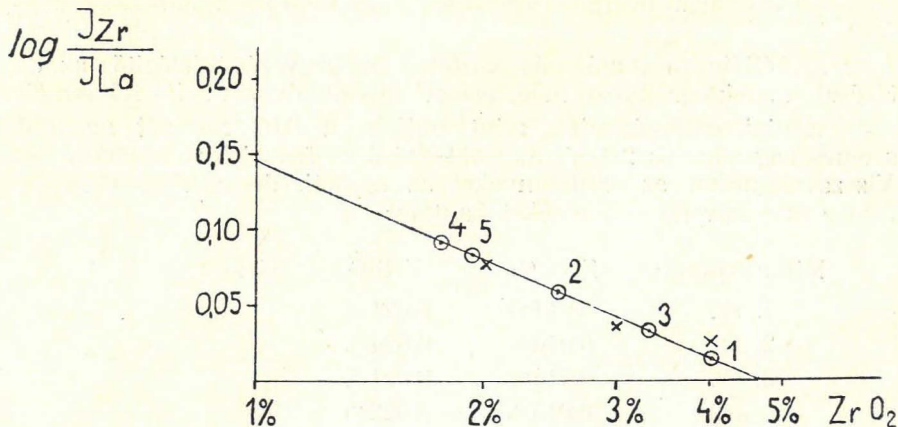
SiO <sub>2</sub>	61,79%
TiO <sub>2</sub>	0,53%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,74%
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,86%
MgO	3,82%
CaO	2,55%
Na <sub>2</sub> O	0,64%
K <sub>2</sub> O	0,94%
Izz. veszt.	7,68%
	<hr/> 100,55%

Az alapkeverékbe természetesen csak a lényegesebb alkatrészeket és kikerekített egész százalékokban mértem be. Az alapanyagba 1, 2, 3 és 4% ZrO<sub>2</sub>-t kevertem. A ZrO<sub>2</sub>-t ZrOCl<sub>2</sub>·8H<sub>2</sub>O-ból, (pro analisi *Merck*) állítottam elő oly módon, hogy vízben oldottam, ammoniával a cirkonhidroxidot lecsaptam és a csapadékot platinatégelyben kiizzítottam.

A cirkonvonalak közül a 4687,8 Å hullámhosszúságú, a *Kayser*-féle színeképvonal táblázatban ivre 10 erősséggel jelzett színeképvonalat választottam ki fotometrálásra. Összehasonlító elemül a lantánt találtam a legalkalmasabbnak, melynek 4692,5 Å hullámhosszúságú vonala a cirkonvonalhoz elég közel esik, így a görbe meredeksége a két vonal helyén közel megegyezik. A lantán említett vonala az eredeti fullerföldminták színeképfelvételeiben nem volt kimutatható. A vizsgálandó mintákhoz és a négy alapkeverékhez is 10–10% La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-t kevertem. A grafitelektródok tisztaságát Zr-ra és La-ra ellenőriztem.

Az expozíció ideje minden esetben 12-szer 30 mp volt (az elektródok felületére helyezett anyagot 12-szer megújítottam).

Az előhívott lemezen az említett Zr és La vonalak feketedését regisztráló színeképvonal-fotométer segítségével kimértem; a Zr és a hozzátartozó La vonal feketedéseinek hányadosát felmértem egy koor-



3. ábra. — Fig. 3.



dinátarendszer lineáris beosztású tengelyére, az ismert  $ZrO_2$  koncentrációkat pedig logaritmusos beosztású tengelyére. Az összetartozó értékekből megszerkesztett kiértékelő egyenes segítségével a meghatározandó  $ZrO_2$  tartalmakat interpolálhattam.

A 3. sz. ábrán látható, hogy a minták  $ZrO_2$  tartalma 1–4% között van.

Általánosan elfogadott elv, hogy a színeképanalitikai módszer igazi létjogosultsága az 1%-nál kisebb koncentrációban jelen levő elemek meghatározásánál van, azonban bizonyos esetekben megengedett e módszer használata egészen 5% koncentrációig. Ez esetben egy nehezen gerjeszthető elemről volt szó, a Zr vonal feketedései az elem egész százalékokban való jelenléte ellenére is közepesek és fotométeres kimérésre alkalmasak voltak. Kézenfekvő volt azonban, hogy a magas koncentráció miatt az eredményeket metodikai szempontból kémiai elemzéssel ellenőrizsem. Groves szilikátelemezési kézikönyvében (7) megadott zirkon meghatározási módszerhez alkalmazkodva elemzéseim a következő táblázatban feltüntetett eredményeket szolgáltatottak:

Minta száma:	$ZrO_2$ %	$ZrO_2$ %	$ZrO_2$ %
	színeképanalitikailag meghatározva	vegyelemzéssel meghatározva	a kétféle megh. középértéke
1. sz.	4,00%*	4,33%	4,16%
2. sz.	2,50%*	2,55%	2,52%
3. sz.	3,30%	—	3,30%
4. sz.	1,75%	1,84%	1,80%
5. sz.	1,94%*	1,91%	1,92%

\* A csillaggal megjelölt értékek 2 vagy több meghatározás középértékei.

A kétféle meghatározás között a megegyezés kielégítő, az eltérések a spektográfiában megengedett hibahatárokon belül fekszenek.

Eddigi eredményeim, mint tudjuk, a 0,02 mm-nél nagyobb szemcsenyagúságú és 2,9-nél nagyobb fajsúlyú frakciókra vonatkoznak. Visszaszámoltam az eredményeket az eredeti, de kiszárított fuller-földre és a következő értékeket kaptam:

Minta száma:	$ZrO_2$ %	$ZrSiO_4$ % (cirkon ásvány)
1. sz.	0,014%	0,021%
2. sz.	0,016%	0,024%
3. sz.	0,014%	0,021%
4. sz.	0,015%	0,022%
5. sz.	0,014%	0,021%

A különböző lelőhelyekről származó nagytétényi fullerföldek  $ZrO_2$  tartalmai közel megegyezők. A szemcsenagyság és fajsúly szerint feldúsított frakciók  $ZrO_2$  tartalmának különbözősége csak a szeparálás műveletének nehézségeiből, esetleg a szemcsenagyságelosztás és az egyéb nehéz ásványalkatrészek különbözőségeiből származhatik.

Megkísértem az eredeti fullerföld Zr tartalmát is meghatározni színképanalitikailag, azonban nem sikerült olyan erősségekben nyerni a Zr vonalakat, hogy azok feketedése fotométerrel kimérhető lett volna.

Kémiai módszerrel ezen számított értéknél valamivel magasabbat, átlagosan 0,019—0,020%  $ZrO_2$ -t találtam. Figyelembe véve, hogy a kocsonyás cirkonfoszfát csapadék még kellő gondosság (többszöri feloldás és újra leválasztás) esetén is visz magával szennyezéseket, ez az eltérés ilyen kis mennyiségeknél indokolt.

A meghatározások teljessége megkívánta még, hogy ellenőrizzem, nem mutatható-e ki Zr a 0,02 mm-nél kisebb szemcsenagyságú frakcióban? A Zr kimutatása ezen frakcióban sem kémiailag, sem színképanalitikailag nem sikerült.

### A cirkon gazdaságos kinyerésének lehetősége.

A nagytétényi fullerföldminták cirkontartalma nagyságrendben nem tér el a földkéreg átlagos cirkontartalmától. *Hevesy* és *Würstlin* (9) több mint ezer kőzetminta Zr tartalmát vizsgálták meg röntgenspektroszkópiai módszerrel. Azt találták, hogy az eruptívközetek átlagos cirkontartalma 0,024%. Ez azt jelenti, hogy a tétényi fullerföld cirkontartalma sem lenne említésre méltó, legfeljebb egy újabb geokémiai adatot szolgáltatna a ritka elemek eloszlására. Mivel azonban e kőzetből már a vázolt módon, vagy egyéb dúsítási módszerrel a Zr-tartalmat jelentősen fel lehet gazdagítani, felmerül a felhasználhatóság kérdése.

A feldúsítást olyan módon kellene elvégezni, hogy a visszamaradó fullerföld, mint olyan, továbbra is zavartalanul értékesíthető legyen. Ezért először a durvább szemű részecskéket szitálással különválasztva, a finomabb szemcséjű részeket félretehettjük és további kezelésnek csak a szitákon maradt részt vetjük alá. Ezeknek cirkon tartalmát ipari célokra legcélszerűbben flotálással lehetne kivonni. Az ausztráliai Zircon Rutile Ltd.-nek egy 1936-ban bejelentett szabadalma szerint (8) a cirkontartalmú homokot először szappanoldattal kezelik, mely elsősorban a cirkonásványokat nedvesíti és azokra tapad. A felesleges szappanmennyiséget az anyagból kimosva, a maradékot 0,02%-os kénsavoldattal flotálják. A keletkező zsírsavak a cirkonszemecskéket a felszínre emelik. Az így nyert koncentrátumokban a cirkonszemecskék 99%-ra feldúsulnak. Egy másik hasonló szabadalmi bejelentést is találtam, melyet *M. A. Corbett* tett Londonban 1932-ben (9). Ő nátriumoleát-, nátriumhidroxid-, fenyőolaj-

és olajsavtartalmú oldattal flotálja az anyagot. A cirkonrészecskék a keletkező habba kerülnek. Ólomacetáttal a képződött habot stabilabbá lehet tenni.

Egy másik feldúsítási módszer kivizsgálása jelenleg Intézetünkben folyamatban van.

Azt, hogy a cirkonnak a kinyerése nálunk kifizetődik-e, az attól függ, hogy az ipar mennyit tud felvenni belőle. A cirkonnak értékes fizikai sajátosságai következtében az ipari alkalmazása kiterjedt. Használja a kerámiai ipar, az emailokba keverve azoknak ragyogó fehér színt ad. Magas olvadáspontja miatt olvasztókemencék belső köpenyének anyagához keverik és ezzel annak tűzállóképességét tekintélyesen megnövelik. Laboratóriumi edények előállításához is használják, ezen edényekben kvarcot és platinát is meg lehet olvasztani, mivel a  $ZrO_2$  olvadáspontja  $2700\text{ }^\circ\text{C}$  körül van. A röntgendiagnosztika is alkalmaz  $ZrO_2$ -t. A «kontrasztin» nevű preparátum főképp  $ZrO_2$ -ből áll, mely a röntgensugarakat nem engedi át, ezért röntgenvizsgálat előtt gyomorbetegeknek adják be. Végül alkalmazza a Zr-t az izzólámpaipar, újabban az izzólámpák tartósságánál is van szerepe. Kisülési csövek elektródját cirkonnal bevonva szekundér folyamatok keletkezését megakadályozhatják.

### Összefoglalás.

Színképanalitikai és kémiai módszerekkel meghatároztam öt nagytétényi fullerföld- (bentonit) minta  $ZrO_2$  tartalmát és azt találtam, hogy az mindegyik mintában átlagosan  $0,015\%$ . Szemcsenagyság és fajsúly szerinti dúsítással, továbbá flotálással a cirkontartalmat jelentősen meg lehet növelni, így szóba jöhet az ipari hasznosíthatóság kérdése is.

# SPECTRAL ANALYTIC DETERMINATION OF ZIRCONIUM CONTENT IN THE FULLER'S EARTHS (BENTONITES) OF NAGYTÉTÉNY.

BY M. FÖLDVÁRI.

The zirconium content of the fuller's earths has been recorded already by several authors. (1. 2. 3.) Present investigations had for purpose the quantitative determination of zirconium content and the study of possibilities of practical exploitation.

Samples have been collected by A. Földvári in 1947. The localities of the numbered samples are shown on fig. 1.

The size of zircon grains varies according examinations of M. Vendl (3.) between 20—300  $\mu$ . In order to get a zirconium-rich fraction grains above 0.02 mm size have been separated by subsidence methods. A further enrichment has been achieved by separation of heavy minerals. The fraction got by separation with bromoform (spec. grav. 2.9) contained practically all zircon grains (spec. grav. 3.9—4.8) (Fig. 2.).

First the zirconium content of the heavy minerals of the fraction 0.02 mm size has been determined. Spectrographic methods could be applied though  $ZrO_2$  contents of 2—4% range were to be expected. Zirconium being a hardly excitable element yielded even in such spectrographically unusual concentration sharp lines of medium blackening. Measurements have been carried out with a three glass prisms Zeiss spectrograph. Light excitation has been achieved by Pfeilsticker alternating current arc between Zeiss «spectral pure» carbon electrodes. In order to avoid errors due to unequal excitation equal amounts of lanthanum have been added for comparison to each sample and standard mixtures containing known  $ZrO_2$  concentrations. Relative blackening of 4687.8 A. U. Zr-line to 4692.5 A. U. La-line has been measured.

Determination of unknown  $ZrO_2$  concentrations has been established on the base of the graph constructed by the standard mixtures. (Fig. 3.)

As spectral analytic methods have been applied in unusually high concentration-range it seemed to be necessary to make a

control by chemical determinations.  $ZrO_2$  content has been determined by the phosphate procedure described by *Groves*. Results of both spectrographic and chemical determinations are compared in following table:

No. of specimen	$ZrO_2$ % by spectrographic determination	$ZrO_2$ % by chemical determination	$ZrO_2$ % average
No. 1.	4.00*	4.33	4.16
No. 2.	2.50*	2.55	2.52
No. 3.	3.30	—	3.30
No. 4.	1.75	1.84	1.80
No. 5.	1.94*	1.91	1.92

\* Counted by two or more determinations.

Counting by these determinations the original  $ZrO_2$  contents of the original dried fuller's earths nearly equal figures have been obtained:

No. of specimen	$ZrO_2$ %	$ZrSiO_4$ %
No. 1.	0.014	0.021
No. 2.	0.016	0.024
No. 3.	0.014	0.021
No. 4.	0.015	0.022
No. 5.	0.014	0.021

Differences in  $ZrO_2$  contents of zircon-rich fractions are due to differences of separation procedure and unequal distribution of heavy minerals.

The fraction below 0.01 mm grain size proved to be zirconium-free.

As a result in the fuller's earths of Nagytétény  $ZrO_2$  contents have been established identical with the earth's crust average, it does not deserve therefore any special attention from practical point of view. The only question is whether in connection with the fuller's earth activation procedure there would be any possibility of easy Zr-enrichment (sieving, subsidence, floatation) and so exploitation could gain ground.

FELHASZNÁLT IRODALOM. — REFERENCES.

1. Földtani Közlöny XLIV. kötet 1914. p. 88, Szakülési jegyzőkönyv az 1943. nov. 5-i szakülésről.
2. *Vendl M.*: Biotitos dacittufa Kistétényről. Földtani Közlöny L. kötet 1920 pp. 34—38.
3. *M. Vendel*: Neuere Daten zur Kenntniss der Walkerde (Bentonit) von Tétény. Mitt d. berg-und hüttenmänn. Abt. Sopron, Bd. IX. 1937. p. 320—326.
4. *Vitális I.*: A nagytétényi fullerföld és bányászata. Mat. és Term. tud. Értesítő. LV. kötet 1937. p. 971—983.
5. *Földvári A.*: Agyagok iszapolása ammoniumhidroxid nátriumoxalát és nátriummetaszilikát oldatban. Mat. és Term. tud. Értesítő LIV. kötet 1936. p. 221—277.
6. *W. von Tongeren*: The spectrographic determination of the elements according to arc methods in the range 3600—5000 Å. Amsterdam, 1938.
7. *A. W. Groves*: Silicate Analysis, London 1937.
8. *Hevesy u. Würstlin*: Die Häufigkeit des Zirkonium. Z. anorg. allg. Chem 216 p. 305—11 26/1. 1934.
9. Chem. Zentrbl. 1936. II. 3466.
10. Chem. Zentrbl. 1934. I. 3518.

HOZZASZÓLASOK.

*Horusitzky Ferenc*: A vizsgálatok jelentőségét fokozza, hogy a fullerföld hazánkban nem ritka kőzet, sőt egyike a legelterjedtebbeknek. A Cserháiban éppen úgy megvan, mint Veszprém környékén a Bakonyban. A szarmatának egy jellegzetes szintjét képezi, mint egy Krakatau-szerű nagy területet hamuval borító kitérés tenger-alatti mállási terméke. Érdekes lenne megvizsgálni, vajjon az eruptívós centrum felé közeledve nem dúsul-e a cirkon? (Erdély, Orsova)

*Földvári Aladár*: (*Horusitzky* hozzászólásához.) A fullerföld a Kárpátokon kívül is Lengyelországban ugyanebben a szintben meg van. A lengyelek az erdélyi dacitokkal hozzák összefüggésbe. A magyarországi fullerföldek nem egy szintbe tartoznak. A tétényinél a herendi mélyebb rétegtani helyzetű, az orsovai pedig gabb-róbból eredő kővelő.

*Sztrókaý Kálmán*: A fullerföld Zr-tartalma az eruptív kőzetek átlag Zr tartalmával egyezik meg. Jelentősége csak a könnyű szeparálási lehetőségben van, melynek révén Zr-dús frakció nyerhető. Eruptív kőzetekben cirkonszemek körül pleokróos udvarok vannak, melyeket radioaktív elem, valószínűleg Th okoz. Ezt a radioaktív elemet nem lehetne-e a Zr-dús frakcióban nyomozni? Hf-t is lehetne keresni a cirkonban.

*Földvári Aladárné*: A Th még nehezebben gerjed, mint a Zr, csak röntgenspektográfia mutatható ki. A Hf kimutatására is gondolt, de mivel a cirkonban a Zr:Hf arány 1:100, azonkívül a Hf nehezen gerjeszthető, kimutatása reménytelen volt. Vonalait kereste, de nem jelentkeztek, *Hevesy* és munkatársai a Hf-t röntgenspektográfia mutatták ki.

*Földvári Aladár:* A Zr-dus frakciót Szalay Sándor Debrecenben, a Velencei-hegységben alkalmazott Geiger-Müller számláló-csővel megvizsgálta és nem mutatott radioaktív hatást.

*Jaskó Sándor:* Felszíni vizsgálatok és furási adatok alapján a fullerföld Budapest környékén mindenütt meg van, Zsámbéktól Bicskéig 1—2 cm, Sósikútnál 10 cm, Tétényben 20—50 cm vastagságban. Az egyik kőbányai óvóhely ásásánál 5—6 m vastag, technikailag nem megfelelő minőségű fullerföldet találtak.

*Horusitzky Ferenc:* Pilisvörösváron 8 m vastagságban tártak fel fullerföldet.

*Vigh Gyula:* A Ferenccsomb triászában is megtalálták.

*Szelényi Tibor:* Zr-tartalmu ásványok radioaktív hatását fényképlemezzel lehet kimutatni. Olyan gyenge sugárzást, melyet a Geiger-Müller számlálócső nem mutat, a fényképlemezen még nyomot hagy. Ezt ajánlja.

*Sztrókey Kálmán:* Ez a gondolat már régen felmerült. Az erdélyi bisztrai drágakőhomok cirkondus frakciója fényképlemezen nem hagyott nyomot. Az anyakőzetből kiszedett cirkonzemek nyomot hagytak, tehát a kőzet szétesése és a homok szállítódása közben elvesztették radioaktivitásukat.

*Vigh Gyula:* Kéri az előadót, folytassa megkezdett vizsgálatait.

PANTÓ GÁBOR:

## SZERKEZETI ÉS ÉRCKÉPZŐDÉSI MEGFIGYELÉSEK A RUDABÁNYAI VASÉRCVONULATON.

Rudabányai metasomatikus eredetű vasércvonulatunkat régóta ismerjük. Földtani felépítését, szerkezetét és keletkezését két alapvető munka, Koch A. 1904-ben (8) és Pálffy M. 1924-ben megjelent dolgozatai tárgyalják (9). 1938-ban végzett részletes felvétele alapján Jaskó S. a martonyúi vasércbánya közvetlen környékének képződményeit ismerteti és tektonikáját értelmezi (6).

Nem publikált adatok a területről Vigh Gyula 1920. évi bejárásának megfigyelései és Vendel Miklós 1937/38. évi felvételének eredményei. Előbbiket jegyzőkönyvi feljegyzésekből, utóbbiakat a Szalon-nától É-ra eső terület fénymásolati térképéről és egy 1947. évi szakvéleményből volt alkalmam hozzávetőleg megismerni.

\*

Régóta ismeretes, hogy a rudabányai vasércvonulat triász képződmények metasomatózisa útján jött létre és így élesen elválasztandó a Szepes-Gömöri Érchegység teléres vaspátelőfordulásaitól. A vonulat súlypontja Rudabánya, Magyarország ma egyik legszámottevőbb ércrészecse.

A rudabányai bányászatnak nem igen volt geológiai problémája. A középkorban jelentős bányaváros gazdagságát eleinte a vasérc-előfordulás oxidációs, illetve cementációs zónájában felhalmozódott másodlagos rézérceknek, illetve termésvázaknak köszönhette. A vasérc lejtése és kohósítása csak időszakosan és kisüzemben történt. A bányászat hosszabb szünetét után csak a XIX. század végén terelődött a nagyipar figyelme a vasércere (4). A felszínközeli ércgazdagság kutatófúrások alapján megállapítást nyert s így a bánya érctermelésének lefejtése ma is, több mint 60 évi megszakítatlan művelés után szinte csak bányaműszaki feladat.

Ezzel magyarázható, hogy a rudabányai külszíni bányászat, az ország legnagyobb mesterséges feltárása, mely középhegységeink mezozoikumának felépítésébe páratlan érdekességű betekintést nyújt, szakemberek részéről nem került eddig aprólékos szerkezeti vizsgálat alá.



Az utolsó évtized környékbeli bányageológiai felvételeinek a diósgyőri állami vasgyár ércutatásai szabtak irányt, így több figyelemben részesült a borsodi vasércvonulat északi része, mint Rudabánya. Az előző felvételekhez hasonló feladatkörrel kaptam meg én is 1947. évi felvételi megbízásomat, azonban felhatalmazást kaptam arra is, hogy kivetíthető analógiák megfigyelése céljából a rudabányai feltárásokat pontosan megvizsgáljam.

A 4,5 km hosszú külszíni bányászat páratlanul gazdag geológiai látnivalójával igen komoly ábrázolási nehézségek elé állított. A lépcsőzetes művelés alatt álló bányatölcsérek térképén a feltárás geológiai érdekessége korántsem ábrázolható. Pontos és éles feltárást ugyanis a bánya függőleges falai nyújtanak a szintek talpa ellenben törmelékkel borított, a formációhatárok közvetlenül le nem olvashatók.

A jelenlegi feltárások azonban nem teszik lehetővé az ércelőfordulás teljes szelvényének megrajzolását sem. A több mint 60 éves művelés folytán az ÉEK-DDNy csapású 2-500 m széles vonulat mentén telepített tölcérek fejtései ma már árokszerűen egymásbatorkoltak és keresztirányban az ércesedés K, ill. Ny határán állnak. A lefejtett hegyvonulat szerkezetét csak a szegélyek feltárásai, illetve művelés előtti fúrások adatai alapján próbálhatjuk rekonstruálni.

A függőleges falak feltárásainak összevetését igen megnehezíti a lépcsőzetesség. Az ércelőfordulás 10 méter vastag szelleteinek szelvényét egymástól vízszintesen 10—150 méterrel eltolódott, gyakran nem is párhuzamos lefutású alapvonalak mentén kapom meg.

*A külszíni művelésben feltárt képződmények a következők:*

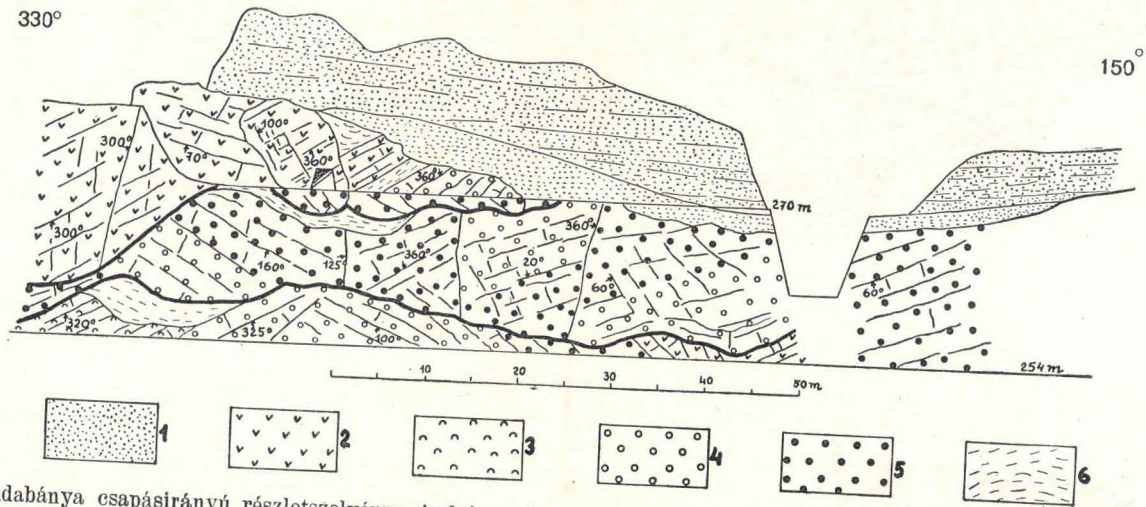
Alsó werfeni *seisi* homokkövek. Zöld színűk, csillámtartalmuk, általában durvább szemcésességük különíti el őket a campilitól.

Felső werfeni *campili* márgák és palás agyagok. Eredetileg kékeszürke színű képződmény lilászvörös, szabálytalan csíkokkal. Oxidálódva sárga. Hangsúlyozni kívánom, hogy a külszíni művelésben *campili mészkövet nem találtam.*

*Anisusi* guttensteini dolomit. Sötétszürke, breccsás szövetű, helyenként kalciteres.

*Pannoniai rétegek.* A harmadkorban letarolt és karrosodott mezozoikumra 0,5—2 m vastag teraszitikum települ, majd előlött az aránylag igen szűk és mély teknőkben (1. ábra) az alsó pannoniai agyag-, homok-, lignites, tavi üledékek, melyek kora emlésmaradványok révén van behatárolva.

Az ércesedés különböző korú triász-képződményeket ért, a külszíni bányászatban feltárt érc azonban csaknem teljes egészében a guttensteini dolomit átalakult anyaga. A metasomatózis révén szideritté változott, majd oxidáció során limonitosodott anyag helyenként élesebben, máshol elmosódottabban őrizte meg a dolomit szerkezeti jellegzetességeit, a breccsásságot és vastagpadosságot. Különösen jól megfigyelhetők ezek a jellemvonások a gyengébben ércesedett tagokon, melyek között minden átmenet megtalálható a tiszta ércből a teljesen átalakulatlan dolomitig (10. ábra). A szelvényeken két



1. ábra. Rudabánya csapásirányú részletszelvénye Andrassy II. bánya K falán. 1. pannon, 2. anisusi (guttensteini) dolomit, 3. vasas dolomit, 4. ankerit, 5. limonitos vasérc, 6. campili márga. Vastag vonal: pikkelyes rátolódás síkja.

Fig. 1. A detail-section of Rudabánya along strike showing the eastern side of Andrassy II. mine. 1. Pannonian, 2. Anisian (Guttenstein) dolomite, 3. ferric dolomite, 4. ankerite, 5. limonitic iron ore, 6. Campilian marls. Thick line: overthrust of schuppen.



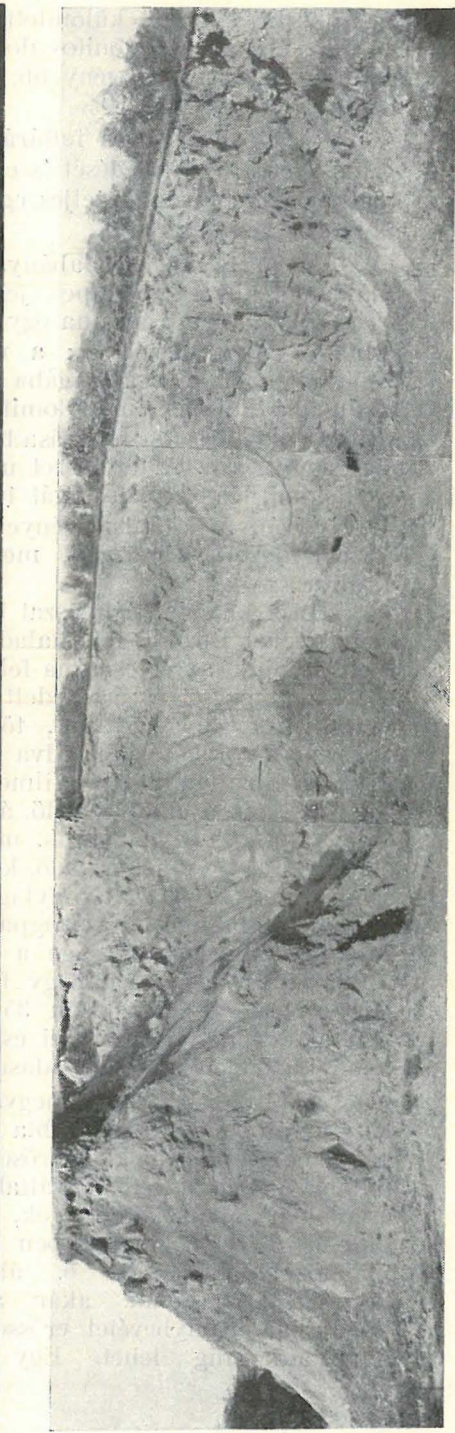
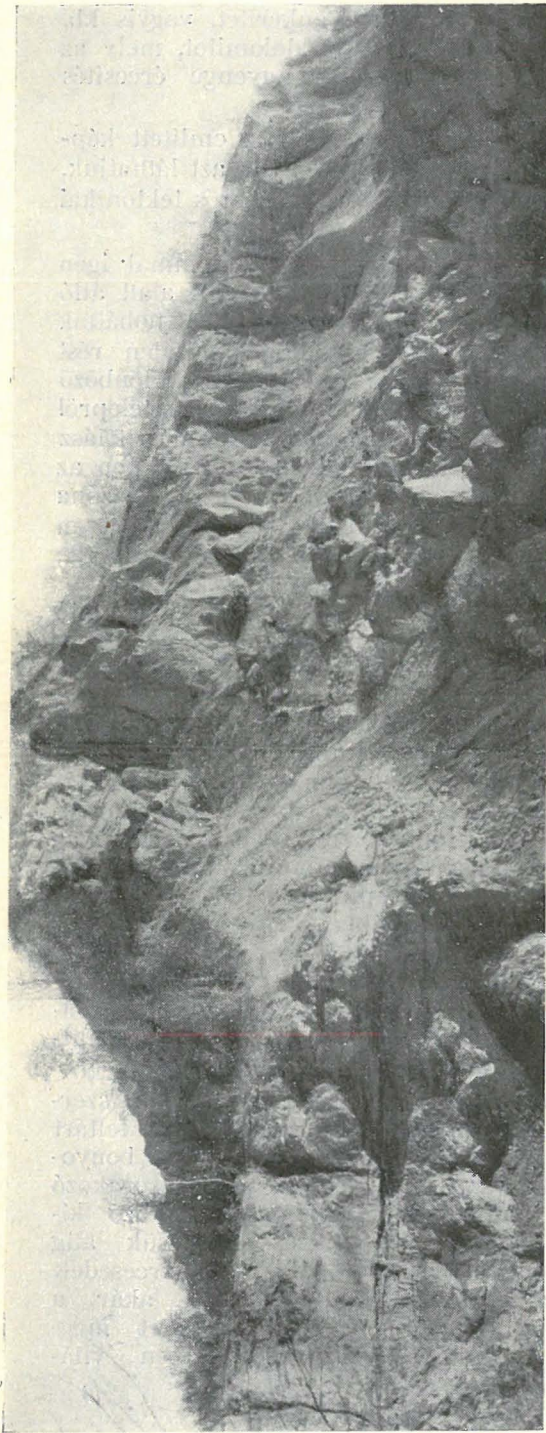
ilyen közbülső tagot különítettem el, az ú. n. ankeritet, vagyis kb. 20% Fe tartalmú limonitos dolomitot és a vasas dolomitot, mely az előbbinél vasban szegényebb, de színe alapján gyenge ércesítés még érte.

Ha most a bánya feltárásaiban végigkísérjük az említett képződmények elhelyezkedését és egymáshoz való viszonyát, azt láthatjuk, hogy az ércelőfordulás teljes egészében többszöri, igen erős tektonikai mozgások színtere volt.

*Thern* Sámuel rudabányai bányamester egy alkalommal igen találóan a következőképpen jellemezte a külszíni művelés alatt álló érces zónát: olyan, mintha egy malteresládába ércdarabokat dobáltak volna. — Szakszerűbben: a mindenütt megtalálható, minden rést kitöltő campili márga magába zár, körülvesz az ércesedés különböző fokán álló guttensteini dolomittömböket, dolomittáblákat. Érctelepről a külszíni művelés feltárásaiban alig beszélhetünk, de még triász rétegsorról sem. A természet után rajzolt sematizált szelvényeken az érc-dolomit-testek padosságát tüntettem fel. Különösen az érces zóna K—Ny irányú harántszelvényein jól látható, hogy egész szélsőségesen összetöredezett, átmozgott, meggyúrt zónával állunk szemben. (2., 3. ábra).

Ha a külszíni bányászat hosszszelvényét szakaszokban bemutató szelvényeket É-ről D-felé haladva a Bruimann-bányától a Polyánkáig végigkísérjük, az érces zóna felépítésének érdekes sajátosságai tűnnek fel: az átmozgott és ércesedett zóna, vagyis az alul-felül, köröskörül campili márgába ágyazott, többé-kevésbé ércesedett dolomittestek sorozata É-ről D-felé haladva fokozatosan komplikálódik, többrétűvé válik. A Bruimantól a Vilmos-bányáig tulajdonképpen egy, nagyjából vízszintesen elhelyezkedő, átmozgott, széttagozódott, összetört, ércesedett tábláról beszélhetünk, melynek minden részébe benyomódott az alatta és felette elhelyezkedő, kaotikusan gyúrt campili márga. Az érc-campili-márga zónát viszonylag nyugodt településben fedi egy erodált felületű átalakulatlan vastagpados dolomittábla (4., 5. ábra. I. tábla 1., 2.), melynek vastagsága a Vilmos-bányától É-felé a Bruimannig, sőt ettől ÉK-re a Rudahegy földalatti leműveléshez fúrásokkal feltárt érctestéig fokozatosan 35 m-ig növekszik. A dolomittábla bázisának legömbölyödött élei és a vele érintkező campili márga hullámos torlódottsága rátolódásról tanúskodik (4. ábra).

A Vilmos-bányánál megváltozik az eddigi kép. A nyugodt szerkezetű rátolódott dolomittábla kivékonyodva eltűnik. Az egész feltárt triászképződmény sokkal erősebben zavart szerkezetű, sokkal bonyolultabb. A rendszertelenül váltakozva egymás fölött és mellett sorakozó érc-dolomittáblák, pikkelyek, tömbök lépésről-lépésre változó ki-billent, összetört helyzetben vannak, eredeti összefüggésük alig nyomozható (2., 3., 6. ábra, II. tábla 1.). Az ércesedett részek eloszlásában, akár a szintbeli elhelyezkedést, akár a tektonikai igénybevétel erősségét tekintve törvényszerűséget megállapítani alig lehet. Egy körülmény minden esetben vilá-



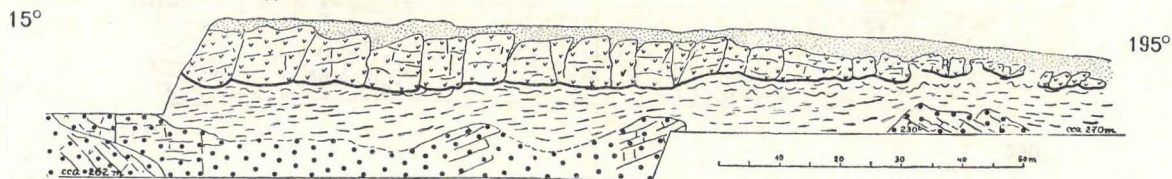
1. Táblamagyarázó. — *Explunation of Plate I.*

1. Bruimann bánya K fala (v. ö. 4. ábra).

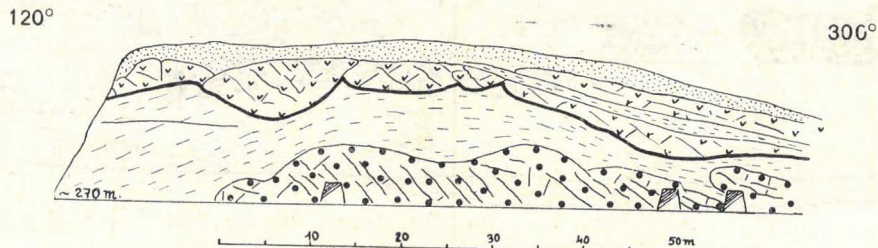
1. *Eastern cliffs of Bruimann mine (see Fig. 4.)*

2. Bruimann bánya D rész É fala (v. ö. 5. ábra) Balogh K. felv.

2. *Southern side of Bruimann mine (see Fig. 5.) Photo Balogh K.*



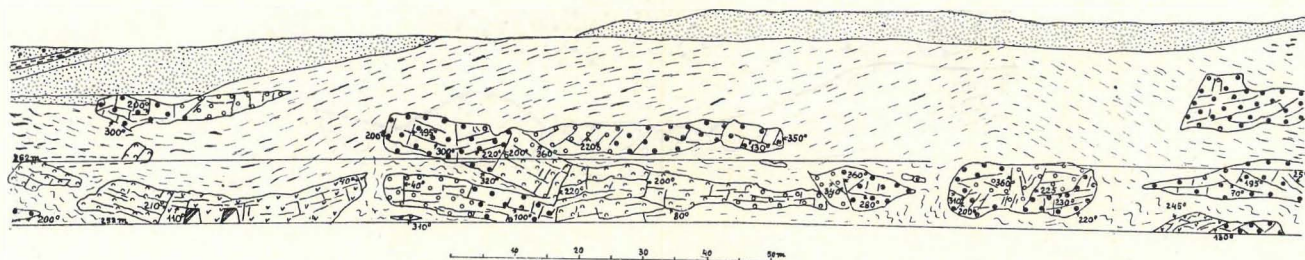
4. ábra. Rudabánya csapásirányú részletszelvénye Bruimann-bánya K falán (v. ö. I. tábla 1. kép).  
*Fig. 4. A detail-section of Rudabánya along strike showing the eastern side of Bruimann mine (see Plate I. 1.).*



5. ábra. Bruimann-bánya harántszelvénye (v. ö. I. tábla 2. kép).  
*Fig. 5. Cross-section of Bruimann mine (see Plate I. 2.).*

195°

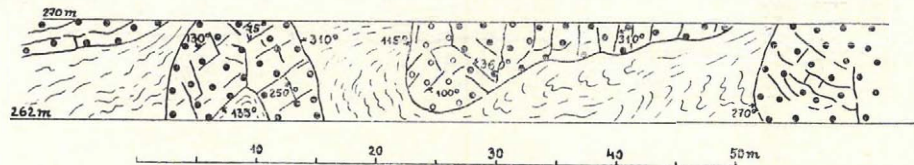
15°



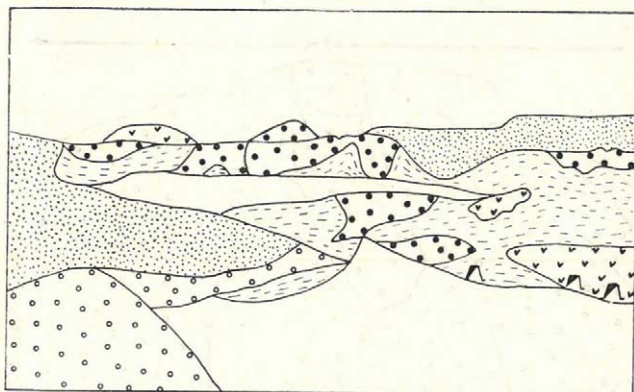
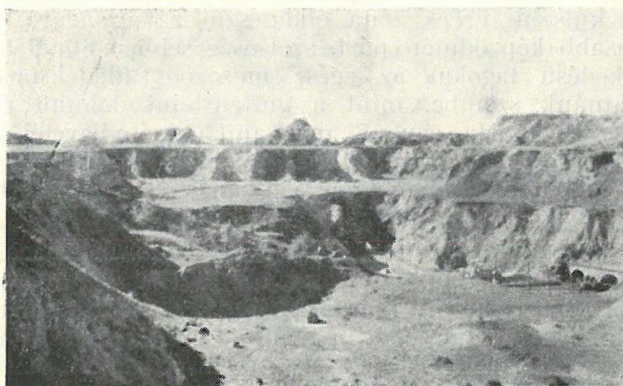
6. ábra. Andrassy III. bánya Ny fala. Széttört érc- és dolomittáblák kaotikusan gyűrt campili márgában (v. ö. II. tábla 1. kép).  
 Fig. 6. Western cliffs of Andrassy III. mine. Blocks of iron ore and dolomite surrounded by intensely folded Campilian marls (see Plate II. 1).

110°

290°



7. ábra. Andrassy III. bánya 1. szint D fala. Ejektív campili márga éretetek között (v. ö. 8. ábra).  
 Fig. 7. Andrassy III mine 1<sup>st</sup> level southern side. Ejective Campilian shales separating iron ore blocks (see Fig. 8.)



8. ábra. Andrassy III. bánya D része (v. ö. 7. ábra.)

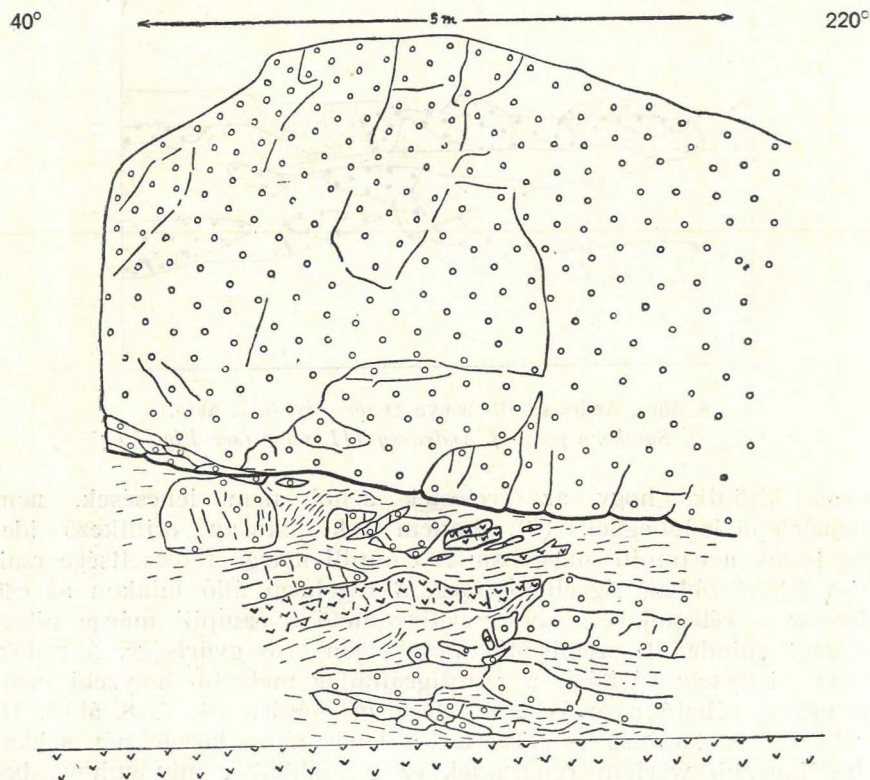
*Fig. 8. Southern part of Andrassy III. mine (see Fig. 7.)*

gosan kiténik, hogy az ércetek sehol nem lencsések, nem közbetelepülés-jellegűek (9), hanem tektonikusan érintkező idegen testek a campili márgában. A campili márga rétegzettsége csak friss feltárásokban figyelhető meg, a régebben álló falakon az eső elmosza a rétegefejeket. Ahol megfigyelhető a campili márga rétegzettsége, mindenütt szembeötlő annak igen erős gyúrtsága. A redők, ráncok helyzete rávilágít a sztratigráfiailag mélyebb helyzetű campilinek a ráható nyomás elől kitérő mozgására (6., 7., 8. ábra, II. tábla 1.) A középső és felső triász karbonátos kőzeteknél sokkal plasztikusabb werfeni rétegeknek ez a réskitöltő, mindenhova befurakodó viselkedése vet fényt a hegységzerte meglepő vékony werfeni hasadékkitöltésekre, a középső vagy felső triász mészkőben, pl. szalonnai Melegvíz kőfejtő, vagy werfeni rétegekben «úszó» triász mészkő előfordulásokra.

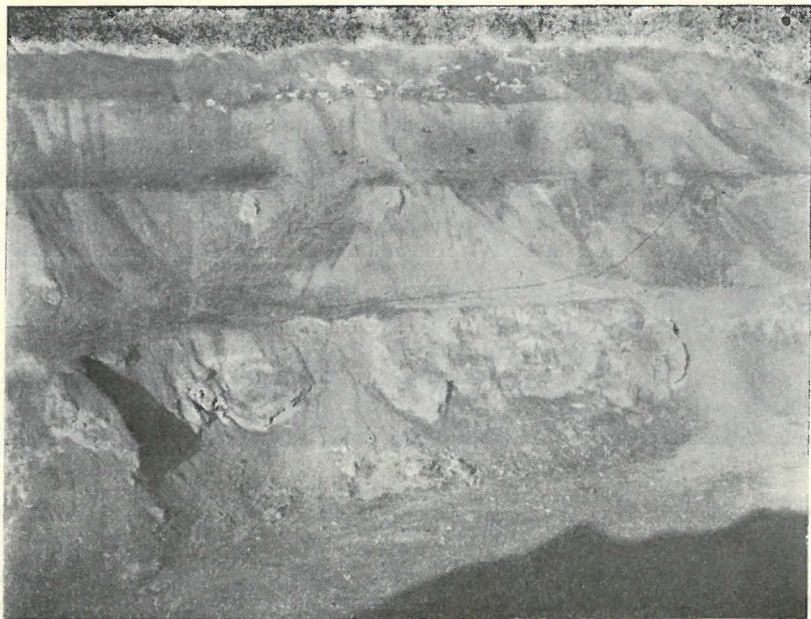


Rávilágít azonban a campili márga mozgékonyasága az egész rudabányai külszíni érces zóna elképesztő zavartságára. Ridegebb és plasztikusabb képződménypárt, szélsőségesebben ellentétes mechanikai viselkedésű tagokat az egész mezozoós üledéksorozatunkból nem állíthatnánk szembe, mint a guttensteini dolomit és campili márga-palás agyag. Ha egyenlő mechanikai igénybevétel alá kerül egy rideg és egy képlékeny réteg, a rideg annál jobban összetöredezik, szétroncsolódik, minél jobban kitér a nyomás elől a plasztikus (10).

A rudabányai külszíni érces zóna szerkezetét szinte modell-kísérletként mutatja be az Andrassy I. bánya 5. szintjének egy falrészlete. Egy ankerittábla elmozdult egy átalakulatlan dolomittábla felett. Vékony réteg campili márga kenőanyagként szerepelt közöttük. A színelkülönbség elárulja, hogy a campili márgába belegyűrt pikkelyek, töredékek a surlódás hatására az alsó vagy a felső tábláról váltak-e le (9. ábra).

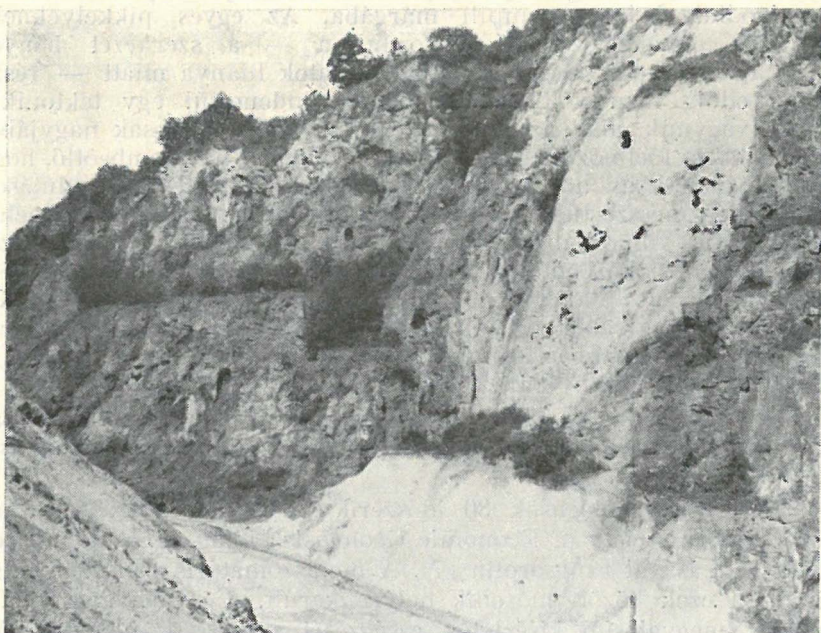


9. ábra. Andrassy I. bánya 5. szint falrészlete, a pikkelyes rátalódások «modellje.»  
 Fig. 9. A detail of Andrassy I. mine 5<sup>th</sup> level. The «model» of imbrication in Rudabánya.



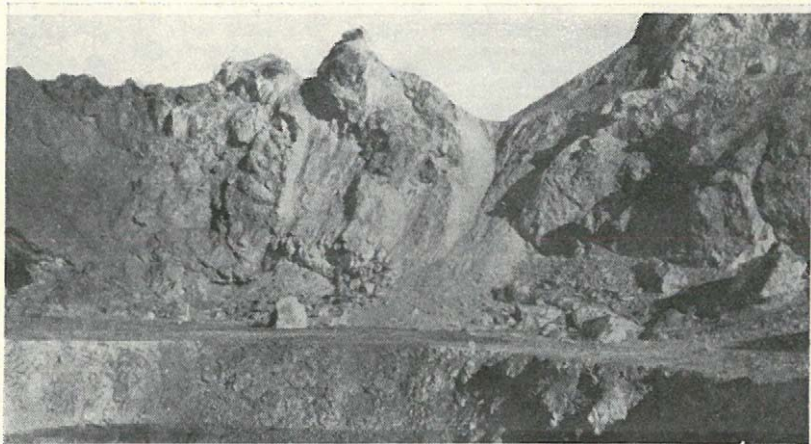
1. Andrassy III. bánya Ny fala (v. ő. 6. ábra szelvényének ÉK fele.)

1. Western cliffs of Andrassy III. mine (see NE part of the section in fig. 6)



2. Vilmosbányai «nagy fal» (v. ő. 11. ábra)

2. Western cliffs of Vilmos mine (see fig. 11.)



10a. ábra. Lónyai bányai K fal részlete (v. ö. 10. ábra közepe).

*Fig. 10a. Eastern cliffs of Lónyai mine (see middle of the section in Fig. 10.)*

Nagyban ugyanez mehetett végbe a rudabányai bányászat területén. Ha almas dolomittáblák, melyeknek maradványai az É-i bányarészben megmaradtak, maguk alatt gyúrva a campili csúsztató anyagát, rátolódtak a feltehetően parautohton werfeni pala-anisusi rétegsorra. A surlódás hatására úgy az alsó, mint a felső dolomittáblából, legtöbbször a padosság síkjával párhuzamosan pikkelyek váltak le és gyúródtak bele a campili márgába. Az egyes pikkelyeknek, tömböknek egymáshoz való elmozdulása — a szerkezet bonyolultsága és a lefejtett részre vonatkozó adatok hiánya miatt — részleteiben eddig nem volt értelmezhető. Mindenesül egy tektonikai zónában vagyunk, ahol az egyes zónák elmozdulásait csak nagyjából koordinálták a főelmozdulások irányai. Mindenesetre szembeötlő, hogy nagyobb vonalakban a vízszintes vagy közel vízszintes elmozdulások jelentőségben messze túlemelkednek a vetők szerepén. Jellemző példa erre az ú. n. vilmosbányai nagyfal, mely enyhe szög alatt, dörzsbreccsaképződés közben egymásra tolódott, több különböző mértékben ércesedett pikkelyből áll (11. ábra, II. tábla 2.) és K-i folytatását is nagyjából vízszintesen ható erő választotta le és törte szét. A dörzsbreccsán álló fal (12. ábra) talpa alatt 20 m-rel a diszlokáció nem érvényesült.

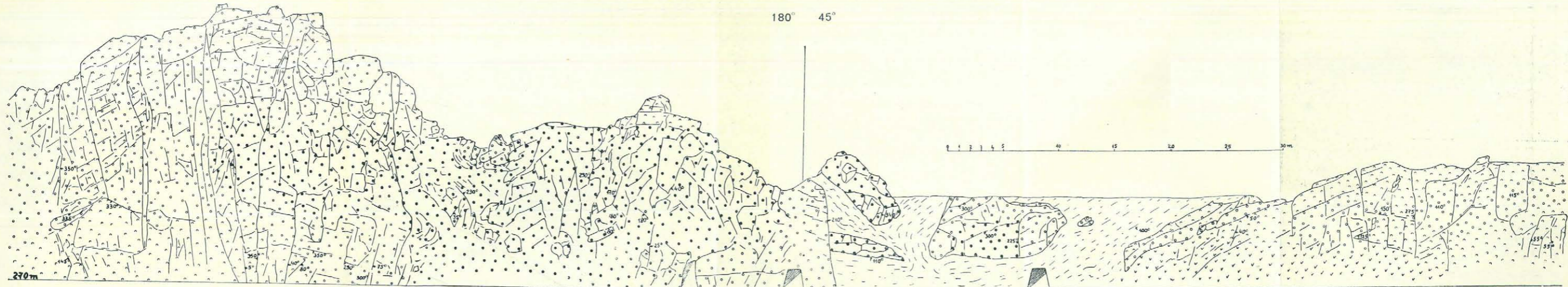
A rudabányai szerkezet ilyen magyarázata már átvezet az ércesedés, közelebről a *metaszomatózis előfeltételeinek és lefolyásának* tárgyalására.

Gyakorlati geológusok 30 időszerű, sürgető megoldásra váró problémáját a Society of Economic Geologists kimagasló szakemberek megszavaztatásával rangsorolta (7). A metaszomatózis előfeltételeinek definiálása ezek között második helyre került. A természetes körülményeket megvalósító kísérletek elvégzését sürgeti a geológus köz-

360°

180° 45°

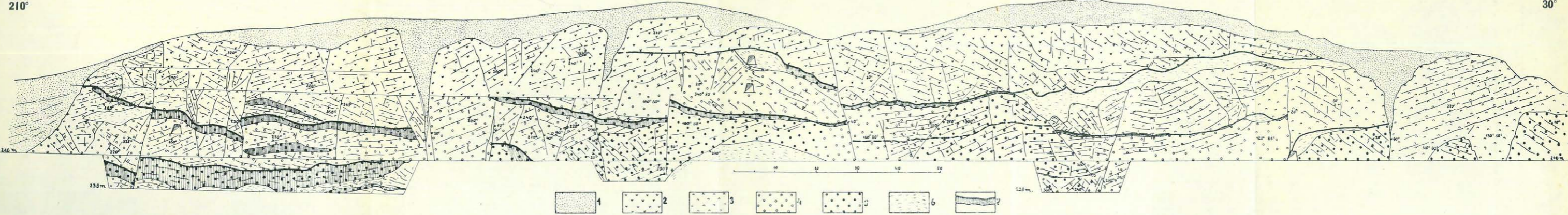
225°



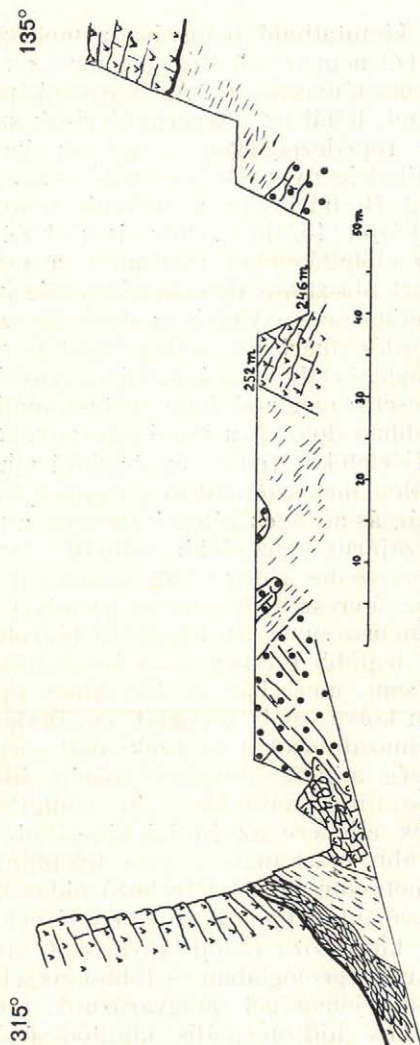
10. ábra. Rudabánya csapásirányú részletszelvénye Lónyai bányá K falán. Összefüggés látható a dolomit repedezettsége és az ércesedés erőssége között. (V. ö. 10a. ábra).  
 Fig. 10. A detail-section of Rudabánya along strike showing the eastern cliffs of Lónyai mine. More intense metallization in more intensely crushed parts. (see Fig. 10a.).

210°

30°



11. ábra. Vilmosbányai Ny «nagy fal» szelvénye. 1. pannon, 2. anisusi (guttenstein) dolomit, 3. vasas dolomit, 4. ankerit, 5. limonitos vasérc, 6. campilli márga, 7. rátolódás által megörölt dolomit. (W. ö. II. tábla 2. kép).  
 Fig. 11. Section of the high western cliffs in Vilmos mine. 1. Pannonian, 2. Anisian (Guttenstein) dolomite, 3. ferric dolomite, 4. ankerite, 5. limonitic iron ore, 6. Campillian marls, 7. dolomite ground by overthrust (see Plate II. 2).



12. ábr. A vilmosányai nagy falu-ra merőleges szelvény.  
Fig. 12. Section across the Vámos mine.

vélemény. Távol állunk attól, hogy szemünk előtt lejátszathassuk a metasomatózist sokat emlegetett és termékei alapján kétségbevonhatatlan folyamatát. Ugyancsak elérhetetlen kívánság ma még, hogy a hőmérséklet, nyomás, áteresztőképesség és kémiai összetétel számzerű adataiban lássuk lerögzítve a metasomatózis lehetőségeit.

A metasomatikus telepek felépítésének analógiáin kívül az átalakulásnak kitett karbonátos kőzetek fizikai vizsgálata nyújt tudásunk mai állásán némi útmutatást a metasomatózisra kedvező tényezők felől. Ezek összevetéséből szembeötlik, hogy a metasomatikus ércesedések lokalizációjánál az átalakulásnak kitett kőzetek fizikai tulajdonságainak igen fontos szerep jut. Egy átlag karbonátos kőzet kisebb szennyezéseinek vagy annak, hogy mészkővel vagy dolomittal

van-e dolgunk, nincs kimutatható befolyása a metasomatózisra. Az átalakulás szempontjából nem az olthatóság, hanem az áteresztőképesség az elsősorban lényeges tényező. (10). Az áteresztőképességnél viszont az új n. finom szerkezet, tehát az intergranularisok szerepe elhanyagolható, hangsúly a repedezettségen, vagyis a karbonátos kőzet ridegségén és a tektonikai igénybevétel erősségén van. Bizonyos összefüggés figyelhető meg Rudabányán a dolomit összetörtsége és az ércesedés intenzitása között (10. ábra). Dolomitok ebből a szempontból lényegesen kedvezőbb előfeltételeket nyújtanak a metasomatózisra, mint a mészkövek, mert plasztikus deformációra alig képesek. A dolomitok mészkőből keletkezése — vagyis a dolomitosodás kérdése — ugyancsak idevágó kérdés, mert az esetleg, mint egy korábbi metasomatikus folyamat megnövelhette a kőzet áteresztőképességét. Világviszonylatban mindenestre meglepő, hogy metasomatikus érctelepeknek mennyivel gyakrabban dolomit a kiindulási anyaga, mint mészkő.

Sajnos, modellkísérletekkel eddig egyértelmű magyarázatot nem nyert a csaknem minden metasomatikus telepen, a karbonátos kőzet kíséretében fellépő márgás-agyagos rétegek szerepe a metasomatózisnál. Kétségtelenül hozzájárul — az előbb említettek szerint — a plasztikus anyag a vele szomszédos rideg kőzet összetöredezéséhez. Elgondolkoztató azonban az áteresztő dolomittal szemben az agyag vízrekesztő szerepe. A metasomatózist létrehozó hidrotermák eredetét, beáramlási irányát a legtöbb esetben nem ismerjük. Nem ismerjük Rudabánya esetében sem, mert bár az érc éppen egy tektonikailag átmozgott zónához van kötve «mély sebhelyt» egyáltalán nem találunk, hanem horizontális elmozdulásokat és ezek alatt megvan a nyugodtabb településű de még mindig átmozgott közép, illetve alsó triász rétegsor. Termákat szállító «hasadékot» az eddigi feltárások nem mutattak ki. Mindezek ellenére az eddigi vizsgálatok alapján a tapasztalatokkal leginkább összhangban levő teleptani kép egységes elfogadása esetén a metasomatózist létrehozó oldatok feltörését csak a mélységből származó utómagmatikus működésnek foghatjuk fel.

Mélyből feltörő, különböző oldott anyagokat tartalmazó hidrotermák működésével az ércgeológiában — több-kevesebb fizikai-kémiai megalapozással — sok jelenséget magyarázunk, amit másképpen nem tudunk. Hasadékok hidrotermális kitöltődésénél — pl. telérképződésnél — a kiválást egyszerűen az oldás tényezőinek hirtelen megváltozásával indokolhatjuk. Metasomatózisnál egy kőzettest minden molekulájáig elérő cserebomlásról, teljes átépítődéséről van szó, amihez a reakció általános kémiai és anyagszerkezeti feltételein kívül hosszú idő is szükséges. Mindezek alapján közelekvő, hogy az összehasonlító teleptani megfigyelések alapján szinte elmaradhatatlan vízrekesztő rétegnek a metasomatózis lefolyásában lényeges szerepet tulajdonítsunk. A feltételezett hasadékon feltörő hidrotermát a karbonátos kőzetreteg fedőjében lévő agyagréteg feltartóztatja és a karbonátos kőzet repedéseiben vízszintes szétterjedésre, pangásra kényszeríti. Ezáltal a telep metasomatózisának előfeltételei — köztük az átalakuláshoz szükséges idő — adva vannak.

Ez az elméleti magyarázat a jelenlegi rudabányai szerkezetre közvetlenül nem alkalmazható. Feltehető, hogy egy dolomitréteg fedőjében levő vízzáró agyag elősegíti a metasomatózist, azonban mai elhelyezkedésében, mikor a campili márga néhánytól párszáz m<sup>3</sup>-es tömböket, táblákat választ el, (10. ábra, II. tábla 1.) szigetel egymástól, kiterjedtebb ércesedés akadályának látszik. Éppen ez az ellentmondás segít hozzá az ércesedés fázisának behatárolásához.

Az allochton dolomitábláknak az érces komplexusra való rátolódását ércesedés előttinek vehetjük. Ez az áttolódás eredményezhette az alatta levő rétegek ércesedésre előkészítését (ground preparation) (10), vízzáró réteggel vonta be a breccsás szövetűvé vált, repedések-szabdaltá dolomitréteget. Ezt a heves és nagyobbmértű elmozdulást kiváltó fázist követte az ércesedés, mely a dolomitot, ha nem is összefüggő rétegben, de a mainál sokkal kevésbé szét-darabolódva érte.

Ércesedés óta is igen élénk tektonikai mozgásokat kell azonban feltételeznünk a rudabányai bányászat területén. Enélkül nem magyarázhatók a különböző mértékben ércesedett tömbök tektonikus érintkezései sem (6., 10. ábra). Ércesedés utánra tehetjük az érctelepnek tömbökre, táblákra szét-darabolódását a campili márgába való begyúródását és egymásra torlódását. Ez, a rátolódó dolomitáblák megisméltlődő, nagyjából egyirányú elmozdulásainak s ezzel kapcsolatban az alatta fellepő valóságos őrlőhatásnak tulajdonítható anélkül, hogy nagyobbmértű áttolódást kénytelenek lennénk feltételezni.

Az ércesedésnek egy mezozoikum utáni heves tektonikai fázist követő, de későbbi kisebb elmozdulásokat megelőző vagy azzal összeső időszak a jól összhangba hozható a Kárpát-medence ismert tektonikai és ércképződési korbeosztásával. (Szinorogén ércesedésnél a különböző mértékben ércesedett tömbök keletkezése magyarázható úgy, hogy az átgyurt zónákban az elmozdulás időnként bizonyos tömbökhöz utat nyitott a hidrotermák számára, másokat pedig elzárt.) Mozaikszerűen illenek egymásba az újabb adatok, melyek a terciar hegyképződésekkel kapcsolatosan benyomult hatalmas gránit-granodiorit batolit feltételezéséhez vezetnek. Ennek a fiatal gránitnak különböző fázisbeli differenciációs származéka úgyszólván minden vulkáni kőzetünk és szinte valamennyi ércesedésünk. A rudabányai metasomatózis okozóját is ebben láthatjuk.

Összhangban van a tektonikai mozgásoknak metasomatózis előtti és utáni szakaszra tagolása egy másik kőzettani megfigyeléssel is. A werfeni rétegek hidrotermák hatására lényeges átalakuláson mennek át. A változást ásványtani vagy kémiai alapon eddig behatárolnom nem sikerült. Tapasztalatilag azonban szembeötlő a képlékenység óriási megnövekedése. Az ércesedés fázisában felzött, átalakult, tartását veszített campili agyag valósággal kenhető volt a későbbiek folyamán, tehát magába zárhatott magasabb szinten levő merev kőzettömböket egyszerűen úgy is, hogy azok elsüllyedtek benne.

Az eddig elmondottak a rudabányai külszíni bányászatban feltárt áttolódási zóna felépítését jellemzik, és magyarázzák. A rudabányai mélyművelés 200—250 m t. sz. f. magasságban a nyugodtabb werfeni-anisusi rétegsort tárta fel, mely seisi homokkőből, campili mészkőből és márgából, valamint guttensteini rétegekből áll. A rétegsor karbonátos tagjai jelentős mértékben ércesedtek, szideritté, illetőleg ankeritté alakultak.

Felvételi időből nem került ki a földalatti feltárások részletes vizsgálata. A külszíni megfigyelések alapján megrajzolt eddigi kép így nem teljes. A mélyszintek vizsgálata feleletet adhat számos alig vizolt és csak feltételezésekkel alátámasztott részletre. A mélyszint vizsgálata azért sürgős és időszerű, mert a 217 m-es szinten kihajtás alatt álló 4 km hosszú áltáró, mely egy teljes hosszszelvényt tár fel, 1948-ban csaknem egész hosszában megfigyelhető, 1949-ben az előrehaladó falazás miatt csak részleteiben, 1950-ben pedig egyáltalán nem.

A mélyebben fekvő ércesedések vizsgálata fontos a rudabányai bányászat távolabbi jövőjét biztosító földalatti ércines kutatásának szempontjain kívül az egész hegység közép- és felsőtíriásza alatt feltételezhető esetleges ércesedések megítélése szempontjából is. A mélyebben fekvő ércesedések törvényszerűségei nagyjából azonosak a felszínközeliéivel. Volt-e hidroterma-feltörési hasadék vagy öv, egyelőre nem tudjuk. Az alsó Deák-bánya érce mindenestre cáfolat mindarra, amit az anyagőzet preformáltságára vonatkozóan az általános megfigyelések alapján levontam. Itt kevésbé meszes, néhol mészkőlencsék tartalmazó seisi homokkővet ért intenzív metasztatizis, úgyhogy hasznosítható ércé alakult.

\*

A rudabányai áttolódási zónában megfigyelt jellegzetességek kevés változtatással ráillenek *Martonyira*. A mindössze 800 m csapás hosszú és alig 100 m széles kibúváson települt bányászatban feltárt képződmények (l. mellékelt térképáázlat):

*seisi homokkő,*

*campili agyagpala* és márga lencsés mészkő-kőzbetelepülésekkel, *anisusi guttensteini dolomit* és fehér *cukrosszóvetű dolomit*, középső-felső triász *világos mészkő*.

Az érc, mely jelentősebb tömegében guttensteini dolomittömbök, alárendelten campili mészkőlencsék átalakult anyaga egy igen erősen átmozgott zónához kötve jelenik meg. A jelenlegi feltárások szerint az ércesedett zóna hidrotermális hatásra fellazult, megpuhult, sötét-szürke, fekete campili agyaggalán úszik (l. melléklet). A bánya nagyrészt kiaknázott feltárásaiban látható ércetek még kisebbre szét-darabolódtak, mint a rudabányai külfejtésben láthatók. Az érces zóna alatt feltárt kenhető campili agyag nagytávoiságú áttolódás csúszási zónája. A rétegezetség felismerhetlenségig át van gyúrva s az agyagban a környék triászának, sőt karbonjának úgyszólván minden képződménye képviselve van ház-tól kavicsnagságú, teljesen lekerelkedett, fényesre csiszolt darabokban.





















# A MARTONYI VASÉRCBÁNYA FÖLDTANI TÉRKÉPE ÉS SZELVÉNYE.

Geological Map and Section of the Iron Ore Mine of Martonyi.

Mapped by Pantó G. felvétele 1947.

Méret. — Scale.

0 50 100 150 200 250 300 m.

- |   |  |   |  |
|---|--|---|--|
|    | Vastag sraff: száلبau<br>Vékony sraff: törmelékben               |    | Thick pattern: outcrop<br>Thin pattern: fragments                        |
|    | Seisi homokkő<br>Lower Werfenian sandstones                      |    | Cukrosszövetű dolomit (anisusi)<br>Coarse crystalline dolomite (Anisian) |
|    | Campili márga<br>Upper Werfenian marls                           |    | Világos mészkő (ladin)<br>Light limestone (Ladinian)                     |
|    | Campili mészkő<br>Upper Werfenian limestones                     |    | Agyag (pannon-holocén)<br>Clay (Páno-Pleistocene)                        |
|    | Guttensteini dolomit (anisusi)<br>Anisian (Guttenstein) dolomite |    | Lejtőtörmelék<br>Debris  |
|   | Limonitos vasérc<br>Limonitic iron ore                           |   | Hányó — Dump   |
|  | Ankerit<br>Ankerite  |  | • 20082 Felszíni mérési pont<br>Measuring point on the terrain           |
|  | Vasas dolomit<br>Ferric dolomite                                 |  | • 23640 Földalatti mérési pont — Measuring point in underground workings |
|   |  |  | Szelvény iránya<br>Base line of the section                              |
|   |  |  | «Jóremény» bányatelek határa<br>Limits of «Good Hope» mine               |



Vastag barna vonal: áttolódási sík. — Thick brown line: overthrust.

A megfigyeltek arra engednek következtetni, hogy a martonyii érces zóna képződményei áttolódás révén kialakult szerkezetet mutatnak és ércesedés, felépítés tekintetében a rudabányai külfejtésekhez hasonló viszonyokkal állunk szemben. Itt is a közel vízszintes, nem pedig a függőleges elmozdulások uralkodnak.

Rudabánya rátolódás alatti ércesedéseinek megfelelő képződmények Martonyiban eddig feltárva nincsenek. Meglétükre éppen úgy, mint a Rudabánya—Martonyi közötti 10 km-es szakasz más pontján eltakart ércesedés jelenlétére, a rudabányai mélysínt alaposabb ismerete alapján lehet majd következtetést vonni.

\*

Amennyire könnyen párhuzamosító viszonyokat találunk Rudabányán és Martonyiban, annyira elüt ezektől a *tornaszentandrás* vasércelőfordulás. A széles Bódva-völgyből meredeken kiemelkedő *Osztramos-hegy*, mely az ércelőfordulást magába zárja, régen felkeltette a geológusok érdeklődését. 1868-ban F. *Foetterle* bécsi geológus a vidékről adott átnézetes útleírásában az Osztramos mészkővet a Szendrő környéki karbon mészkövekkel veszi egyidősnek (2). Felfogását *Koch A.* említett munkájában közettani és tektonikai alapon elvetette, hangsúlyozva a hegy középső, illetve felső triász felépítését (8). *Vitális I.* 1907. évi felvétele során visszatér *Foetterle* felfogásához (11) és az osztramosi mészkő karbon korát utána *Pálffy* (9) és *Vendel M.* is elfogadta. Kövületnyomot a legaprólékosabb keresés során sem sikerült találni. Ennek ellenére a felszín és a bányafeltárások alapos vizsgálata alapján, úgy látom, *Koch A.* 50 év előtti véleményéhez kell visszatérnünk.

Az Osztramos főtömege világosszürke, fehéres mészkő, mely bár aprókristályos szövetű, minden tulajdonságában a hegység középső triász mészkövével egyezik meg és lényegesen különbözik szín, szövet, kémiai összetétele alapján a Szendrő környéki karbontól.

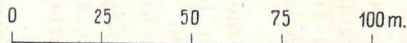
Az Osztramos ÉNy-i lejtőjének alsó felét nem a világos mészkő, hanem *guttenstein*i dolomit építi fel (13. ábra). Ez több vetődésre oszló vetődési zóna mentén érintkezik a világos mészkövel. Egyes vetőkőzeiben szép dörzsbreccsát tárt fel a bányászat.

A százalékos ismeretes ércelőforduláson a XIX. században csak időszakos kisüzemi bányászat folyt. Újabb művelése 1928-ban kezdődött a Diósgyőri Vasgyár kezelésében.

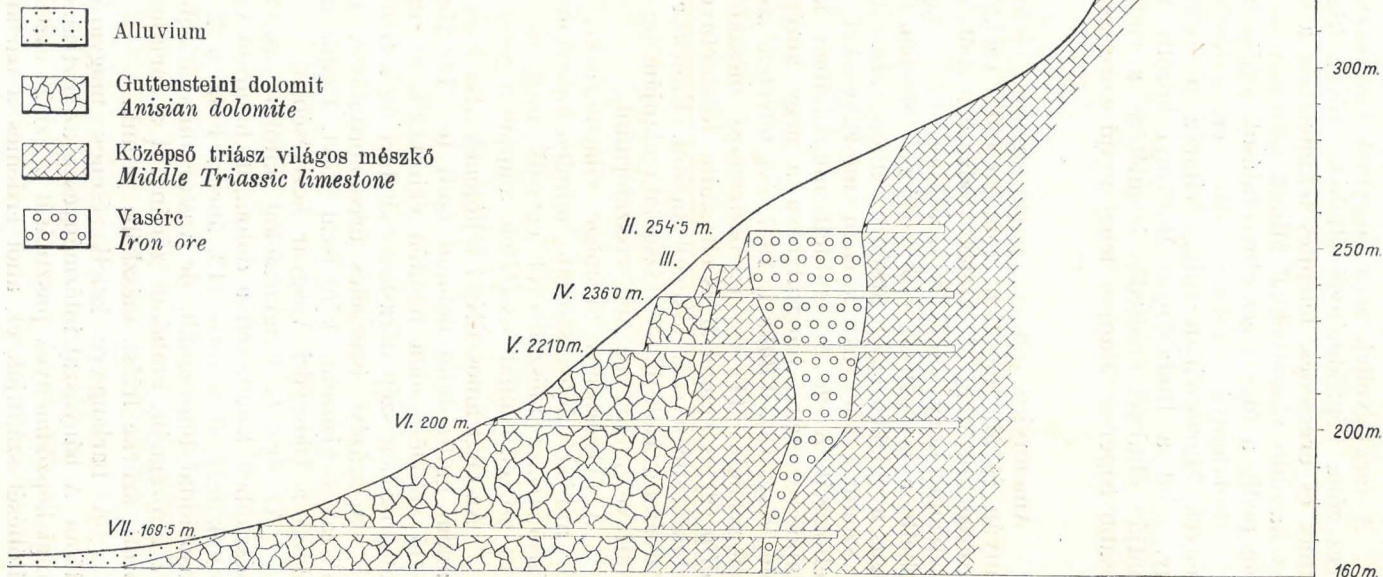
Az érc barlangjaratokat kitöltő vasokker. A barlang triász mészkőben keletkezett a dolomitot határoló vetőhöz közel, nagyjából annak irányát követve (13. ábra). Fala a 2—20 m-es vastagságban vasoxiddal impregnált, de vastartalma átlagban 20%-ot nem ér el. Az impregnált, átalakult zónán túl a barlangtól távolodva nem változott, szürke triász mészkőbe jutunk.

A barlang-érc keletkezésének magyarázata barlangtani probléma. A bányászat intézményesen az osztramosi, szebbnél-szebb barlangi képződmények pusztítását végzi 20 esztendeje. A barlang vasas kitöltését szállítják el, ahol érdemes a barlang falából is lefejteneik

# AZ OSZTRAMOS HARÁNTSZELVÉNYE



Osztramos DK. FC



13. ábra. — Fig. 13. Cross section of Mt. Osztramos.

és szeletenként, pásztánként haladva betömedékelik, hozzáférhetlenné teszik az elhagyott fejtéseket. Vérbeli barlangkutató számára, úgy hiszem igen elkedvetlenítő látvány. Érintetlenül, vagy közel érintetlenül csak néhány helyen lehet a járatok egy-egy részét megfigyelni, a járatok lefutását pedig csak nagyjából lehet rekonstruálni a bányatérképi alapján.

Az ércesedés magyarázatánál a barlangképződés körülményeire vonható következtetések igen nagyfontosságúak. A tornaszentandrásai bánya barlangját a barlangkutatók eddig tudtommal nem keresték fel. Elméleti és gyakorlati szempontból egyaránt nagy jelentőségű lenne, ha egy barlangtani konziliumot sikerülne tartani a bányában.

Az ércet érceológus szemmel mindenesetre két fázisban lejártsódott folyamatok eredményének tartom: 1. tektonikus hasadékok vasas hidroterma tört fel és impregnálta a hasadékokat körülvevő mészkövet. A rudabányai megfigyelésekkel összevetve az tűnik ki, hogy itt a vasas hidrotermák elszöktek, nem stagnáltak, mert vízrekesztő réteg a feltörés útjában nem volt. Az átalakulás így nem vezetett ércképződéshez, csak vasas mészkőhöz. Az ércesítés akadálya lehetett az is, hogy a mészkő igen tömör és aránylag kevésbé repedezett. 2. Későbbi fázisban — valószínűleg kevésbé meleg és vasban szegényebb termák feltörése idején, vagy esetleg karszvíz hatására — a vassal impregnált mészkő jelentősebb mértékben oldódott és oldhatatlan maradéka a barlang járataiban okker alakjában meggyűlt.

Eszerint az ércesítés eshetett a rudabányai ércesedés időpontjára — ugyancsak erős tektonikai mozgások utánra, melyek a feltörési hasadékokat megnyitották — és a metasomatózisnak nem kedvező közettani adottságok miatt képződött itt csupán vasas mészkő, mely fejtésre érdemes ércce csak a természetes úton végbement másodlagos feldúsulás útján vált.

A tornaszentandrásai barlang-érc keletkezésének egyértelmű magyarázatát nehezíti a közelében fellépő primér hematit. Ennek a hematitnak, mely erek alakjában hálózza be a barlangrendszerre merőleges csapás mentén az Osztramos mészkövet, primér magmatikus eredetét kétségbe vonni nem lehet. Felszínen eruptívum ide 5 km-re a Bódva-völgy ellenkező oldalán ismeretes, egy diorittelér alakjában. Feltehető, hogy egy eltakart eruptívum kontakt hematit-tömzsöket hozott létre és ennek az ércesedésnek távoli előhírnökei az osztramosi hematiterek. Ilyen hematittömzsökkel lehetne magyarázni a környékbeli éles és hegyes mágneses maximumokat, míg a lapos, elnyúltabb maximumok eltakart bázisos eruptív-testekkel lennének magyarázhatók (1).

Adva van tehát a lehetősége annak, hogy primér vasércelőfordulás pusztult le a környéken és ennek mállásából származna az osztramosi barlang okkeres kitöltése. Ez a magyarázat sem a hidrotermális elváltozások, sem a barlangfal vasas impregnálódásának okát nem adja meg. Többé-kevésbé vasas impregnálódást létrehozó hasadékminti hidrotermális elváltozásokkal a hegységben többfelé találkoznak (Bódvaszilastól ÉNy-ra, Sebőllánci malomtól É-ra).

Lepusztult vasércelőfordulás összemosott maradékának tekintetjük a *meszesi barlangvasércet*. Ezt bejárnom nem sikerült, térképe és a hányón található darabok vizsgálata alapján bemosott ércnek tartom. A barlang fala világosszürke karbon mészkő, melyet mélyben semmi vasas impregnálás nem ért.

\*

### Összefoglalás.

A rudabányai bányászat érce guttensteini dolomit metasomatózisa révén keletkezett sziderit, illetve limonit, mint ennek oxidációs terméke. A külszíni bányászat feltárásainak vizsgálata rávilágít arra, hogy a rudabányai ércesedés tulajdonképpen egy tektonikailag igen erősen átmozgott zónában helyezkedik el. Az elmozdulások főleg vízszintesek vagy igen lapos lejtésűek voltak, és általuk a többékevésbé metasomatizált, illetve meddő dolomittáblák összetörték, egymásra pikkelyeződtek és sok helyen valósággal megőrlődtek. A merev dolomittal szemben igen plasztikus campili agyagmárga a csúsztató, réskitöltő anyag szerepét játszotta, így tektonikusan campili márgába ágyazott érc-dolomit táblák, tömbök — nem közbe-települések — jöttek létre.

A metasomatózis nagyobb tektonikai elmozdulások után vagy közben jött létre fiatal intruzívum utómagmatikus hatására. A metasomatózis fizikai előfeltételei között az összetört dolomit megnövekedett áteresztőképességének és a beburkoló agyagpala víz-záró hatásának szerepe volt.

Hasonló felépítésű és keletkezésű a martonyii vasércelőfordulás is. A vízszintes elmozdulások itt még nagyobbak voltak, az ércet még jobban feldarabolódott.

Tornaszentandrásan az Osztramos középső-triász világos mészkőében tektonikusan preformált barlang okkeres kitöltése képezi az ércet. A barlang fala valószínűleg részleges metasomatózis révén vált vasassá, de ércnek csak a barlang járataiban meggyűlt oldási maradéka tekinthető.

# STRUCTURAL CONTROL OF METASOMATISM IN THE IRON ORE DEPOSITS OF THE RUDABÁNYA REGION.

by G. PANTÓ.

It is a well known fact that the ore deposits of Rudabánya (Northern Hungary) are formed by the ferric metasomatism of Triassic formations and is quite different from the vein-like siderite occurrences of the Szepes—Gömör Ore Mountain (Czechoslovakia).

As ore reserves of Rudabánya have been established by drillings, geological problems did not arise during the last sixty year's large-scale mining. That is why the marvellous exposures of the open cast mining have not undergone yet a detailed structural analysis. As the last 10 year's geological and mining researches in this district have been intimated by the mining department of the Diósgyőr iron furnaces (MAVAG), more attention has been paid to the northern part of the region (Martonyi and Tornaszentandrás), than to Rudabánya itself. The direct purpose of the 1947 year's survey was also the thorough examination of the ore bodies in Martonyi and Tornaszentandrás, but indirectly even the survey of Rudabánya in search of analogies.

The structural relations as exposed by the 4.5 km long open cast mining of Rudabánya are very difficult to be figured. Instructive and sharp exposures are given by the nearly vertical walls of the stopes but the platforms are covered mostly by débris. The study of the actual stopes does not enable us to construct a median section of the deposit because most of the surface-near ore bodies have been stoped already and the ditch-like open cast operations reached to the margin of the ore deposit. According to the stair-like stoping vertical sections of the 8—10 metre high «slices» appear along different base-lines.

In the open cast mining following formations are exposed:

1. Lower Werfenian (Seisian) green micaceous sandstones.
2. Upper Werfenian (Campilian) marls and shales, originally bluish grey (turning yellow by oxidization) with irregular purple bands. *Campilian limestone has not been observed in the open cast mining.*
3. Anisian Guttenstein dolomites (dark grey, brecciated).

4. Pannonian beds. The eroded Mesozoic surface is overlain by a 0.5—2 metre thick layer of terrestrial sediments and on top of it by Lower Pannonian lacustrine clay-sand-lignite succession, which furnished mammalian relics.

Different Triassic formations have been exposed to metasomatism but the actual siderite-limonite reserves of the mine originate chiefly from dolomite. Between ore and unchanged dolomites all gradations can be observed. On the sections limonitic iron ore ( $> 30$  per cent Fe), ankerite ( $20-30$  per cent Fe), ferric limestone ( $< 20$  per cent Fe) and unchanged dolomite were distinguished.

The structural study of the mining exposures revealed that the ore-bearing series underwent as a whole strong tectonic movements in different phases. An old miner of Rudabánya told me, the ore-bearing series has the semblance as if limonite blocks had been plunged into a mass of plaster. In geological language: Campilian shales were overlain by Guttenstein dolomite. Repeated lateral compression effected imbrication and partial overriding. According to the great difference of plasticity between the two formations dolomite has been broken into parts or even ground locally while the shale served lubricating and filled every open fissure. In this way blocks and slabs of dolomite resp. iron ore became embedded in shale.

Studying the longitudinal section of the Rudabánya ore-bearing zone as exposed in the open cast mines from Bruimann to Polyánka (N-S) it is apparent, that southwards the structure becomes by repeated imbrication more and more complex. In the northern third of the mine there is only one sheet of metasomatic iron ore though dissected and tilted. Each fragment of the originally coherent sheet of approximately 10 metre thickness is surrounded by contorted, fissure-filling, underlying and overlapping shales. This zone is overriden by an unaltered thick-banked dolomite sheet of eroded surface. Its bottom is rounded by thrusting. (Fig. 4., 5., Plate I. 1., 2.)

In the southern part of the mining iron ore—dolomite slabs embedded in shale are overlapping each other repeatedly in an irregular way, but there is no large uppermost dolomite cover as in the northern part. The slabs are nowhere lens-shaped, they are «schuppen» or blocks but no intercalations. (Fig. 1., 2., 3.) Where foliation of the shale can be observed, intense folding reveals its injecting, fissurefilling movement. (Fig. 6., 7., 8., Plate II. 1.) The evidences of injecting behaviour of the Werfenian shales explain the formation of similar structures in Triassic limestones and dolomites overlying shales observed throughout the mountain (1a). The more the plastic shales are yielding to pressure, rigid dolomite masses of the same tectonic unit become the more intensely squeezed. An exposure of Rudabánya (Fig. 9.) exhibit like a model the structure of Rudabánya. An ankerite slab is overriding dolomite. Overlapping chips of both rigid masses are embedded irregularly in the inserted lubricant shale.

Dealing with such a complicated structure the structural control of metasomatism cannot be explained without ambiguity. As the metasomatism of carbonatic rocks is influenced much more by differences of permeability than of solubility the most important part of «ground preparation» is crushing of the rock. The rigid dolomite of Rudabánya extremely crushed by orogenic movements might have represent favourable conditions. Besides the permeability of dolomites the less pervious shale cover might have had a great significance (Fig. 4., 12.)

In the Rudabánya mining no deep vertical fissure could be observed which might be suspected to be a hydrothermal conduit. Notwithstanding accepting the hydrothermal theory of ore genesis metallizing solutions are supposed to come from below. Deposition of ore minerals in lodes can be explained with changing of dissolving factors. The chemical process of metasomatism being a grain by grain, molecule by molecule replacement needs a very long time and is influenced by many physical factors. It is therefore indispensable for metasomatism a barrier before the upwards streaming metallizing solutions which forces them to spread horizontally in the dolomite and to stagnate there. The shale cover caused by this retardatory action that the metallizing solutions remained infiltrated so long that transformation of the whole rock mass could take place.

Overthrust might have preceded metallization effecting «ground preparation» by crushing-grinding of the dolomites and bringing Werfenian shales anomalously on top of the dolomite. Postmetasomatic dislocations are documented by sharp tectonic contacts of differently metallized blocks. The ore-bearing zone in its actual disjunction being formed by several hundred more or less metasomatized dolomite blocks separated by shale might not represent favourable conditions for extensive metallization. (Fig. 10.) The shale in this state might prevent ore-bearing solutions to reach farther lying blocks. The crushed dolomite sheet might have undergone metasomatism as a more or less coherent body and became imbricated later. Plasticity of the Werfenian shales became increased by hydrothermal alteration thus enabling it even to injecting movements. The post-mesozoic metasomatism interposing two phases of tectonic movements might have taken place during the Alpine orogenesis.

Our knowledges with regard to the extension of the ore-bearing zone towards the north shall be probably enlarged and cleared by the survey of underground operations proposed for next summer. Then the new 4 km long heading showing the lowermost longitudinal section of the whole mining will be accessible in entire length.

\*

Very similar conditions can be observed in the Martonyi iron ore deposit lying 10 km from Rudabánya along the NNE general strike of the metasomatic occurrence. Open cast mining extending on a 800 metre long section exposed limonitic iron ore deriving from



metasomatized Triassic dolomite. The whole occurrence is of much smaller scale than Rudabánya but postmetasomatic, nearly horizontal movements might have been more intense. The ore-bearing zone is extremely crushed and torn, overthrust plane in Werfenian shale is marked by rounded polished fragments of the neighbouring Triassic and even Carboniferous formations. (See enclosed map and section.)

Tornaszentandrás represents a quite different type of iron ore occurrences. The microcrystalline Middle Triassic limestone of Mt. Osztramos (age determined by A. Koch 50 years ago but held during the last 40 years erroneously for Carboniferous) includes a cave system filled with ochreous iron ore. (Fig. 13.) This is stoped in the mine but the wall of the cave though somewhat ferric is not worth exploitation. The cave system lying parallel and near to the fault bordering the limestone towards the Guttenstein dolomite follows tectonic fissures. The limestone in the neighbourhood of the fissures underwent incomplete metasomatism and yielded ochreous iron ore by secondary enrichment of the cave formation. The incompleteness of metasomatism can be explained by the absence of impermeable barrier, metalizing solutions did not stagnate therefore in the pores of the wallrock.

#### IDÉZETT IRODALOM — REFERENCES.

1a. *Balogh K.*: Beiträge zur Geologie des Gömör-Tornaer Karstes. Relations Ann. Inst. Geol. Hung. B) Disputationes. X. p. 117. 1948.

1. *Fekete J.*: A MAVAG részére 1938-ban végzett földmágneses mérések és azok eredményei. (Jelentés a Br. Eötvös Lóránd Geofiz. Int. működéséről, 1936—38. p. 35.)

2. *Foetterle F.*: Das Gebiet zwischen Forró, Nagyida, Torna etc. (Verhandl. d. K. K. Geol. Reichsanst. 1868. p. 276.)

3. *Foetterle F.*: Vorlage d. geologischen Detailkarte d. Umgebung v. Torna-Szendró. (Verhandl. d. K. K. Geol. Reichsanst. 1869. p. 247.)

4. *Hahn K.*: A Borsodi Bányatársulat vaskőbányászatának monográfiája. (Bány. Koh. Lapok. 37. évf. II. kötet. p. 579.)

5. *Hochstetter F.*: Über die geologische Beschaffenheit d. Umgebung von Edelény. (Jahrb. d. K. K. Geol. Reichsanst. VII. p. 692. 1856.)

6. *Jaskó S.*: Tektonische Beobachtungen in der Umgebung des Eisenerzvorkommens von Martonyi. (Mitteilungen d. Berg. u. Hütt. Abt. Sopron XII., p. 338. 1940.)

7. *Johnston W. D. jr.*: Report of the Committee on Research on Ore Deposits of the Soc. of Econ. Geol. (Econ. Geol. XLII. p. 524. 1947.)

8. *Koch A.*: A Rudabánya-szent-andrási hegyvonulat geológiai viszonyai. (Mat. Term. tud. Ért. XXII. p. 132. 1904.)

9. *Pálffy M.*: Geologie und Erzlagerstätten des Gebirges von Rudabánya. (Mitt. aus dem Jahrbuche d. Ung. Geol. Inst. XXVI. p. 157. 1924.)

10. *Rove O. N.*: Some physical characteristics of certain favourable and unfavourable ore horizons. (Part II.) (Econ. Geol. XLII. p. 161. 1947.)

11. *Vitális J.*: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung des Bódva und Tornabaches. («ahresber. d. kgl. Ung. Geol. Aunt. für. 1907. p. 50.)

## HOZZÁSZÓLÁSOK.

*Scherf Emil:* Személyes tapasztalat alapján felhívja a figyelmet arra, hogy a Salzburgtól D-re a Salzachi völgyének mellékárkaiban fekvő, genetikailag még csak kevésbé tanulmányozott sziderit-, ankerit- és magnezit-tömszök, valamint a Werfen vidékéről ismert, ritka Mg- és Al-foszfátásványokat tartalmazó kvarcetérek és a Bischofshofen környékén lévő ércelőfordulások éppen olyan szoros kapcsolatban állnak áttolódási folyamatokat követően lejátszódott egymásbafolyó pneumatohidatogén folyamatokkal, mint amilyeneket *Pantó* most a rudabányai ércövre nézve kimutatótt.

Az említett salzburgi vidéket ma a keletalpi takarórendszerbe tartozó rész-takarókból felépítettnek tartjuk. Még a gosau-rétegek lerakódása előtt, azaz a felső-kréta elején történt, hogy az ú. n. «juvavikus takaró», illetőleg annak két rész-takarója, az alsó «hallstatti» és a felső «Reiteralm»-takaró részankázott, az alatta következő tektonikus egységre, a «tiroli»-takaróra.<sup>2</sup> Az áttolódási felület mentén, mely Kuchl és Golling vidékéről a Temnen-hegység E-i peremén a Kärterer-árokából a Lammer-patak völgyének alsó szakaszába végig követhető, a Reiteralm-takaró bázisán lévő gipsztartalmú werfeni palák szerepeltek «kenő-kőzet»-ként, akárcsak Rudabányán.

Ezek a palák kaotikusan gyűrve közvetlenül a tiroli takaró neokom-márgáira települnek.<sup>3</sup> *Az áttolódási felület mentén<sup>4</sup> a werfeni palák normálisan szürke-zöldes színe az élénk piros szín minden árnyalatába, a téglapirosból a lila-vörösig változik át. Ezekben az élénk vörös színű felesekben apró, fémesen fénylő hematit-pikkelyek miriárdjai mutatkoznak.*<sup>5</sup> Golling mellett a «Mooseck» hírneves ásványlelőhelyén a

<sup>1</sup> A hozzászólás írásban érkezett.

<sup>2</sup> *E. Spengler & J. Pia:* Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut. Samml. geol. Führer XXVI. Bd. 1924. Gebr. Borntraeger, Berlin.  
*G. Zinke:* «Zur Geologie» c. fejezet; H. Hackel: Führer durch das Tennen-gebirge, 1925. Artaria G. m. b. H. Wien c. munkában.

<sup>3</sup> Ez az anormális település már a múlt század nyolcvanas éve óta ismeretes (amikor magyarázata még nehézségekbe ütközött):

*A. Bittner:* Der Untersberg und die nächste Umgebung von Golling. Verh. d. Geol. R.-A. Wien 1883. 200—204. old. V. ö. a 204. old.

*A. Bittner:* Aus den Salzburger Kalkalpen — Das Gebiet der unteren Lammer. Verh. d. Geol. R.-A. Wien. 1884. 78—87. old.; V. ö. a 87. old.

*A. Bittner:* Aus den Salzburger Kalkhochgebirgen. — Zur Stellung der Hallstätter Kalke. Verh. d. Geol. R.-A. Wien. 1884. 99—113. old.

*Eberhard Fugger & Carl Kestner:* Naturwissenschaftliche Studien und Beobachtungen aus und über Salzburg. (87—97. old.: Geologische Wanderung über Grubach ins Lammertal.) 1885. Verlag. von Herm. Kerber, Salzburg.

<sup>4</sup> A Reiteralm-takaró súlya a vékony közbülső Hallstatti-takaró-fekűt a legtöbb helyen teljesen kiperéselte.

<sup>5</sup> A piros vasoxidoknak hidrotermális folyamatokkal kapcsolatos keletkezéséről és hőfokjelző értékelésükről v. ö.:

*Scherf Emil:* Hévíforrások okozta kőzetelváltozások (hidrotermális kőzetmetamorfózis) a Buda-Pilisi hegységben. Hidrológiai Közöny II. kötet 19—88. old. (1922.)

gipszet is sokszor élénk pirosra festi a vasoxidtartalom. Ezenkívül a gipsz hasadékaiban fellépő kristályos természetű, a krokidolit nevű azbesztszerű, vasfoszfáttól kékre festődött amfibolfeleség,<sup>6</sup> valamint a lazulith nevű vas- magnézium-alumínium-foszfát,<sup>7</sup> a krokidolit által festődött ún. «kék-kvarcok» valamint Mg szilikátok (zsírko) és alumíniumszilikátok (kövelő) bizonyítják az ezen a takaróhatáron magas hőfokon lejáródott hidrotermális hatásokat, melyek szinte a pneumatolitikusba hajlanak. A Reiteralm-takarónak ezen a részén csak alárendelt módon mutatkoznak guttensteini meszek és dolomitok óriásbrecsaszerű lenesői és tömzscsökei beleyőmészölvie a werfeni palák közé, azoknak közvetlen határára sokszor «rauchwacke»-szerű kifejlődésben, amelyek azután a vízjárhatóság foka szerint és a vasas oldatok stagnálását előidéző werfeni burok jelenléte, vagy hiánya szerint, valamint a feltört oldatok minősége szerint az ankeritesedés, breuneritesedés és szideritesedés minden fokát mutatják.<sup>8</sup>

Sokkal később, mint a juvavikus takaró rátolódása a tiroli takaróra, a harmadkorban, újra élénk vízszintes komponensű hegymozgás történt ezen a vidéken, melynek következtében a juvavikus takarót hordó tiroli takaró maga is a werfeni palák zónájában Werfen és St. Martin között felpikkelyeződött. Spengler vizsgálatai szerint legalább négy pikkely mutatható ki itt, melyek révén a palacsoport igen nagy látszólagos vastagságot kap. Ezek az áttolódásos mozgások is a pneumatolitikusba hajló hidrotermális kőzetátalakulásokkal jártak. Werfentől DNy-ra, a Flachenberg körül, de attól északra is mindenütt a pikkelyhatárokon történt a Guttensteini meszek és dolomitok metasomatikus vasasodása, melyet ezeken a helyeken rézérccek és barit fellépése is kísér.<sup>9</sup> Ez a zóna hasonlít ércesedés tekintetében talán legjobban Rudabányához. Rendkívül érdekesek a Werfentől D-re lévő mély árkokban (Höll-Graben, Färber-Graben, stb.) előforduló kvarctelének, melyeket a wagnerit nevű ritka Mg-foszfát<sup>10</sup> előfordulása jellemez s amelyeknek hidrotermális keletkezésével Hegemann és Steinmetz<sup>11</sup> foglalkoztak, anélkül azonban, hogy a genetikát a takaró-, illetőleg pikkelyes tektonikával kapcsolatba hozták volna. Tiszta werfeni-pala területen fordulnak elő, ahol átalakulásra alkalmas mészkő vagy dolomit alig van. Az említett kutatók Gossner ideájára hivatkozva felteszik, hogy a Mg és F, Si-hez kötve mint könnyen oldható  $\text{SiF}_6\text{Mg}$  jött fel a mélyből, melynek megbonthatását foszforsav idézte elő. (Ugyanezeket a helyeken tetemes mennyiségű szépen kristályosodott foszforsavtartalmú lazulith is fordul elő).<sup>12</sup>

Még délebbre, Bischofshofen tájékán még egy markáns áttolódási határ van, mely mentén a Werfen—St. Martin-i pikkelyes werfeni-pala zónája rátolódik a Pinzgäui fillitekre, illetőleg a «grauvakke»-kőzetekre azaz a tiroli takaró bazális tagjára. Ez az áttolódási határ is metasomatikus és hidrotermális ércépződésekkel van jellemezve. Ennek az áttolódási vonalnak keletibb részén, Bischofshofen tájékán, a rézérccek dominálnak (Mitterberg), úgyszintén a pikkelyesedett grauvakke-zónában magában is, a pikkelyek határára fellépő ércesedésekben. Bischofshofentől K-re,

<sup>6</sup> Azbesztszerű riebeckit; (riebeckit =  $\text{Na}_2\text{Fe}_2\text{III}(\text{OH})\text{Si}_4\text{O}_{11} + \text{Fe}_4\text{II}\text{Si}_4\text{O}_{12}$ )

<sup>7</sup> Lazulith =  $2\text{AlPO}_4 \cdot (\text{Fe}, \text{Mg})(\text{OH})_2$ .

<sup>8</sup> Régi szideritbánya St. Anna községnél a Lammer-völgyben.

<sup>9</sup> A werfenvidéki ércesedésre vonatkozólag v. ö.:

Eberhard Fugger: Die Mineralien des Herzogthumes Salzburg. Sep. Abdr. a. d. XI. Jahresber. der k. k. Ober-Realsschule in Salzburg. 1878. Comm. bei H. Dieter, Salzburg.

Hauer F. & Foetterle Fr.: Geologische Übersicht der Bergbaue der österreichischen Monarchie. 1855. Wien.

Granigg B.: Über die Erzführung der Ostalpen. Komm. bei L. Nüsslers Hochschulbuchhandlung, 1913. Leoben.

<sup>10</sup> Wagnerit =  $\text{Mg}_2\text{FPO}_4$ .

<sup>11</sup> F. Hegemann & H. Steinmetz: Die Mineralgänge von Werfen in Salzkammergut. Cbl. f. Miner. Jahrg. 1927, Abt. A. 45—56. old.

<sup>12</sup> H. Meißner: Das Mineral Lazulith und sein Lagerstättentypus. Berg- und Hüttenmänn. Jahrb. Bd. 85. 1937. 3—22. old.; v. ö. a 11—13. old.

Hüttau közelében az említett áttolódási vonal tözsomszédságában ismét jelentkeznek a Wierfen vidékéről ismert kvarcos telérek (Raidel-Graben), magashőfokú, mineralizátorokkal ( $F$ ,  $CO_2$ ,  $PO_4$ ) megrakott magnéziumtartalmú felszálló oldatok működésére utaló ásványtöltelekkel (wagnerit, lazulith, a jellemző hússzínű barit és breunerit). Nyugatabbra, Schwarzach—St. Veit-től É-ra, az áttolódási határokon a felszálló oldatok ismét inkább a sziderithez közelálló ankeritek és breuneritek képződését okozták (Kohlmannseck és Dienten). Tisztább magnézium-tartalmú hidrotermák hozhatták létre e vidék magnezit-övét (Dienten mellett).

Az a tény, hogy ércesedés és takarószervezet között szoros összefüggés van, elég régen ismert. E tény értelmezése azonban tetemes átalakuláson ment keresztül. Talán *de Launay*<sup>13</sup> volt egyike az elsőnek, aki erre az összefüggésre rámutatott. Azonban csak *Granigg* dolgozta ki szisztematikusan ezt a megállapítást regionálisan egy nagyobb takarószervezetes területre, éppen a Keleti-Alpok ércövezeteire.<sup>14</sup> Ő még úgy vélte, hogy a takarómozgásokat megelőző ércépképződésről van szó, mely az áttolódásoknál a takaró kőzetanyagával együtt szállítottott tovább. Ebből az a gyakorlati következtetése fakadt, hogy az áttolt ércelőfordulások a mélység felé csak addig tarthatnak, ameddig annak a takarónak a vastagsága terjed, amelyben őket megtaláljuk. Második gyakorlati következtetése pedig az volt, hogy az áttolódásokhoz kapcsolt ércelőfordulásokat nemcsak csapás-irányban, hanem arra merőlegesen is érdemes kutatni, mert lehetségesnek látszik, hogy az az ércesedés, amelyet valamely takaró homlokzati részén megtaláltunk, az illető takaró hátivagy gyökér-területén is jelentkezik, ha csak az erőző el nem pusztította.

Egy hozzászólás keretében még csupán a Keleti-Alpok vidékére szorítkozva sem lehet részletesen leírni azt az átalakulást, amelyen a takarószervezet és az ércesedés között fennálló funkcionális kapcsolat értelmezése később átment, még kevésbé az idevágó hatalmas irodalmat felsorolni. Ezért mellőzve pl. *K. A. Redlich* sok beható részlettanulmányának a méltatását és felsorolását, amelyek pedig lényegesen hozzájárultak a szintetizáló munkák lehetővé tételéhez, csak éppen *W. Petraschek* összefoglaló tanulmányaira<sup>15</sup> lehet rámutatni, aki *Granigg*-al szemben azt vitatta, hogy a takaróhatárok nem vágják el feltétlenül a keletalpi ércesedések térbeli kiterjedését a mélység felé. Az ércesedés fiatalabb az áttolódásoknál. Valahol meg kell lennie az útnak, mely a ható oldatok felszállását magmatikus intruziók fészkekből a mélységből közvetíti. *Petraschek* felfogása szerint az a zónáció, amely a különböző minőségű ércék és ásványok előfordulásában olyan határozottan megnyilvánul s amelyről az előzőekben is többször megemlékeztünk, a magmatikus intruziók centrumból kisugárzó exhalációk időrendi sorrendjét tükrözteti vissza. A területi zónáció szerinte onnan ered, hogy ezt az időrendbeli egymásután ma a feltárásokban térbeli egymásutánban szemléljük.

A salzburgi metasztatikus eredetű vasérctelepek és Rudabánya között kétségtelenül nagyfokú analógiák, de bizonyos különbségek is állnak fenn. A tényanyag genetikai értelmezése szempontjából Rudabánya tekintetében is mindenesetre különös figyelemre tarthat számot a munka-sorozat, amelyet *A. Tornquist*<sup>16</sup> a Keleti-Alpok

<sup>13</sup> *L. de Launay*: La métallogénie de l'Italie et des régions avoisinantes. Comptes Rendus de la X.-me Session du Congrès géologique international, Mexico 1906.

<sup>14</sup> *B. Granigg*: I. h.

<sup>15</sup> *W. Petraschek*: Metallogenitische Zonen in den Ostalpen. Congrès Géologique International. Comptes Rendus de la XV.-me Session en Espagne. 1926. Madrid 1928. 1243—1253. old.

<sup>16</sup> *W. Petraschek*: Metallogenetic zones in Eastern Alp. Pan-Americ. Geologist. Vol. 47. 1927.

<sup>16</sup> *A. Tornquist*: Die Blei-Zinkerz-Lagerstätte von Rabenstein bei Frohnleiten im Murtales. Post- und prätektonische Erzlagerstätten in den Ostalpen. Mitteil. d. Naturw. Ver. f. Steiermark Bd. 63. 1927. 3—25. old.

*A. Tornquist*: Die Blei-Zinkerz-Lagerstätte von Bleiberg-Kreuth in Kärnten. 1927. Wien, Verlag J. Springer.

*A. Tornquist*: Das System der Blei-Zinkerz-Pyritvererzung im Grazer Gebirge. Sitz. Ber. d. Wiener Akad. d. Wiss. Math.-Nat. Kl. Bd. 137. 1928. 383—399. old. Kivonat: N. Jb. Miner. Jahrg. 1930. Referate II. 127—129. old.

szulfidos, főleg az ólom-cink-szulfidos ércelőfordulásokról modern kalkografikus és paragenetikus vizsgálatok alapján közzét. *Tornquist* éppen úgy, mint *Petrascio* egy idősebb ércesedési periódust különböztetett meg a Keleti-Alpokban, mely a közép-kréta előtt következett be és fiatalabb ércesedési periódusokat, amelyek a felsőkrétától az idősebb pliocénig (pannon-pontusi időszak) bezárólag terjednek. Az utóbbiakban *Tornquist* a következő 3 fő-ércesedési időszakot vélte megkülönböztethetni: 1. a felsőkrétában, 2. az ó-miocénben és 3. az ó-pliocénben.

Nyilvánvaló, hogy ez a korbeosztás elég jól egyeztethető azzal a feltevéssel, hogy Golling, Werfen és Bischofshofen vidékén a metasztatikus és egyéb ásványképző hidrotermális folyamatok *közvetlenül* a takarómozgásokhoz, még pedig azoknak a befejező időszakaihoz kapcsolódnak. *Hozzászóló* véleménye szerint különben egy-egy geológiai korszak abszolút mértékben olyan rendkívül hosszú időnek felel meg, hogy az alatt bőven volt ideje az ércnek képződni is és átalakulnia is, vagy pedig még a takarómozgás ideje alatt tektonikus metamorfózist elszenvednie, és nem kell az ilyen jelenségekkel okvetlenül új ércképződési időszakokra következtetni, ha csak más geológiai okok nem szólnak mellette.

*Tornquist* azt is megállapította, — és ez talán a rudabányai ércesedés szemszempontjából is fontos lehet, — hogy minden ércesedési időszakban, függetlenül attól, hogy felsőkrétakorú, vagy fiatalabb-e, az *ércesedési folyamat jellegzetes fázisok szerint megy végbe*. A bevezető és végső fázist minden egyes esetben a nehéz fémek vegyületeinek hiánya a lerakódásokban és ezzel szemben karbonátok túlyomó képződése jellemzi. A bevezető fázisban rendszeren vaskarbonátok és pirit képződnek. A végső fázisban *Tornquist* szerint a nehéz fémektől megszabadult CO<sub>2</sub>-tartalmú alkáli- és alkáliföldfémkarbonátos sóoldatok nyomulnak fel az ásványképző oldott gázokkal együtt. Annak a sokat vitatott problémának az eldöntésére, hogy egyes ércelőfordulások közelében ma is feltörő termák az ősi, túlhevített vízi ércalakító vízfeltörések késő utódainak tekinthetők-e, *Tornquist* mikrokémiai vizáncizéseket sürget.

Természetesen *Tornquist* is azzal a fogas kérdéssel találta magát szemben a Keleti-Alpokban, mint a Rudabánya ércesedésének eredetét kutató bűvárok: hol van és milyen jellegű az a magma-intrúzió, amelyből a kimutatott, kétségtelenül hidrotermális folyamatok ásványképző vegyületeit származtassuk? Ő feltételezte, hogy a felső kréta és ó-miocén ércesedési periódusaihoz a mélyben rekedt tonalitos-kvarodioritos magmatofészek tartoznak. Az ó-pliocén ércképződési szakasz szerinte már bázisos, bazaltos jellegű intruziókkal is függőleg össze, amilyeneket nem túlságosan messze, a pannon medence szélén mapvilágra ömölve is találunk. Werfen vidékén kimutatták, hogy az inkább vízszintes irányú áttolódásokat mélyreható függőleges törések is kísérték, illetőleg fejezték be. Az ércképző és kőzetátalakító oldatok és gázok számára tehát az áttolódásos hegymozgások közben is nyílhattak

*A. Tornquist: Die geologischen Probleme der Blei-Zinkvererzung in den Ostalpen.* Verh. d. Geol. Bundesanst. Wien 1928. 234—240. old. Kivonat: N. Jb. f. Miner. Jg. 1930. Ref. II. 126—127. old.

*A. Tornquist: Mineralquellen (Thermen) und Mineralagerstätten in den Ostalpen* Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien, Bd. XXI. 1928. 15—23. old.

*A. Tornquist: Die Blei-Zinkerzlagertätte der Savefalten vom Typus Lütjce (Littai).* Berg- u. Hüttermänn. Jahrb. Bd. 77. 1929.

*A. Tornquist: Die perimagnetische Blei-Kupfer-Silber-Zinkerz-Lagerstätte vom Offberg im Remschnigg.* Sitz. Ber. d. Wien. Akad. d. Wiss. Math.-Nat. Kl. Abt. I. Bd. 138. 1929. 47—68. old. Kivonat: N. Jb. f. Min. Jg. 1930. Ref. II. 129—130. old.

*A. Tornquist: Die Vererzungsperioden in den Ostalpen.* Metall u. Erz. Bd. 26. 1929. 241—245. old. Kivonat: N. Jb. f. Min. Jg. 1930. Ref. II. 253—254. old.

*A. Tornquist: Perimagnetische Typen ostalpinen Lagerstätten.* Sitz. Ber. d. Wien. Akad. d. Wiss. Math.-Nat. Kl. Abt. I. Bd. 139. 291—308. old.

*A. Tornquist: Neue Untersuchungen ostalpinen Erzlagerstätten.* Metall u. Erz. Bd. 29. 1932. 431—434. old. Kivonat: N. Jb. f. Min. Jg. 1933. Ref. II. 303—305. old.

*E. Clar & O. Friedrich: Über einige Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose in den Ostalpen.* Zeitschr. f. prakt. Geol. Bd. 41. 1933. 73—79. old.

utak, amelyeken a mélyből felszállhattak. *Hozzászóló* véleménye szerint el lehet képzelni, hogy a mechanikailag erősebben igénybevett, és ezért a gázok és vizek számára járhatóbb takaró-határok a metamorfizáló ágensek elvezetése nagyobb távolságról is megtörténhetik, amint ezt *Hartmann Ad.*<sup>17</sup> nyomán egy régebbi munkájában részletesebben kifejtette.<sup>18</sup>

A rendelkezésre álló adatok szerint úgy látszik, hogy a rudabányai ércök valamivel alacsonyabb hőfokú termális víz hatására képződtek, mint az egyébként meglehetősen hasonló salzburgiak. A hőviszonyok kiderítésénél mindenesetre a mineralogusnak is lesz szava. Nemcsak a paragenetikus viszonyok, hanem az egyes ásványok formakincse is fontos. *Meixner* idézett munkájában *Maucher*<sup>19</sup>, *Kalb* és *Koch*<sup>20</sup>, valamint *Braun*<sup>21</sup> kutatásai alapján megállapítja, hogy a werfeni wagnerit-tartalmú kvarc-teléreken fellépő barit-kristályok megjelenési formája<sup>22</sup> a legforróbb oldatokból történő legelső barit-kiválásnak felel meg. Ez a megfigyelés és a kvarc-kristályok mutatózó vicinális lapok jellege, módot adott *Meixner*-nek arra, hogy a werfeni kvarcteléreket képződési hőfokra nézve a *Kalb*-féle ú. n. «mezo-hidrotermális» kvarcteléreinek<sup>23</sup> csoportjába sorolja.

Kétségtelenül, Rudabányán is kívánatosak volnának az efféle vizsgálatok és különösen az ércesedés különböző hidrotermális fázisainak a megállapítása. Ezt talán ma még gátolja az a körülmény, hogy amint *Pantó*-tól hallottuk, a bányászat ideig még csak a kaotikusan gyűrít és részben átalakult werfeni-anisiti rétegsort tárta fel. Az igazi fektűn (karbon pala?), az áttolódás tulajdonképeni síkjának közelében esetleg sokkal intenzívebb hidrotermális átalakulás és más ércépződési fázisásványai mutatkozhatnak.

*Pantó Gábor* nagy érdeme, hogy éleslátással aránylag szűk vizsgálati területen észrevett olyan genetikai vonatkozásokat, melyek a Kárpátok egész belső övére nézve magasabb szemszögéből tekintendő regionális hegyszerkezeti és ércépződési kérdéseket vetnek fel. A helyzetet lassan megéri arra, hogy a Kárpátok belső övében is megkíséreljük a sok szétszórt részletvizsgálatot egységes képbe összefoglalni, ahogyan azt a Keleti-Alpokra nézve *Granigg*, majd *Tornquist* tették. Sajnos, országhatárok akadályozzák ezt a szintetizáló munkát. Ezért igen öröndetes tény az, hogy az 1949 őszén Budapesten tartandó IV. Nemzetközi INQUA-konferenciára a cseh-szlovák geológusok nagyobb csoportja bejelentette részvételét. Reméljük, hogy a tudósok között szövődő barátsági szálak lehetővé teszik majd azt is, hogy a *Pantó* szép munkája által felvetett általános problémák mindkét ország javára kölcsönös támogatással megoldhatók legyenek.

*Pantó Gábor* (válasz *Scherf Emil* hozzászólására): Hálásan köszöni az értékes gondolatokban gazdag hozzászólást. (Rudabánya és a Kárpátmedence ércesedésének további tanulmányozásánál ezeket az általános szempontokat figyelembe fogja venni. Az Északi Kárpátok ívén belül fellépő sokrétű ércesedések egységes képbe foglalásához mindenesetre tanulmányutakra lenne szükség a felvidéki bányahelyekre, melyek megrendezésére a csehszlovák rokonintézmények részéről a haj-

<sup>17</sup> *Hartmann Ad.*: Die Entstehung der Mineralquellen von Tarasp-Schuls und der anderen Bündner Sauerlinge. Vierteljahrsschrift d. Naturforsch. Ges. in Zürich. Bd. LXXII. 1927. 237—290. old.

<sup>18</sup> *Scherf Emil*: Vergleich der hydrothermalen Gesteinsmetamorphose im Buda-Piliser Gebirge mit der alpinen Dynamometamorphose. Hidr. Közöny. II. köt. 1928. 1928. 178—206. old.

<sup>19</sup> *Maucher W.*: Die Bildungsweise der Mineralien. Freiberg/Sa. 1914.

<sup>20</sup> *G. Kalb & L. Koch*: Die Kristalltracht des Baryt in mineralogischer Betrachtung. Zeitschr. f. Kryst. Bd. 78. 1931. 169—170. old.

<sup>21</sup> *Friedr. Braun*: Morphologische, genetische und paragenetische Trachtstudien am Baryt. N. Jb. f. Miner. Beil.—Bd. 65. Abt. A. 1932. 173—222. old.

<sup>22</sup> (001), (100) és (010), a (001) szerint «derékszögűen táblás I. számú típus».

<sup>23</sup> *G. Kalb*: Beiträge zur Krystallographie des Quarzes IV. V. Zeitschr. f. Krystall. A. Bd. 90. 1935. 163—185. old.; v. ö. a 164. old. |

landóság meg is van. A zonáció kérdésére maga is gondolt, és az Északkeleti Kárpátok kisszámú és egyszerűbb képet mutató ércesedéseire vonatkozó általános sémát 1946-ban ugyanezen a helyen ismertette.

Az ércé képződés körülményeinek pontosabb behatárolása részletvizsgálatoktól várható, ha a felvételeken kívül a begyűjtött anyag feldolgozására is sor kerülhet. Ásványtani szempontból értékes adatok várhatók azoktól a részletes vizsgálatoktól, melyeket Rudabánya ércein a szegedi egyetem Ásványtani Intézete Koch Sándor irányításával maga elé tűzött.

*Földvári Aladár:* Felhívja a figyelmet arra, hogy Pantó szelvényei tipikus alpesi *Abscherungsdecke*-t mutatnak. Az utóbbi évek egyik legfontosabb tektonikai eredményének tartja ezeket a szelvényeket középhegységeinkre vonatkozólag. Bebizonyosodott, hogy közel vízszintes síku áttolódások a Kárpátokon belüli hegységeinken is fellépnek.

*Vigh Gyula:* Az előadás mintája annak, hogyan kell egy területet megfogni, apróságokat kibogozni, részletes képet adni róla. Új adat, hogy nem campili mészkő, hanem a guttensteini-dolomit ércesedett. A kimutatott szerkezet is új. Eddig Pálffy alapján szinklinálisról, antiklinálisról tudtunk, most előtérbe kerül a nagyobb vízszintes elmozdulások szerepe, amelyeknek kétségtelen bizonyítékai az óriási szomekből álló «dörzsbreccsák» képződése.

A mélysínt feltárásai kiegészíthetik az eddigi képet, ezért szükséges folytatni a vizsgálatokat. A NIK a feltárt készletet fejti, de a bányászat távolabbi jövőjének biztosítására bányageológiai kutatások fontosak lennének. Pillanatnyilag nem látszik biztosítottnak a vizsgálatok folytatása, de reméli, módot talál arra, hogy ezeket a felvételi programmba iktassa.

BALOGH KÁLMÁN:

## ADATOK A GÖMÖR-TORNAI KARSZT GEOLOGIÁJÁHOZ.

A Vepor és a Gömör-Szepesi Érceshegység palaeozói kőzetekből épült középső tömegét É-on és D-en egy-egy túlnyomóan triász üledékekből álló mezozoos vonulat kíséri. A D-i vonulat K-i felében a lepusztulási folyamat terjedelmes fennsíkokat formált ki. Ilyenek a Kónyárt, a Pelsőci-, Szilicei-, Aggteleki-fennsík, a Felső- és Alsó-hegy, amelyekhez ÉK-en a Jászói-fennsík, DK-en pedig a Rudabányai-hegyvonulat csatlakozik. E karsztos tüneményekben gazdag, tájképileg is szép vidéket a magyar nevezéktan Gömör-Tornai, a csehszlovák irodalom pedig Déliszlovák Karsztnak nevezi. Földtaniilag az *Uhlig*-féle «belső öv»-höz, újabban pedig *Andrusov* és *Matějka* «*gemerida*» egységéhez szokták számítani. Az 1939-ig itt járt geológusok (a bécsiek, *Stürzenbaum*, *Maderspach*, *Böckh H.*, *Vitális I.*, *Schréter*, *Jaskó*, *D. Andrusov*, *Z. Roth*, *Janáček* stb.) sok értékes megfigyelést végeztek már itt. A régebbi felvételezők azonban a kövületekben szegény rétegsort még csak kevéssé tudták taglalni, az újabb felvételek közt pedig nagy hézagok voltak. Ennek következtében e sok földtani probléma kulcsát magában rejtő területről nem alakulhatott ki egységes szemlélet. 1939. és 1944. közti, műszeres méréseken alapuló, részletes földtani felvételeimet összesítő előadásom éppen ezt a hiányosságot igyekszik pótolni, természetesen a teljesség igénye nélkül, hiszen felvételeim még nincsenek lezárva.

A triász rétegsor legidősebb képződményei a *seisi emelet* túlnyomóan lilászvörös színű, finomszemű, olykor agyagos (sőt agyagpala közbetelepülésekkel tarkított), palás homokkövei, amelyek helyenként (pl. Perkupa és Szádalmás környékén) viszonylag dúsak kövületben. E homokkövek közé Bódvaszilas Ny-i szomszédságában sajátságos, üledékes eredetű breccsa ékelődik, amely feltehetően a rétegsor legaljáról való. A homokkőcsoportot az *Evetes-majornál* és a színi Vizesvég-hegyen megfigyelhető vörösés mészkőrétegek zárják le.

A *campili emelet* sárgás, barnás és zöldes színű agyagpalák, homokos palák, sőt homokkövek, továbbá lilásszürke és drap mészkövek egymással váltakozó sorával kezdődik. A rétegsor közepe



táján Jabloncától Ny-ra friss állapotban szürke, mállottan barnás-színű, lemezes, vagy réteges homokkövek helyezkednek el. A legfelső rétegek kövületben dús, olykor lumasellás, szürke, lemezes mészkövek. A campili rétegek elég gazdagok kövületekben: féregkúszásnyom, *Natiria costata*, *Turbo rectecostatus*, *gervilleia*, *dinaries* stb. bőven található bennük.

A sötétszínű, lemezes felsőcampili mészkövek fokozatosan mennek át az *anisusi emelet* alá helyezhető, *gutensteini fáciesű*, szürke-sötétszürke, ütésre bitumenszagot árasztó, kalciteres mészkövek és a velük váltakozó dolomitok csoportjába. A rendszerint jól rétegzett csoportban a dolomit általában nem választható el a mészkőtől (pl. a pelsőcardói Lyukostya-völgy D-i oldalán). A regionális szemlélet szempontjából pedig még akkor is célszerű őket összefoglalnunk, ha — mint Szilicénél — a rétegsor teteje már tisztán dolomitból áll. A gutensteini csoport kövületet általában nem tartalmaz, mindössze a pelsőcardói Bánszka-völgyben sikerült rosszmegtartású crinoideákat gyűjtenem, ugyanítt a mészkő szaruköves.

A könnyen felismerhető seisi, campili és gutensteini rétegekre a karsztos fennsíkok egyöntetűnek látszó világos *mészko- és dolomitösszlete* (a régi geológusok «fennsíkmészko»-ve) következik, amelyet csak részletesebb vizsgálat után sikerült valamennyire táglalnom. Ez a többnyire rétegzetlen, tömeges megjelenésű képződmény csak gyéren tartalmaz használható kövületeket. Főleg mészalgák, korallak, szivacsok, egyes «fészkek»-ben crinoideáik, brachiopodák, csigák, kagylók és igen ritkán ammonitesek kerültek elő belőle. A következőkben két olyan szelvényt ismertetek, amelyek alapján — úgy vélem — közelebb jutottunk a «fennsíkmészko» rétegtani problémáinak megoldásához:

1. A *jósvafő-aggteleki szelvényben* a campili rétegekre következő gutensteini összlet legfelső, szürke és szögletes törésű dolomit-rétegei fokozatosan kifehérednek, majd rétegzetlen, világosszínű, cukrosszövetű dolomitba mennek át. Erre világosszürke mészkő települ, amelyben egy algás és egy — először *Schréter* által ismertetett — crinoideás-brachiopodás szint különböztethető meg. E két szint kétségkívül a középső *anisusi emelet* képviselő, ennek folytán a kövületmentes gutensteini rétegek helyzetét biztonsággal rögzíthetjük az *anisusi emelet* alsó részében. Az aggteleki Poronya-tetőn és a *Domica* környékén ellenben részben a *Trachynerita quadratával*, részben a *Diplopora annulata* tömeges előfordulásával jellemzett *ladini emelet*beli, világos vagy kissé sötétebbszürke és helyenként rétegesnek mondható mészkövek fordulnak elő. A mészalgás *ladini* mészkövek közé ékelt kisebb-nagyobb, cukrosszövetű, ősmaradványoktól mentes, világos dolomit-tömegek ugyancsak *ladini* korúaknak tekinthetők. Ezt az is bizonyítja, hogy *Schréter* kissé távolabbi *Daonella lommellei* lelete dolomitos mészkőből származik.

2. A *szádvárborsei szelvényben* a seisi homokkövekkel érintkező guttensteini rétegekre cukorszövetű dolomitlencséket és középső anisusi mészalgaflórát (oligoporellák, physoporellák, Diplopora hexaster) tartalmazó világos mészkő települ, amely fölfelé a Bikk-hegy tiszta világos mészkővébe megy át. Ez utóbbira sötétszínű, réteges mészkövek települnek, amelyek alsó részükben szarukövesek, felül-szarukőmentesek. A rétegsort Teutloporella herculeát tartalmazó tehát kétségtelenül ladini, világos mészkövek zárják le.

Világos, hogy e szelvény alsó mészalgas szintje a jósvafő-aggteleki szelvény hasonló szintjének mása. A szaruköves és szarukőmentes szürke mészkövek pedig részben analógiák, részben ősmaradványok alapján a ladini emelet alsó és esetleg középső részébe helyezhetők. A szaruköves mészkőnek bizonyos területeken észlelt teljes vagy részbeni hiányzását egyfelől fáciesbeli eltérésekre, másfelől tektonikai okokra vezethetjük vissza. Hasonló okok idézhatték elő a bizonyos területeken (pl. Jósvafő és Szádvárborosa közt) nagyelterjedésű — valószínűleg többnyire ladini korú — cukorszövetű dolomitoknak másutt (pl. a Szilicei-fennsíkon) észlelt redukcióját is. Mindenesetre fel kell tételeznünk, hogy a ladini emelet egyes mészkőfáciesei e dolomittömegekbe fokozatosan átmennek. Hosszútólól É-ra pl. szürke, réteges ladini mészkőre a rendszerél sötétebb-szürke, de kifejezetten cukorszövetű dolomitok következnek. A Nisztoron-bérc D-i oldalán a világos dolomit és világos mészkő váltakozása biztosan megállapítható. A felsőbb szinttájba sorolható cukorszövetű dolomittömegek határai oly szeszélyesek és — legalább részben — a szerkezeti főirányoktól is annyira függetlenek, hogy a mészkő- és dolomittömegeknek a kéz ujjaihoz hasonló egymásba illeszkedését («Verzahnung») is fel kell tételeznünk.

A régi felvételekkel szemben az újabbak azt az eredményt hozták, hogy a karsztos fennsíkok kőzetanyaga túlnyomórészt a középső triászba tartozik. Mindazonáltal sikerült a *felsőtriászt* is kimutatnom fehér és világosszürke tömeges, illetve pirosszínű réteges mészkövek alakjában, amelyek ősmaradványtársasága (rhynchonellák, cyrtinák, halorellák, aulacothyrisek és monotisok) a hallstatti kifejlődésre emlékeztet. Különösen a jellegzetes külsejű, pirosszínű (olykor szaruköves) «márvány»-ok (Lekenye, Szádvárborosa, Derenk, Szádvár, Szőlőszardói-völgy) látszanak, még kővületmentes állapotban is, kitűnő korjelző képződményeknek.

A *nóri emelet* kővületekkel való kimutatása után nincs okunk csodálkozni a dernői *kösseni* előforduláson és a *liásznak* a Csermosnya-völgyben való fellépésén sem. Jura korra utaló belemnitesphragmokonok egyébként — amint azt ifj. dr. Noszky Jenő gyűjtése tanúsítja — a jászói Nagykőszikla világos mészkővében, a háromszögelési pont környékén is előfordulnak.

A most leírt rétegsor kezdetben homokos, majd egyre kevesebb detritus-anyagot tartalmazó tagjai jól mutatják a területnek a triász-tenger transzgresszióját követően korall- és algazátonyos sekély tengerre válását. A tengerfenék fokozatos süllyedésével a zátonyépí-

tés mértéke lépést tud tartani, s a keletkezett üledékek vastagsága az 1000 m-t is túlhaladja. A zátonyok egyes fészkeiben gazdagabb puhatestű fauna települ meg. A sekély tenger változatosan tagolódik, ennek eredményeképpen helyenként egymás mellett is eltérő üledékek rakódnak le. Az alsó triásszal kezdődő egységes szedimentációs ciklus a liászban zárul.

A Szőlősdarói-völgy és a Szilicei fennsík É-i pereme közti terület rétegsora — több-kevesebb eltéréssel — a Rudabányai-hegység és a Borsodi Bükk É-i részeinek rétegsorával egyezik. Az É-i kapcsolatokról nem sokat tudunk. A Balatonfelvidék triász rétegsora ellenben egészen eltérő. Pálfynak a rudabányai és délbakonyi triász üledékek párhuzamosítására irányuló kísérletét erőszakoltnak tartom. Nézetem szerint ugyanis néhány kozmopolita faj (*Spirigera trigonella*, *Terebratula vulgaris*, *Mentzelia mentzeli* stb.) egyezésére különben eltérő összetételű rétegsorok azonosítását felépíteni nem lehet, különösen nem akkor, ha ez az egyezés csupán egyetlen szintre szorítkozik. — Annál érdekesebb azonban, hogy bizonyos, a karsztvidékünkön is előforduló hallstatti fajokat (*Monotis salinaria*, *Halorella amphitoma*) a Budai-hegység triászában is kimutattak; *Vigh Gy.*)

A Gömör-Tornai Karszt üledéksora mobilitás szempontjából egy lágyabb, nyomásnak ellenállni kevésbé tudó agyagos-homokos összletre és egy efelelt települő, tetemes vastagságú, rideg mészkő- és dolomitösszletre bontható. A két összlet közti különbség igen szembeötlő; a palák sokszor kaotikus gyűredezettségével a diaklázisokkal áthálózott mészkövek és dolomitok viszonylag enyhébb dőlése élesen szembenáll.

A Gömör-Tornai Karszt, sőt az egész D-i mészkőöv mezozoikuma két, palaeozói képződményekből álló allaphegység rész közé ékelődik. É-on az Érc-hegység enyhén ívelő, ú. n. gölnici vagy porfiroidos sorozatával, DK-en pedig az 50–60° csapású — de ÉK-i nyulványaiban ugyancsak enyhén meghajlított — szendrői permokarbon vonulattal érintkezik, amelynek további folytatása a Borsodi-medencében itt-ott felbukkanó kisebb-nagyobb palaeozói rögökön keresztül az Upponyi-Sziget-hegységben kereshető. E palaeozós vonulatokban, az uralkodó D-i vagy DK-i dőlésnek megfelelően, D-ről vagy DK-ről ellenkező irányba tartó pikkelyeződések és áttolódások tételezhetőek fel. A D-i mészkőöv mezozoikuma — a régi felfogással ellentétben — ugyancsak erősen gyűrtnek bizonyult, sőt — helyenkint — szerkezete pikkelyesnek és rátolódásosnak mondható.

A Gömör-Tornai Karszt földtani térképén három erőteljesen igénybevett öv közén két nyugodtabb szerkezetű terület különböztethető meg. A zavart zónák közül kettő a mezozoikum és a palaeozói alaphegység érintkezési sávjára esik (Jolsva-Csetnek-Csermosnya-völgy sávja — 4. szelvény —, illetve a Rudabányai-hegység), egy pedig a mezozoós terület közepén húzódik keresztül (Pelsőcárdó-Szádvárborosa-Ardócska-puszta-Ménes-völgy-Bódvászilás — 1–2. és 4–6. szelvény). Ez övekben a hol laposabb, hol meredekebb síko-

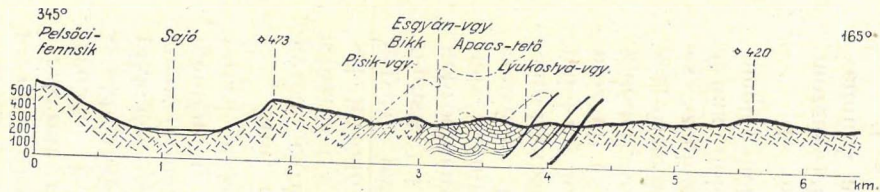
kon történt pikkelyes ráto'ródás az uralkodó szerkezeti forma. A közbeeső területek képződményei ellenben nagyszabású rendes és felszakadt redőkbe gyűrődtek. Pikkelyes ráto'ródások természetesen itt is szűnnek a szerkezeti képet, anélkül azonban, hogy a nagy formák felismerését különösebben megnehezítsék. Így a Szilicei-fennsík és a Felsőhegy szinklinálisához — a gombaszögi závoztól a Torna-völgybe követhetően — egy jól fejlett É-i, de többé-kevésbé redukált D-i szárnyal bíró antiklinális csatlakozik (4—6. szelvény). E redukált D-i szárnyat egy nagyjából Ny-K-i csapású, erőteljes szerkezeti vonal metszi el, amelynek mentén a lehajló szárny képződményei — tetemes rétagtani hézaggal — a Liszunya-Bikk-Ardó-hegy-Alsó-hegy É-i dőlésű ladinai mészkővonulatával érintkeznek. A másik egyszerűbb szerkezetű rész a Jósvavölgy mentén húzódó hatalmas antiklinális területe. Ennek Aggtelek-Tornakápolna-Égerszög-Imola környékén szinklinálisba átforduló déli szárnya a Rudabányai-hegység több pikkelysorozatból álló övezetéhez simul, É-i szárnyára pedig zegzugos, de nagyjából a Szilicén át futóval párhuzamos szerkezeti vonal mentén az ugyancsak É-i dölésekkel jellemzett pelsőcárdó-bódvaszilasi pikkelyes öv következik (5—6. szelvény).

Mint említettem, e redőkbe gyűrt területek egyszerűbb szerkezetét egyéb tektonikai elemek is komplikálják. — A szilicei antiklinális É-i szárnyában pl. egy a világos mészkövek közt ÉNy-i döléssel húzódó guttensteini képződménysáv kétségkívül a főredő tengelyével párhuzamos pikkelyeket jelez (2. és 6. szelvény). A Szilicei-fennsík É-i, valamint a Felsőhegy É-i és D-i peremén a guttensteini képződményeknek az egyébként normálisnak látszó rétegsorból való helyenkénti kiesése egy-egy másodrendű szerkezeti síkra utal (4—6. szelvény). E szerkezeti felületek nyilván úgy értelmezhetők, hogy a szinklinálisba gyűrt, ridegsége következtében a mobilisabb alsótriász palákról leszakadt középső triász képződménytömeg a fekvőjén elmozdult és legalja — a guttensteini csoport — e mozgás során redukálódott, sőt helyenként teljesen ki is hengerlődött. — Hasonló jelenség észlelhető a jósvavölgyi antiklinális É-i szárnyában is Jósvafő és Szögliget között (5—6. szelvény). A világos mészkőtömegek itt É-nak dőlő alsócampili palákkal érintkeznek, a szerkezeti vonal mentén helyenként seisi homokkőfoltcskák is fellépnek.

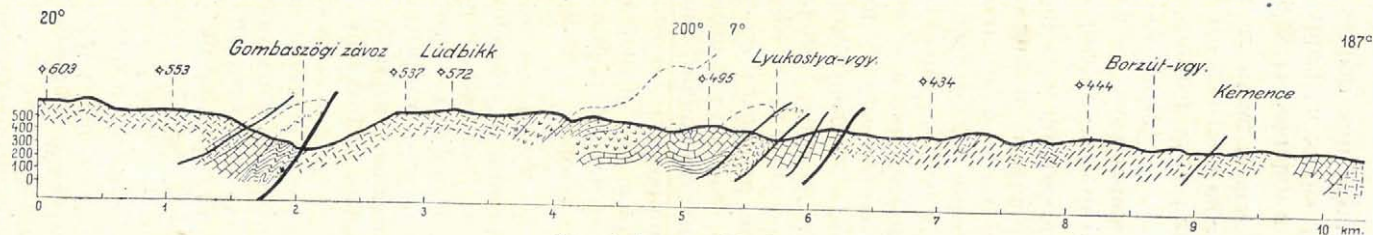
E mozgásfelületek rangsorolásakor, illetve a rajtuk történt mozgás jellegének és mértékének megállapításakor figyelembe kell vennünk azt a tényt, hogy:

1. a Szilicei-fennsík és a Felsőhegy É-i peremén a guttensteini képződmény kimaradása csak egyes szakaszokra szorítkozik, a közbeeső szakaszokon aránylag széles guttensteini sávok észlelhetők;

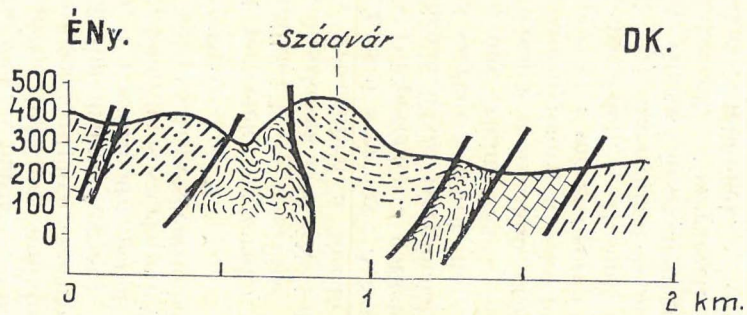
2. a Felsőhegy D-i oldalán erősen redukálódott guttensteini képződménysáv Ny-abbra, a Szilicei-fennsík K-i és D-i peremén, összefüggő és széles sávban van jelen (v. ö. a 4. és 6. szelvényt);



1. szelvény: — Profil 1.

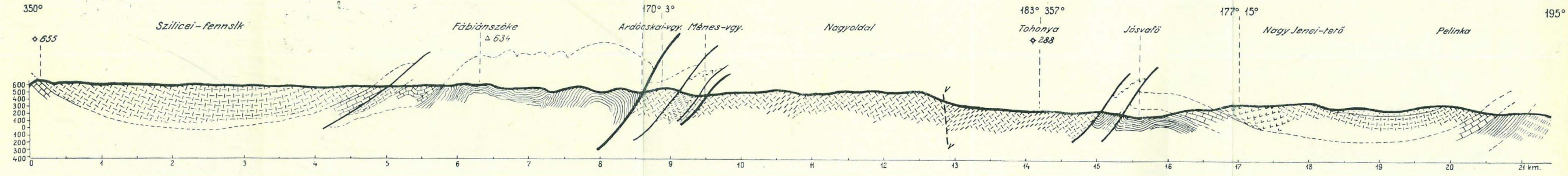
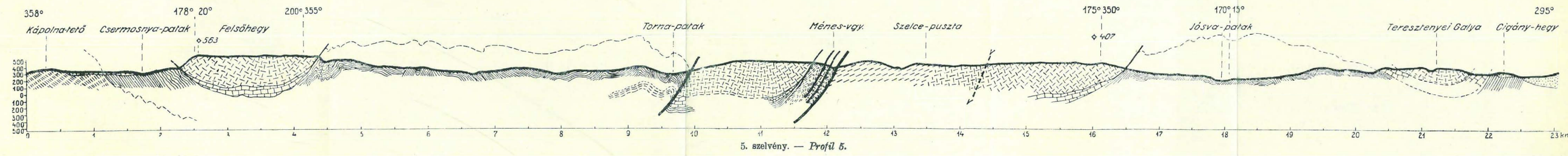
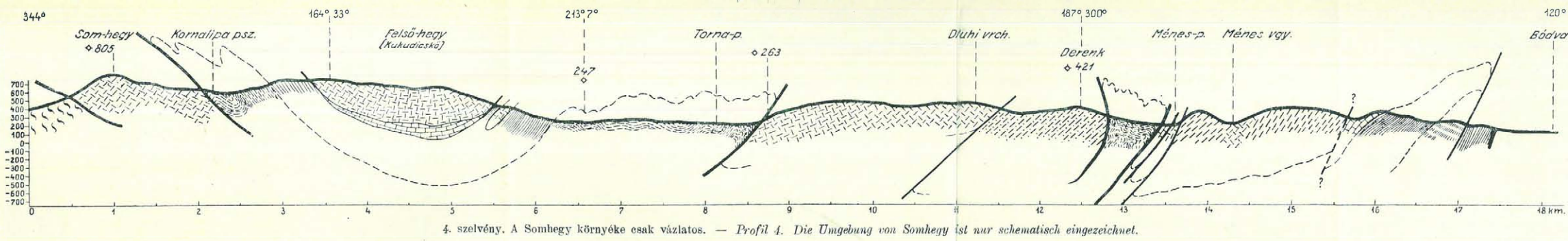


2. szelvény: — Profil 2.



3. szelvény: — Profil 3.

1. Karbon fillit. — *Phyllit, Karbon.*
2. Seisi homokkő. — *Seiger Sandstein.*
3. Campili rétegek. — *Campiler Schichten.*
4. Guttensteini mészkő és dolomit. — *Guttensteiner Kalkstein und Dolomit.*
5. Anisusi világos mészkő. — *Heller Kalkstein, anisisch.*
6. Ladini szaruköves mészkő. — *Hornsteinführender Kalkstein, ladinisch.*
7. Ladini sűrű mészkő. — *Grauer Kalkstein, ladinisch.*
8. Világos mészkő. (Ladini emelet és középső triász általában). — *Heller Kalkstein. (Ladinische Stufe und im Allgemeinen mitteltriadisch.)*
9. Cukorszövetű dolomit. (Főleg ladini, részben középső anisusi). — *Zuckerkörniger Dolomit. (Hauptsächlich ladinisch, zum Teil mittelanisisch.)*
10. Felső triász világos és pros mészkő. — *Heller und roter Kalkstein, obertriadisch.*
11. Eruptív telér. — *Eruptiver Gang.*
12. Pliocén (?) kavics. — *Pliozäner (?) Schotter.*
13. Alluviális feltöltés. — *Alluvium.*
14. Vető. — *Verwerfung.*



6. szelvény. — Profil 6.

3. a jósvavölgyi antiklinális É-i szárnyában a Ny-on még hiányzó guttensteini képződménysáv Szögliget Ny-i szomszédságában ismét megjelenik, majd Szögliget és Bódvaszilas között összefüggő sávban ékelődik a campilli és a világos mészkörétegek közé (v. ö. a 6. és 4. szelvényt).

Semmiesetre sem szabad tehát e szerkezeti felületek jelentőségét túlbecsülnünk és a rajtuk történt elmozdulás nagyságát túlértékelnünk. E felületek, pl. a szilicei D-i redőszárnyat elmetező felülettel szemben, nyilván csak másodrangúak, a rajtuk történt mozgás nem általános, hanem helyi jellegű. — Hasonlót állapíthatunk meg a pelsőcardó-bódvaszilasi pikkelyes övről is. A szadvárborssai Dét-hegy É-i lábánál a felsőtriásznak a seisi homokkövekkel való érintkezése nyilván elsőrendű szerkezeti vonalnak minősíthető, hiszen jelenléte az egész triász rétegsor megismétlődését eredményezi. A megismétlődő komplexust megosztó szerkezeti síkok ehhez képest csak másodrendűek lehetnek. A seisi és a guttensteini rétegeknek közvetlen, bár látszólag konkordáns érintkezése által jelzett tektonikai felületet tehát (a Lyukostya-völgy közepétől Szadvárborsság) — *Z. Roth*-tal ellentétben — csupán egy, a főfelülettel párhuzamos, kísérő felületnek tartom.

A Gömör—Tornai Karszt D-ibb részeiben úgy az elsőrendű tektonikai síkok (a tornavölgyi antiklinális felszakadása és a pelsőcardó-bódvaszilasi pikkelyes öv D-i pereme), mint az ezeket kísérő vagy a redőszárnyakban jelentkező másodrendű szerkezeti felületek túlnyomó többsége — az általános dőlésviszonyokból következtetve — többé-kevésbé meredek szöggel É-ra, vagy ÉNy-ra hajlik. Ebből természetesen ellenkező irányú, D és DK felé történt elmozdulásokra következtethetünk. A Csermosnya-völgy palaeozói palákra rátolt triász-jura pikkelysorozatában, valamint a Szilicei-fennsík és Felső-hegy ezeken nyugvó É-i szinklinális-szárnyában viszont az ellenkező tendencia jelentkezik és itt D-ről É felé irányuló elmozdulásokkal kell számolnunk. *A szerkezet tehát kétoldalas, a szerkezeti síkok a felsőhegyi szinklinálisban fordulnak át.* (L. a 4—6. szelvényt.)

*Mind a torna-, mind a jósvavölgyi antiklinális Ny felé fokozatosan kiékelődik.* (V. ö. az 5. és 2. szelvényt.) A redőtengely alámerülésén kívül Szillicétől Ny-ra annak hullámozása is kimutatható s a gombaszögi závozban az antiklinális D-i szárnya átbukik. A Jósvalfőnél záruló D-ibb antiklinális Hosszúszónál ismét kinyílik. K felé mindkét antiklinális hatalmasan szétterül, majd s ez különösen a Tornavölgyben konstatálható — kissé összébbszűkülve, pikkelyekre bomlik fel. A jósvavölgyi antiklinális esetében e pikkelyes folytatás a Bódva K-i oldalán keresendő.

Az antiklinálisok erősebben összepréselt részeiben, valamint a rátolódási vonalak kíséretében számos helyen intenzív *breccásodás* figyelhető meg. Helyenként pedig *hidrotermális hatások* is észlelhetők: metasomatikus ércelőfordulások (Vinkely-völgy, Pelsőcardó, Sajóútiba), dolomitporlódás (Bódvaszilas és Szögliget közt), palák

kaolinosodása (bódvaszilasi Akasztópart) és egyéb kőzetváltozások képében. Ezzel kapcsolatban kell megemlítenem a *Vitális I.* által dioritnak minősített, de rendkívüli mállottsága miatt mindeztideig pontosabban meg nem határozott bódvaszilasi *eruptív telérről* is, — 4. szelvény — amely a mellékkőzetet képező campili palákat némileg ugyancsak elváltoztatta.

A mobilis alsótriász üledékeknek a rideg világos mészkövekkel való érintkezésén többhelyütt megfigyeltem, hogy az alsótriász képződmények egy-egy — az érintkezési vonalat ferdén keresztező — rövidebb-hosszabb, de mindig viszonylag keskeny nyúlványa mintegy benyomul a világos mészkövek területére (Szilicétől DNy-ra, a szádmási Kukudicskő alatt, Jósivató É-i és ÉK-i szomszédságában). A közbeékelődő puha — s így morfológiailag mélyedésekben jelentkező — palákat meredek mészkőfalak (lithoklázisok) határolják. A szemlélőnek önkéntelenül is az a benyomása, hogy a palák a rajtuk mozgó mészkőtömegek kitágított repedéseibe behatoltak. E benyomás meggyőződéssé válik, ha a Szádvár vagy Derenk környékének felsőtriász rögeit körülvevő seisi homokkönyúlványokat, vagy a Jablonca és Derenk közt, az országhatár közelében megfigyelhető campili felbukkanásokat, avagy a szilicei Lednice-bérc alatti, a Szádvártól ÉK-re levő, vagy Bódvaszilastól ÉNy-ra megfigyelhető, mészkővel teljesen körülzárt seisi homokkőfoltokat keressük fel. *Ezek az előfordulások nézetem szerint a mélyben erősen összepréselt palák ejekciószerű aktivitásával magyarázhatók.* (3. szelvény.)

A Gömör—Tornai Karszt fő szerkezeti elemeinek általános csapásiránya ugyan Ny—K-i, vagyis az Ércshegységével nagyjából megegyező, mégis ettől számos eltérés van. Így a tornavölgyi antiklinális képződményei Jablonca, Körtvélyes és Szádmás környékén szabályos *szigmoidot* írnak le, amelynek oka talán az Alsóhegy K-i részének egy É—D-i irányú sík mentén történt erőteljes horizontális elmozdulása lehetett. A legszembetűnőbb eltérés azonban DK-en, a jósvavölgyi antiklinális és a Rudabányai-hegység területén mutatkozik. A Jósuvánél még Ny—K-i csapással nyíló antiklinális Színtől Ny-ra megváltoztatja irányát és 50—60° csapással Bódvaszilasnak húzódik, ahol a pelsőcardói pikkelyes övvel egyesül. Az irányváltozás a D-ről hozzácsatlakozó aggtelek-tornakápolnai szinklinálisban is kimutatható. E szinklinális D-i szárnyának képződményei mindenestre bonyolult módon (amiről a vöröses felső triász képződményeknek a Szőlőszardói-völgy mentén észlelt felbukkanása, valamint a Kistelekes és Perjóc-tető vasércnyomokat is tartalmazó pikkelyvonulata tanuskodik) kapcsolódnak össze az ÉÉK—DDNy-i csapású Rudabányai-hegységgel és ezen keresztül az ÉK—DNy-i csapású szendrő-upponyi palaeozóos vonulattal.

A mezozoikum és a palaeozóos alaphegység érintkezése úgy az északi peremen, mint a Rudabányai-hegységben, feltétlenül tektonikus. (4. szelvény.) Sőt a legintenzívebb elmozdulások éppen az alaphegységgel való érintkezés öveiben mutathatók ki. E mozgások



a Csermosnya-völgyben D-ről É, vagyis az alaphegység felé irányuló és Pálfy felfogásával szemben, de éppen az ő felvétele alapján, az alaphegység felé irányuló, vagyis ÉNy-ről DK felé történt mozgásokat kell feltételeznünk a Rudabányai hegység mezozoikumában is. Egyes helyeken a palaeozoikum is résztvevett a mezozoikum pikkelyes felgyűrődésében, ez azonban csak a peremekre szorító és helyi jelenség. A DK-ről és D-ről pikkelyezett és áttolt palaeozoikum féltoldalnak látszete ellentétben áll a mezozoikum kétoldalalnak tűnő szerkezetével. Az alaphegység és a mezozoikum csapásirányai közti egyezés is csak általánosságban érvényes, a részletekben számos eltérést találunk. Így a Rozsnyó K-i szomszédságában ívesen DNy-nak csapó porfiroidos sorozat irányvonalait a Szilicei-fennsík és a Csermosnya-völgy Ny—K-i vezérvonala szögben metszi. Némi csapásbeli különbség DK-en is kimutatható és ezt a különbséget az újabb felvételek valószínűleg még jobban ki fogják domborítani.

A gyűrődéses és rátolódásos mozgások intenzitása, a nyomásokozta kőzetátalakulás mértéke tekintetében is élénk a különbség az egyszerűbb szerkezetű D-i mészkőöv és bonyolult összetételű palaeozoos peremei között. A szomszédos Bükk-hegység bonyolult szerkezetével szemben a D-i mészkőöv szerkezeti stílusa ugyancsak egyszerűbb. (A Bükk mezozoikumja teljesen összegyűrődött alaphegységének anyagával, a D-i mészkőövek viszont csak a peremein mutathatók ki ilyen jelenségek; ott típusos pikkelyes szerkezet alakult ki, emiatt a szerkezeti formák nagyobbvonalúak, a pikkelyződés általában a már említett sávokra korlátozódik. Csupán a kétoldalal felépítés nyom mindkét területre hasonló bélyeget.)

Természetesen felmerül a kérdés, vajjon nemcsak látszat-e a D-i mészkőöv szerkezetének egyszerűsége? Vajjon egyáltalán autochtonnak lehet-e tartani annak mezozoikumát? Jelenlegi ismereteink alapján igennel felelhetek. Egyelőre semmi okunk sincs az allokton helyzet feltételezésére: a képződmények elrendeződéséből nem olvasható ki nagyszabású takarós szerkezet. Takarók feltételezése egyébként azért is nehézkes, mert származtatásuk újabb megoldatlan probléma felvetését jelentené. Az eltérő csapású Rudabányai-hegység mint gyökérszöna aligha jöhet számításba; a Bükk-hegység mezozoikumja pedig — minden hasonlóság ellenére — mégsem teljesen azonos a D-i mészkőöv mezozoikumával. A D-i mészkőövek egészben véve autochton szerkezeti egységként való felfogása természetesen nem azt jelenti, hogy az üledékképződés kereteit és határait a mezozoikum elterjedésének mai kereteivel akarjuk azonosítani. A szedimentációs kereteket egyelőre nem ismerjük és talán sohasem fogjuk megismerni. Feltételezem, hogy a mai alaphegység-keretek tektonikus erők hatására, utólag emelkedtek magasra, és mint viszonylag ellenálló, quasikraton elemek, befolyásolták a közéjük rekedt, mobilitás szempontjából két lényegesen különböző «emelet»-re bomló mezozoikum tektonizmusát. Az É-i és DK-i palaeozoos öv volt az,

amely a hegyképződés idején ható nyomást a közéjük zárt mezozoikum felé továbbította és azt a diszharmonikus redőződés fogalmkörébe tartozó mozgásokra kényszerítette. A kétoldalról támadt nyomás hatására az alsótriász palák erősen összepréselődtek, a rideg mészkő- és dolomitrétegek meghajolva összeropodtak, sőt a palák-ról leszakadozva, nyilván el is mozdultak. A mészkőtáblák szélein és belsejében tapasztalható ejekciós jelenségek miatt azonban a *palák aktív mozgását kell viszonylagosan nagyobb mérvűnek és döntő fontosságúnak tartanunk*. Nagyszabású redők alakultak tehát ki, s az aránylag lapos mészkőszinklinálisokkal szemben az antiklinálisokban felbukkanó alsótriász képződmények erős gyűredezettséget mutatnak. (Lásd a szelvényeket.) Ahol a mészkő- és dolomitösszlet az igénybevételt már nem bírta, az így támadt gyengeségi övekben mélyreható csapásmenti repedések keletkeztek, s ezek tették lehetővé a mobilis feküsképződmény pikkelyszerű feltöréseit. Természetesen a «sátopfák»-ként működő palaeozói keretek határán találkoztak a legagresszívebben ható erők a legkisebb ellenállással, s így itt került sor a legerősebb pikkelyeződésre. Az alaphegység-keret alátoló szerepének megfelelően kétoidalas struktúra alakult ki, amelynek irányvonalai nagyjából az alaphegység szerkezeti vonalaihoz idomultak. A redők, felszakadt redők, pikkelyes rátolódások jellemezte szerkezetet egyidejűleg támadt horizontális eltolódások (lapvetődések) bonyolították. A fiatalabb, vetőjellegű elmozdulások csak a peremeket érték, az eredeti szerkezeti képen azonban már alig változtattak.

A gyűrődéssel kapcsolatos mozgások kora a kréta és óharmadkori rétegek hiányzása miatt bizonytalan. A *bük-k-hegységi analógia alapján a főmozgásokat mégis az alsó- és felsőkréta közé tehetjük*. Ezeket bizonyára kisebb mozgások követték. Uppony környékén *Schréter* felsőkréta utáni mozgásokat is ki tudott mutatni. Összhangban állanak ezzel *Pantó* Gábor eredményei, miszerint Rudabányán egy ércesedés előtti és egy ércesedés utáni mozgás feltétlenül elkülöníthető.

A most közölt összefoglalás általában autopszián alapszik. Főleg a Rudabányai-hegységnek a tárgyalásba bevonása alkalmával voltam kénytelen az irodalomra — *Pálfy* negyedszázadival ezelőtt készült térképére — támaszkodni. Rudabánya bányaföldtani felvétele megkezdődött. *Pantó Gábor új és szép eredményei azt mutatják; hogy hazánk ez egyetlen nagyobb mennyiségű vasércet tartalmazó hegységét ma már nem lehet a régi felvételek alapján értelmezni. Tudományos és gyakorlati érdekek egyaránt azt kívánják, hogy e hegységész műszeres újratérképezését mielőbb megindítsuk.*

# BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DES GOMOR-TORNAER KARSTES.

VON K. BALOGH.

Die paläozoische Masse des Vepor und des Szepes-Gömörer Erzgebirges wird im Norden und Süden von mesozoischen Zügen begleitet, die hauptsächlich aus triadischen Bildungen bestehen. In der östlichen Hälfte des südlichen Zuges stehen ausgedehnte Plateaus vor uns, uzw.: der Kónyárt, das Pelsőcer, Sziliceer und Aggteleker Plateau, sowie der Felsőhegy und Alsóhegy, an die sich im NO das Jászóer Plateau, im SO der Rudabányaer Gebirgszug anschliesst. Dieses schöne, und interessante Karsterscheinungen aufweisende, Gebiet wird in der ungarischen Literatur als Gömör-Tornaer, in der tschechoslowakischen als Südslowakischer Karst bezeichnet. Geologisch wurde es anfänglich dem «inneren Gürtel» *Uhlig's*, später den «Gemeriden» von *Andrusov* und *Matějka* zugerechnet. Den Geologen (Mitglieder der Wiener Reichsanstalt, J. *Stürzenbaum*, L. *Maderspach*, H. *Böckh*, I. *Vitális*, Z. *Schréter*, S. *Jaskó*, D. *Andrusov*, Z. *Roth*, J. *Janáček* usw.), die sich vor 1939 mit den Problemen dieser Gegend befassten, verdanken wir viele wertvolle Beobachtungen. Doch konnte keiner der älteren Forscher die Gliederung der fossilarmen Schichtenfolge in entsprechender Weise durchführen und auch zwischen den neueren Aufnahmen klafften grosse Lücken. Infolge dieser Umstände konnte von dem oben genannten Gebiet, welches den Schlüssel zur Lösung vieler geologischen Probleme in sich birgt, kein einheitliches Bild gestaltet werden. Mein Vortrag, der die wichtigsten Resultate meiner Detailaufnahmen (durchgeführt in den Jahren 1939/44 auf Grund von Feldmessungen mit Handinstrumenten) zusammenfassen soll, beabsichtigt eben diese Lücken auszufüllen, natürlich ohne Vollständigkeit anzustreben, da auch meine Aufnahmen noch nicht abgeschlossen sind.

Die ältesten Bildungen der triadischen Schichtenfolge sind die violettroten, feinkörnigen, manchmal tonigen (ja Tonschiefer-Zwischenlagerungen führenden), schieferigen Sandsteine der *Seiser Stufe*, die stellenweise (z. B. in der Umgebung von Perkupa und Szádalmás) verhältnismässig fossilreich sind. Diese Sandsteine zeigen in der

westlichen Nachbarschaft von Bódvaszilas eine Zwischenlagerung von Brekzien sedimentären Ursprungs, die wahrscheinlich den tiefsten Teil des Sandsteinhorizontes vertreten. Der hangendste Teil der Schichtengruppe, der von rötlichen Kalksteinschichten gebildet wird, ist bei dem Meierhof *Evetes* und am Vizesvéghegy (in der Nähe der Gemeinde Szin) zu beobachten.

Die *Campiler Stufe* wird von einer Serie gelblicher, bräunlicher und grünlicher Tonschiefern, sandiger Schieferen, ja Sandsteine, ferner violettgrauer und gelblich-grauer Kalksteine eingeleitet, die in wechselnder Lage ausgebildet sind. Die mittleren Lagen sind westlich von Jablonca durch grauen, plattigen oder schichtigen Sandsteinen vertreten, die im verwitterten Zustande eine bräunliche Farbe besitzen. Die obersten Horizonte werden von grauen, fossilführenden, manchmal lumachelle-artigen Plattenkalke gebildet. Die *Campiler Schichten* sind im allgemeinen fossilführend: neben Hieroglyphen kommen *Natiria costata*, *Turbo rectecostatus*, *Gervilleia*, *Dinarites* usw. häufig genug vor.

Die dunklen, Ober-Campiler Plattenkalke gehen allmählich in die Gruppe der *unter-anischischen* grau-dunkelgrauen, weisse Kalkzadern führenden, beim Zerschlagen bituminösen Geruch verbreitenden Kalksteine und der mit ihnen wechselagernden Dolomite von Guttensteiner Fazies über. In der meistens gut geschichteten Schichtengruppe ist Kalkstein und Dolomit im allgemeinen nicht zu trennen (z. B. Südseite des Lyukostya-Tales von Pelsőcardó). In regionaler Betrachtungsweise scheint es mir zweckmässig, die beiden Schichtglieder auch dort — zusammenzufassen, wo der obere Teil der Schichtengruppe nur mehr aus Dolomit besteht, wie in der Umgebung von Szilice. Die Guttensteiner Gruppe ist im allgemeinen fossilfrei, nur im Bászka-Tal bei Pelsőcardó habe ich schlecht erhaltene Crinoideen gesammelt; an dieser Stelle führt der Kalkstein auch Hornsteine.

Im Hangenden der gut erkennbaren Seiser, Campiler und Guttensteiner Schichten folgt es der anscheinend eintönige, *helle Kalkstein- und Dolomitkomplex der Karstplateaus* (der Plateau-Kalkstein der älteren Geologen), den ich nur durch eingehendere Studien einigermaßen gliedern konnte. Diese meistens ungeschichtete, massenhafte Gesteine enthalten nur selten bestimmbare Versteinerungen. Hauptsächlich Kalkalgen, Korallen, Spongien, in einigen «Nestern» Crinoideen, Brachiopoden, Gastropoden, Lamellibranchiaten und auch Ammoniten wurden — letztere als besondere Seltenheiten — aufgefunden. In den folgenden sollen zwei Profile beschrieben werden, die, meiner Meinung nach, zur Lösung der stratigraphischen Probleme der Plateau-Kalksteine beitragen können:

1. *Jósvafő-Aggteleker Profil*. Die obersten, grauen, eckig brechenden Dolomitschichten des Guttensteiner Komplexes, der die Campiler Schichten überlagert, werden im Hangenden allmählich lichter, dann gehen sie in einen ungeschichteten, hellen zuckerkörnigen

Dolomit über. Darauf folgen hellgraue Kalksteine, unter denen ein kalkalgen-führender und ein — zuerst von *Schréter* beschriebener —, crinoideen- und brachiopoden-führender Horizont zu unterscheiden ist. Beide Horizonte vertreten ohne Zweifel die *obere anisische Stufe*; die fossilfreien Guttensteiner Schichten können also mit Sicherheit in das untere Teil der anisischen Stufe gesetzt werden. Der Poronya-tető bei Aggtelek, sowie die Umgebung der Höhle Domica besteht aus hellen, oder etwas dunkelgrauen und stellenweise geschichteten Kalksteinen ladinischen Alters, die zum Teil durch massenhaftes Auftreten von *Diplopora annulata*, zum Teil durch das Vorkommen von *Trachynerita quadrata* gekennzeichnet sind. Jenen kleineren, oder grösseren, fossilfreien, zucker-körnigen, hellen Dolomitmassen, welche sich hier und da in den kalkalgen-führenden ladinischen Kalksteinen einschalten, kann ein ladinisches Alter zugeschrieben werden. Das wird auch durch *Schréter's* Fund von *Daonella Lommeli* beweisen, der von einer etwas ferner liegenden Fundstelle in dolomitischem Kalkstein her stammt.

2. *Szádvárborsaer Profil*. Auf die Guttensteiner Schichten — die sich hier im Süden mit Sandsteinen berühren — folgen helle Kalksteine mit zuckerkörnigen Dolomitlinsen und mitteladriatischer Kalkalgenflora (*Oligoporellen*, *Physoporellen*, *Diplopora hexaster*). Die letzteren gehen im Hangenden in die reinen, hellen Kalksteinen des Bikk-hegy über. Diese werden von dunklen, gut geschichteten Kalksteinen überlagert, welche in ihrem unteren Teile Hornsteine führen, im oberen Teile jedoch nicht. Die Schichtenfolge wird von *Teutlorella herculea*-führenden, also zweifellos ladinischen, hellen Kalksteinen abgeschlossen.

Es ist klar, dass der untere Kalkalgenhorizont dieses Profils leicht mit dem entsprechenden Horizont von Jósvaló-Aggtelek parallelisiert werden kann. Die grauen Kalksteine mit und ohne Hornsteinführung können teils auf Grund von Analogien, teils mit Hilfe von Versteinerungen in den *unteren* und — möglicherweise — *den mittleren Teil der ladinischen Stufe* eingereiht werden. Das lückenhafte Auftreten der hornsteinführenden Kalksteine ist teils auf Faziesdifferenzen, teils auf tektonische Ursachen zurückzuführen. — Ähnlichen Faktoren kann auch die Reduktion der auf einigen Gebieten (z. B. zwischen den Gemeinden Jósvaló und Szádvárborsa) weit verbreiteten — grösstenteils wahrscheinlich ladinischen — zuckerkörnigen Dolomiten zugeschrieben werden, die in anderen Gebirgstteilen (z. B. auf dem Sziliceer Plateau) konstatiert wurde. Allerdings müssen wir annehmen, dass einige Kalksteinfazies der ladinischen Stufe in diese Dolomitmassen allmählich übergehen. Auf graue, gut geschichtete, ladinische Kalksteine folgen z. B. nördlich von Hosszúsó ausgesprochen zuckerkörnige Dolomite, die eine, von der gewöhnlichen abweichende, dunklere graue Farbe aufweisen. An der Südseite des Nyisztron-bérc kann die Wechsellagerung von hellem Dolomit und hellem Kalkstein sicher festgestellt werden. Da

die Begrenzung der den oberen Horizonten angehörigen, zuckerkörnigen Dolomite gegen die hellen Kalksteine so unregelmässig und — wenigstens teilweise — auch von den tektonischen Hauptlinien ganz unabhängig ist, muss auch eine Verzahnung der beiden Bildungen angenommen werden.

Im Gegensatz zu den älteren Aufnahmen führten die neueren zu dem Resultat, dass das Gesteinsmaterial der Karstplateaus überwiegend der mittleren Trias angehört. Jedoch ist es mir gelungen, auch die *Obertrias* nachzuweisen, und zwar in weissen und hellgrauen, massigen, bzw. rötlichen, geschichteten Kalksteinen, deren Fauna (*Rhynchonellen*, *Cyrtinen*, *Halorellen*, *Aulacothyren* und *Monotiten*) an die Hallstätter Fazies erinnert. Besonders die charakteristischen rötlichen, manchmal hornsteinführenden «Marmore» (Lekenye, Szádvárborsa, Derenk, Szádvár, Szöllősdóer-Tal) scheinen auch noch im fossilfreien Zustande vorzügliche altersbezeichnende Bildungen zu sein.

Nachdem die *norische Stufe* in solcher Weise auch durch Versteinerungen festgestellt werden konnte, kann man sich über das Vorkommen der *Kössener* Schichten bei Dernö und über das Auftreten des *Lias* in dem Csermosnya-Tal nicht wundern. Auf jurassisches Alter hinweisende Belemnit-Phragmokonon wurden überigens von *J. Noszky jun.* auch in den hellen Kalksteinen des Jászóer Nagyköszikla (in der Nähe des Triangulationspunktes) aufgefunden.

Die anfangs sandigen, dann gegenüber das Hangende zu immer weniger detritogene Beimengungen enthaltenden Glieder der obigen Schichtenreihe weisen darauf hin, dass es nach der Transgression des Triasmeeres in unserem Gebiete ein seichtes Meer mit Algen- und Korallenriffen bestand. Die Intensität der Riffbildung konnte mit dem allmählichen Sinken des Meeresbodens Schritt halten. Die Mächtigkeit der entstandenen Ablagerungen übertrifft einen Kilometer. In einigen «Nestern» der Riffe haben sich reichere Mollusken-Faunen angesiedelt. Das seichte Meer hat sich mannigfaltig gegliedert; infolge dessen gelangten stellenweise auch nebeneinander verschiedene Sedimente zur Ablagerung. Der im Untertrias beginnende, einheitliche Sedimentationszyklus schloss sich mit dem *Lias* ab.

Die Schichtenfolge des Gebietes zwischen dem Szöllősdóer-Tal und dem Nordrande des Sziliceer Plateaus stimmt — mit einigen Ausnahmen — mit der Schichtenfolge des Rudabányaer Gebirges und des nördlichen Teiles vom Borsoder Bükkgebirge überein. Verbindungen und Analogien mit nördlicheren Gebieten sind noch wenig bekannt. Die Triasbildungen des Balaton-Oberlandes sind von denen des Gömör-Tornaer Karstes ganz verschieden. *Pálffy's* Versuch, der sich auf die Parallelisierung der Trias von Rudabánya und des Südbakony bezieht, scheint mir ganz willkürlich zu sein. Meiner Ansicht nach ist nämlich die Identität sonst abweichender Schichtenreihen durch die Übereinstimmung einiger kosmopolitischen Arten (*Spirigera trigonella*, *Terebratula vulgaris*, *Mentzelia mentzeli*

usw.) nicht zu beweisen, besonders wenn die Übereinstimmung sich nur auf einen einzigen Horizont beschränkt. — Um so interessanter ist es, dass gewisse — in unserem Karstgebiete vorkommende — Hallstätter-Arten (*Monotis salinaria*, *Halorella amphitoma*) auch in der Budaer Trias nachgewiesen worden sind (*Gy. Vigh.*).

Die Schichtenfolge des Gömör-Tornaer Karstes kann bezüglich der Mobilität in einen unteren, mobileren, tonig-sandigen und in einen oberen, spröden Kalkstein-Dolomitkomplex von bedeutender Mächtigkeit gegliedert werden. Der Unterschied zwischen beiden Gruppen ist recht auffallend; der manchmal chaotischen Fältelung der Schiefer steht das verhältnismässig flache Einfallen der von Diaklasen durchzogenen Kalk- und Dolomitmassen scharf gegenüber.

Das Mesozoikum des Gömör-Tornaer Karstes, ja der ganzen südlichen Kalksteinzone keilt sich zwischen zwei Einheiten des aus paläozoischen Bildungen bestehenden Grundgebirges ein. Im Norden schliesst es der leicht gebogenen, s. g. Gölnicer- oder Porphyroid-Serie des Erzgebirges, im SO hingegen dem nach 50—60° streichenden — in seinen nordöstlichen Ausläufern aber ebenso leicht gebogenen — Gebirgszuge des Szendröer Permokarbons an, dessen weitere Fortsetzung durch die kleineren oder grösseren paläozoischen Schollen des Borsoder Miozän-Beckens hindurch in dem Upponyer Inselgebirge zu suchen ist. In diesen paläozoischen Zügen können ihren überwiegend südlichen oder südöstlichen Einfallen entsprechend, von S oder SO nach N oder NW gerichtete Verschuppungen und Überschiebungen angenommen werden. Abweichend von den älteren Anschauungen erwies sich das Mesozoikum der südlichen Kalksteinzone als stark gefaltet; ja es können sogar stellenweise Aufschiebungen und Schuppenstrukturen angenommen werden.

Die geologische Karte des Gömör-Tornaer Karstes stellt drei stark beanspruchte Zonen dar, die miteinander durch zwei Gebiete einfacheren Aufbaus verbunden sind. Zwei dieser gestörten Zonen entfallen auf die Kontaktstreifen des Mesozoikums und des paläozoischen Grundgebirges (Jolsva—Csetnek—Csermosnya-Tal [Profil 4.]; bzw. das Rudabányaier Gebirge); der dritte Streifen zieht sich durch die Mitte des mesozoischen Gebietes hindurch (Pelsőcárdó—Szádvárborša—Ménes-Tal—Bódvaszilas; [Profile 1—2. und 4—6.]. In diesen Zonen wird die Struktur durch flachere oder steilere Aufschuppungen gekennzeichnet. Die Bildungen der zwischenliegenden Gebiete sind dagegen in grösszügige normale oder aufgerissene Falten gewölbt. Das tektonische Bild wird natürlich auch hier durch schuppenartige Aufschiebungen kompliziert, ohne dass die Erkennung der Grossformen besonders erschwert wäre. So schliesst sich der Synklinale des Sziliceer Plateaus und des Felsőhegy eine von Gombaszög bis zum Tornatal verfolgbare Antiklinale an, deren Nordflanke gut ausgebildet, die Südflanke aber mehr oder minder reduziert ist (Profile 4—6.). Die reduzierte Südflanke wird von einer, im grossen und ganzen W-O streichenden, scharfen tekto-

nischen Linie abgeschnitten. Entlang dieser berühren sich die Bildungen der abfallenden Flanke — mit einer bedeutenden stratigraphischen Lücke — mit dem nach N einfallenden ladinischen Kalksteinzug von Liszunya—Bikk—Ardóhegy—Alsóhegy. — Der andere einfacher ausgebildete Gebirgstheil nimmt das Gebiet der entlang des Jósvatales hinziehenden Antiklinale ein. Die Südflanke, welche sich in der Umgebung von Aggtelek—Tornakápolna—Égerszög—Imola in eine Synklinale umbiegt, schmiegt sich dem aus mehreren Schuppenreihen bestehenden Rudabányaer Gebirge an. Auf die Nordflanke folgt die Pelsőcardó—Bódvaszilaser Schuppenzone mit nördlichen Einfallen, entlang einer tektonischen Linie, die zwar unregelmässig ist, jedoch im grossen und ganzen parallel mit der Linie südlich von Szilice verläuft (Profile 5—6.).

Wie schon erwähnt, ist die einfachere Struktur der gefalteten Gebirgstheile auch durch das Hinzutreten anderer tektonischer Elemente verwickelt. — Z. B. markiert der nach NW einfallende Streifen von Guttensteiner Schichten, der inmitten der hellen Kalksteine der Nordflanke der Sziliceer Antiklinale auftaucht, ohne Zweifel eine Schuppe, die parallel mit der Achse der Hauptfalte streicht (Profile 2. und 6.). — Die stellenweise Reduktion der Guttensteiner Gesteine am Nordrande des Sziliceer Plateaus, sowie am Nord- und Südrande des Felsőhegy in einer sonst normalen Schichtenfolge deutet auf das Auftreten tektonischer Flächen sekundärer Bedeutung hin (Profile 4—6.). Diese tektonischen Flächen können folgenderweise aufgefasst werden: die in eine Synklinale gefaltete mitteltriassische Kalkstein- und Dolomitmasse wurde wegen ihrer Sprödigkeit von den mobilem Werfener Schiefen losgerissen, sie hat Bewegungen an ihrem Liegenden durchgemacht. Während dieser Bewegungen wurde ihr unterstes Glied — der Guttensteiner Schichtenkomplex — reduziert, ja manchmal gänzlich ausgewalzt. — Ähnliche Verhältnisse sind auch in der Nordflanke der Jósvafőer Antiklinale zwischen den Gemeinden Jósvafő und Szögliget zu beobachten (Profil 5—6.). Die hellen Kalkmassen berühren sich hier mit Unter-Campiler Schiefen, welche nach Norden einfallen; entlang der tektonischen Linie treten hier und da auch Seiser Sandsteinfetzen auf.

Bei der Klassifizierung dieser tektonischen Flächen, bzw. bei der Feststellung des Charakters und Ausmasses der stattgefundenen Bewegungen müssen folgende Tatsachen in Betracht gezogen werden:

1. Die Auswalzung der Guttensteiner Schichten am Nordrande des Sziliceer Plateaus und des Felsőhegy beschränkt sich nur auf einzelne Abschnitte, zwischen denen verhältnismässig breite Guttensteiner Streifen auftreten.

2. Die am Südhang des Felsőhegy stark reduzierten Guttensteiner Schichten bilden mehr westlich, am östlichen und südlichen Rande des Sziliceer Plateaus, einen zusammenhängenden, breiten Gesteinsstreifen (siehe den Profil 4. und 6.).



3. Der im westlichen Teile der Nordflanke der Jósvalter Antiklinale noch fehlende Guttensteiner Gesteinsstreifen erscheint wieder in der westlichen Umgebung von Szögliget und er bildet zwischen den Gemeinden Szögliget und Bódvaszilás ein zusammenhängendes Gesteinsband zwischen den Campiler und den hellen Kalkschichten (siehe Profile 4. und 6.).

Den Gesagten zufolge darf also die Bedeutung dieser tektonischen Flächen nicht übertrieben eingeschätzt werden und das Gröszenmass der daran stattgefundenen Bewegungen nicht zu hoch bewertet werden. Diese sekundären Flächen können z. B. verglichen mit jener Fläche, welche die Südflanke der Sziliceer Antiklinale abschneidet, nur in zweiter Reihe in Betracht gezogen werden, und den an ihnen stattgefundenen Bewegungen darf keine allgemeine, sondern nur eine lokale Bedeutung beigemessen werden. — Dasselbe kann von der Pelsőcardó—Szádvárborsaeer Schuppenzone festgestellt werden. Der unmittelbare Kontakt der oberen Trias mit den Seiser Sandsteinen am Nordfusse des Dét-hegy bei Szádvárborsa muss unbedingt einer tektonischen Fläche ersten Ranges zugerechnet werden, da ihre Anwesenheit die Wiederholung der ganzen triassischen Schichtenfolge bedingt. Die, den sich wiederholenden Komplex zerspaltenden, tektonischen Flächen sind in Vergleich zu der vorigen nur als zweitrangige aufzufassen. Also die Fläche, entlang welcher sich die Seiser und Guttensteiner Schichten scheinbar konkordant von der Mitte des Lyukostya-Tales bis zur Gemeinde Szádvárborsa miteinander berühren, ist meiner Ansicht nach — im Gegensatz zu Z. Roth's Meinung — nur eine mit der Hauptfläche parallel laufende Begleitfläche.

In den südlichen Teilen des Gömör—Tornaer Karstes fallen sowohl die primären tektonischen Flächen (Aufreissen der Tornavölgyer Antiklinale, Südrand der Schuppenzone Pelsőcardó—Bódvaszilás), als auch die Mehrzahl der in den Faltenflanken auftretenden sekundären und Begleitflächen — wie aus den vorherrschenden Einfallrichtungen gefolgert werden kann — mit mehr oder minder steilen Winkeln nach N oder NW ein. Dies führt natürlich zur Annahme von Bewegungen, die nach S und SO gerichtet sind. — In der Schuppenzone des Csermosnya-Tales, wo die Trias- und Jura-Bildungen auf paläozoische Schiefer aufgeschoben sind, sowie in der sie überlagernden Nordflanke der Synklinale des Sziliceer Plateaus und des Felsőhegy ist ein entgegengesetztes Tendenz wahrzunehmen, d. h. es ist mit Bewegungen von S nach N zu rechnen. Wir haben also einen bilateralen Aufbau vor uns, die tektonischen Flächen wenden sich in der Felsőhegyer Synklinale um (Profile 4—5.).

Die Antiklinale des Tornatalles, sowie die des Jósvaltes keilen sich in westlicher Richtung aus (Profile 2. und 5.). Ausser dem Herabsinken der Faltenachse ist westlich von Szilice auch ihre Undulation nachzuweisen; in der Nähe von Gombaszög kippt sogar

die Südflanke der Antiklinale um. Die bei der Gemeinde Jósvafő sich schliessende Antiklinale bricht neben Hosszúsó wieder auf. Nach O breiten sich beide Antiklinalen zuerst gewaltig aus, dann aber werden sie etwas zusammengedrängt, und lösen sich in Schuppen auf, wie dies besonders in dem Tornatal zu beobachten ist. Im Falle der Antiklinale des Jósvatales wäre diese Fortsetzung mit schuppenartigem Aufbau an der Ostseite des Bódvatales zu suchen.

In den stärker zusammengepressten Antiklinalteilen, sowie in den Begleitzoneu der Aufschiebungslinien ist an zahlreichen Stellen eine intensive Zerquetschung zu beobachten. Stellenweise können auch hydrothermale Einwirkungen konstatiert werden: metasomatische Erzlagerstätten (Vinkely-Tal, Pelsőcardó, Sajótiiba), Zermürbung von Dolomit (zwischen den Gemeinden Bódvaszilás und Szögliget), Kaolinisierung der Schiefer (Akasztópart bei Bódvaszilás) und andere Gesteinsumwandlungen. Es soll hier auch der von *I. Vitális* als Diorit beschriebene Eruptivgesteins-Gang (Profil 4.) erwähnt werden, dessen Gestein infolge tiefgreifender Verwitterung des Materials bisher petrographisch nicht näher bestimmt werden konnte. Das aus Campiler Schichten bestehende Nebengestein dieses Ganges erlitt Kontakteffekte.

Am Kontakt der mobilen untertriassischen Sedimente mit den spröden hellen Kalkmassen habe ich an mehreren Stellen beobachtet, dass die Werfener Schiefer in Form mehr oder weniger langer, doch immer verhältnismässig schmaler, die Hauptberührungslinie schief kreuzender «Keile» in das Kalksteingebiet eindringen (z. B. SW-lich von Szilice, unter dem Kukudicskő von Szádalmás, in der nördlichen und nordöstlichen Umgebung von Jósvafő). Die eingekeilten weichen — und dadurch morphologisch in Mulden auftretenden — Schiefer werden von steilen Kalksteinwänden (Lithoklasflächen) begrenzt. Die Erscheinung macht den Eindruck, dass die Schiefer in die erweiterten Spalten der sich darüber bewegenden Kalkmassen eingedrungen sind. Dieser Eindruck ist ganz überzeugend, wenn man die obertriassischen Kalksteinschollen von Szádvár und Derenk ganz umgebende Seiser Sandsteinstreifen, oder die zwischen Jablonca und Derenk, entlang der Landesgrenze auftauchenden Ausbisse der Campiler Schichten oder die von Kalkstein ganz umschlossene Seiser Sandsteinvorkommnisse betrachtet, welche letztere unterhalb des Lednice-béce von Szilice, NO von Szádvár und NW von Bódvaszilás zu beobachten sind. Alle diese Vorkommnisse können nur durch eine ejektive Aktivität der in der Tiefe stark zusammengepressten Schiefer erklärt werden (Profil 3.).

Das allgemeine Streichen der wichtigsten Strukturelemente des Gömör—Tornaer Karstes ist W—O, stimmt also in grossen Zügen mit dem des Erzgebirges überein, es gibt aber doch zahlreiche Ausnahmen. Die Bildungen der Tornataler Antiklinale ordnen sich in der Umgebung von Jablonca, Körtvélyes und Szádalmás in Form eines Sigmoids an, dessen Ursache vielleicht in einer Horizontal-

verschiebung des östlichen Teiles des Alsóhegy entlang einer N—S streichenden tektonischen Fläche zu suchen ist. Die am meisten ausgeprägte Ausnahme ist aber im SO, auf dem Gebiete der Jósvalter Antiklinale und im Rudabányaer Gebirge zu beobachten. Die bei Jósvaló W—O streichende Antiklinale biegt sich bei Szin ins 50—60° Streichen, zieht sich nach Bódvaszilas, wo sich mit der Schuppenzone von Pelsőcardó vereinigt. Diese Umbiegung kann auch in der von S anschliessenden Aggtelek—Tornakápolnaer Synklinale nachgewiesen werden. Die Bildungen der Südflanke dieser Synklinale verbinden sich in einer komplizierten Weise mit dem NO—SW streichenden Rudabányaer Gebirge und durch dieses mit dem NO—SW streichenden Szendrő—Upponyer paläozoischen Gebirgszug. (Einzelheiten dieser Struktur äussern sich z. B. durch das Auftauchen der roten obertriadischen Kalksteine im Szöllősdóer Tal, ferner in dem erzspuren-führenden Schuppenzug des Kisteleges- und Perióctető.)

Der Kontakt des Mesozoikums mit dem paläozoischen Grundgebirge ist am Nordrand, wie auch im Rudabányaer Gebirge als tektonisch bedingt aufzufassen (Profil 4.). Die stärksten tektonischen Bewegungen haben sich in den Grenzzonen zum Grundgebirge abgespielt. Diese Bewegungen richteten sich im Csermosnyatal von S nach N, also gegen das Grundgebirge. Ähnliche, gegen das Grundgebirge gerichtete, also von NW nach SO wirkende Bewegungen können auch im Mesozoikum des Rudabányaer Gebirges — im Gegensatz zur *Pálffy's* Meinung, aber eben auf Grund seiner Aufnahme-daten — angenommen werden. An einigen Stellen nahm auch das Paläozoikum an der schuppigen Aufwölbung des Mesozoikums Teil, das sind aber lokale und marginale Erscheinungen. Die von S und SO her geschuppte und überschobene, einseitige Struktur des Paläozoikums steht in auffallendem Gegensatz zu der bilateralen Struktur des Mesozoikums. Die paläozoischen und mesozoischen Hauptschtreichrichtungen stimmen auch nur in grossen Zügen überein, in den Einzelheiten findet man zahlreiche Abweichungen. In der Umgebung von Rozsnyó schneidet z. B. das nach SW gebogene Streichen der Porphyroidserie die west-östliche Hauptrichtung des Sziliceer Plateaus und des Csermosnyatales in einem spitzen Winkel. Abweichungen der Streichrichtungen können auch im SO nachgewiesen werden und werden sich wahrscheinlich in neueren Aufnahmen noch schärfer entprägen.

Es gibt grosse Intensitätsdifferenzen in den Faltungs- und Auf-schiebungsbewegungen und Druckbeanspruchungen der Gesteine, wenn man die einfacher aufgebaute Kalksteingebiete den komplizierter zusammengesetzter Randgebieten gegenüberstellt. Der allgemeine tektonische Stil der südlichen Kalksteinzone ist viel einfacher als das kompliziert aufgebaute benachbarte Bükkgebirge. (Das Mesozoikum des Bükk-Gebirges wurde mit dem paläozoischen Grundgebirge gänzlich zusammengeknetet, ähnliche Erscheinungen treten

in der südlichen Kalksteinzone nur an den Randzonen auf. Die Strukturformen sind hier im allgemeinen grosszügiger, Aufschuppungen erstrecken sich auf begrenzte Streifen. Der bilaterale Aufbau ist in beiden Gebieten ausgeprägt.)

Man kann ruhig die Frage aufwerfen, ob die Struktur der südlichen Kalksteinzone nicht nur scheinbar einfacher ist? Ob dieses Mesozoikum wirklich als autochton angesehen werden darf? Auf Grund unserer heutigen Kenntnisse kann ich die letztere Frage bejahen. Bisher haben wir keinen Grund um eine allochtone Lage anzunehmen: die Anordnung der Formationen weist garnicht auf grössere Deckenbewegungen hin. Eine Annahme von überschobenen Decken wäre auch deshalb schwer, da sodann wiederum ihr Ursprung ein unlösbares Problem darstellen würde. Das Rudabányaer Gebirge mit seinem abweichenden Streichen kann als Wurzelzone kaum in Betracht kommen. Das Mesozoikum des Bükk-Gebirges ist trotz aller Ähnlichkeiten doch nicht identisch mit dem der südlichen Kalksteinzone. Wenn wir die südliche Kalksteinzone als eine autochthone tektonische Einheit ansehen, bedeutet dies natürlich noch nicht, das wir die mesozoische Sedimentation auf die heutige Verbreitungsgebiet der mesozoischen Formationen beschränkt wissen wollten. Die Rahmen der mesozoischen Sedimentation sind heute noch unbekannt und vielleicht werden wir sie nie kennen lernen. Es kann allerdings angenommen werden, dass die heutigen Grundgebirgs-Umrahmungen erst später durch tektonische Kräfte hochgehoben wurden und als verhältnismässig widerstandsfähige, quasikratone Elemente die Tektonik des dazwischenliegenden und bezüglich Mobilität in zwei verschiedenen Etagen gesonderten Mesozoikums stark beeinflussten. Die nördlichen und südöstlichen paläozoischen Zonen haben während der Orogenese die einwirkenden Schubkräfte vermittelt und haben eine Art disharmonische Faltung hervorgerufen. Beiderseitigen Druck unterworfen, wurden die Werfener Schiefer stark zusammengepresst, die spröden Kalkstein- und Dolomitmassen dagegen wurden durch Biegungsbeanspruchung zerklüftet und von ihrer Unterlage losgerissen, ja auch einigermassen verschoben. Die an den Grenzen und im Inneren der Kalksteintafeln beobachtete ejektiven Bewegungen weisen darauf hin, dass die aktive Beweglichkeit des Schieferkomplexes verhältnismässig gross war und in der Ausgestaltung der Struktur eine entscheidende Rolle hatte. In solcher Weise haben sich grössere Falten ausgebildet und den flachen Synklinallen gegenüber treten in den steileren Antiklinalen die untertriassischen Bildungen stark gefältelt auf. (Siehe die Profile.) An den Stellen, wo die Gesteinsbeanspruchung die Festigkeitsgrenze der Kalkstein- oder Dolomitmasse überschritt, entstanden tiefgreifende Klüfte längs des Streichens, die das schuppenartige Eindringen der Liegendschiefer ermöglichten. Natürlich trafen an den Grenzen der wie Klemmbacken eines Schraubstockes wirksamen paläozoischen Gebirgsumrahmungen die aggressivsten Schubkräfte mit den geringsten Gesteinswiderständen zusammen, daher hier die stärkste Verschuppung eintrat.

Der unterschiedende Wirkungsweise des Grundgebirgsrahmens entsprechend entstand eine bilaterale Struktur, deren Leitrichtungen sich im grossen und ganzen an die strukturellen Linien des Grundgebirges anpassen. Der durch Falten, aufgerissene Falten, schuppenartige Aufschiebungen gekennzeichnete Aufbau wurde durch synchrone horizontale Verschiebungen verwickelt. Die jüngeren Verwerfungen haben nur auf die Ränder gewirkt und haben das originale Strukturbild nicht mehr umgestaltet.

Das Alter der die Faltung hervorrufenden Bewegungen konnte mangels kretazischer oder paläogener Ablagerungen nicht näher bestimmt werden. Analogien des Bükk-Gebirges weisen auf zwischen der Unter- und Mittelkreide abgespielten Hauptbewegungen hin. Diesen folgten wahrscheinlich noch kleineren Bewegungen. In der Gegend von Uppony konnte *Schréter* auch postoberkretazische Bewegungen feststellen. Das ist mit *G. Pantó's* neueren Untersuchungen bei Rudabánya im Einklang, die zur Annahme einer früher (vor der Vererzung) und einer später (nach der Vererzung) eingetretenen Bewegungsphase führten.

Diese Zusammenfassung beruht grösstenteils auf eigenen Beobachtungen. Hauptsächlich bezüglich des Rudabányaer Gebirges musste ich mich auf die Literatur — auf *Pálffy's* vor 25 Jahren durchgeführte Aufnahme — stützen. Die montangeologische Aufnahme von Rudabánya ist soeben im Gange. *G. Pantó's* Resultate beweisen, dass die Struktur des unser grösstes Eisenerzlager enthaltenden Gebirges nicht mehr auf Grund der alten Aufnahmen zu erklären ist. Die neue, auf Detailmessungen beruhende Aufnahme dieses Gebirgs-teiles ist gleichermassen von wissenschaftlichen, wie von praktischen Gesichtspunkte aus erforderlich.

#### IRODALOM — LITERATUR

*Balogh K.*: Szilice környékének földtani viszonyai. A m. k. Földtani Intézet évi jelentése 1941/42.-ről. p. 269—287. — Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Szilice. Jahresbericht der. k. ung. Geologischen Anstalt über das Jahr 1941/42. p. 289—311. — (Részletes irodalomjegyzékkel. — Mit einem ausführlichen Literaturverzeichnis.)

*Balogh K.*: A Mávág diósgyőri forrásfoglalása. Hidrológiai közlöny XXVII. k. 1947. — Captage d'une source karstique à Diósgyőr (Montagne de Bükk, Hongrie du Nord). — Hidrológiai Közöly. Bd. XXVII. 1947. (Ein kurzer französischer Auszug des ungarischen Textes.)

*Balogh K.*: Földtani tanulmányok Pelsőc környékén, továbbá Bódvaszilás és Jósvaló között. Jelentés az 1942. és 1943. évi felvétélről. Kézirat. — Geologische Studien in der Umgebung von Pelsőc; ferner in der Gegend zwischen Bódvaszilás und Jósvaló. Bericht von 1942. und 1943. Handschrift.

*Földvári A.*: Szendrő, Meszes és Abod közti terület földtani viszonyai. A m. k. Földtani Intézet évi jelentései az 1936/38.-ról. II. k. p. 819—824. — Bericht über die geologischen Verhältnisse des zwischen den Gemeinden Szendrő, Meszes und Abod liegenden Gebietes. Jahresberichte d. k. ung. Geol. Anstalt über 1936/38. Bd. II. p. 825—830.

*Janáček J.*: Geologische Studie der Turna-er (Torna) Mulde. Mitteilungen der Tschechischen Akad. d. Wissenschaften, Praha 1940.

*Pálffy M.*: A Rudabányai hegység geológiai viszonyai és vasérctelepei. A m. k. Földtani Intézet évkönyve, XXVI. k. — Geologie und Eisenerzlagertstätten des Gebirges von Rudabánya, Jahrbuch, d. k. ung. Geol. Anstalt, Bd. XXVI.

*Pantó G.*: Szerkezeti és ércképződési megfigyelések a Rudabánya—Tornaszentandrás vasércvonulaton. — Structural control of metasomatism in the iron ore deposits of the Rudabánya-region. — Földt. Int. Évi jelentés B) Beszámoló, X. 1948.

*Schréter Z.*: A Bükk-hegység geológiája. Beszámoló a m. k. Földtani Int. vitatüléseinek munkálatairól. A m. k. Földt. Int. 1943. évi jelentésének függeléke. — Nur ungarisch.)

*Suj, J.*: Contributions à la géologie de la partie Sud-Est des Montagnes du Špis et du Gemer en Tchécoslovaquie. I. Géologie du terrain entre Zlatá Idka et Stitník, Carpatice, Bd. I. B. 1936. Praha.

*Wachtl, J.*: Das Karbon zwischen Dobsina und Koterbachy im nordwestlichen Teil des Slavakischen Erzgebirges. Šborník státn. geol. ustavu Č. S. R. XII, Praha, 1938.

## HOZZÁSZÓLÁSOK.

*Schréter Zoltán*: *Balogh Kálmán*nak a Gömör-Tornai Karszt rétegtani és hegy szerkezeti viszonyairól tartott előadása hézagpotló. Számos geológus járt e területen; de annak mindig csak egy-egy kisebb részén, sohasem az egész karsztvidéken. Tettek is közzé értékes dolgozatokat, de éppen az összefoglalás, az általános szemlélet hiányzott erről a területről. Hogy az előadó ilyen általános áttekintést tudott nyújtani erről a vidékről, segítségére siet az a körülmény, hogy alkalma volt az egész karsztvidéket részletesen tanulmányozni.

A terület rétegtanát tisztázta. Azelőtt a nagy fennsíkokat felépítő világos mészköveket mind a felső triászba helyezték. Amikor Aggtelek környékén rövid ideig térképeztem, kövületek segélyével sikerült megállapítanom, hogy a világos mészkövek, legalább is nagy részük, a középső triászba tartozik. *Balogh Kálmán* ezen a nyomon elindulva kimutatta, hogy a fennsíkokat alkotó mészkövek nagyobb része csakugyan középső triász korú, bár a felső triász is képviselve van, hallstatti jellegű világos és vörös mészkövek képében. Ez a triász paleogeográfiájára vonatkozólag fontos adat.

Az előadó erőszakoltnak tartja *Pálffy*nak a rudabányai és a délibakonyi triász képződmények párhuzamosítására vonatkozó kísérletét. Ebben az előadónak bizonyos mértékig igazat adok, bár az Aggtelek környékéről írt jelentésemben én is ugyan ezt a hibát követtem el. De menteségünkre szolgáljon az, hogy a Bakony korszerűen feldolgozott triász faunája és jól szintezett rétegsora állott előttünk, mint legközelebbi olyan terület, amellyel az analógiát kereshettük.

A szerkezetet szépen megvilágította az előadó, úgy, hogy erről is jó és kimerítő képet nyertünk, ahhoz nincs hozzátenni való. Mindössze a Bükk-hegységgel kapcsolatban teszek egy megjegyzést. Tény az, hogy szerkezetileg a Bükk-hegység sokkal bonyolultabb, mint a Gömör-Tornai Karszt. Teljesen igaz van az előadónak abban, hogy a Bükk-hegység, mint gyökérzóna — esetleges takarók feltételezése esetében — nem jöhet számításba. Már azért sem, mert egyebek között a Bükk területén meglehetősen elterjedt, az alsó triászba sorolt kovapalák és radiolaritok a Gömör-Tornai Karszton ismeretlenek. Véleményem tehát egyezik az előadóval az ismeretett mészkőöv autochton származása, helyzete és hegy szerkezete tekintetében; az én véleményem szerint sincs e vidéken nagyobb szabású takarószerkezet.

*Vigh Gyula*: A Gömör-Tornai Karsztvidékről adott szerkezeti kép sok tekintetben más, mint amilyenek azt eddig ismertük. — A dernői Somhegygel kapcsolatban megjegyzi, hogy azt teljes redőnek, önnálló takarórögnek tekinti. A Somhegy É-i lábán alul paleozoós fillit, majd werfeni pala figyelhető meg, feljebb a Somhegy háromszög alakú középső és felső triász mészköröge következik. Kornalipa-pusztánál ugyancsak megvannak az áttolódás bázisát képező seisi homokkövek. A Somhegy világos mészköveihez oldalt kisebb rögökben a kösseni rétegek, az alsó- sőt a középső liász csatlakoznak, amelyek a délibb területekről ismeretlenek. Ezek ugyancsak a takaróhoz tartoznak.

*Balogh Kálmán:* Válaszában kifejti, hogy a mellékelt 5. sz. szelvényen szándékosan leegyszerűsítve ábrázolta a Somhegy környékének valóban bonyolult szerkezeti viszonyait. Tette ezt elsősorban azért, mert a Csermosnya-völgy nem volt munkaterülete, mindössze egy, *Bartkó Lajos*-sal megtett, kiránduláson szerzett személyes impressziókat. A *Vigh Gyula* által említett adatokat ismeri, előadásában rájuk hivatkozott, bemutatott 75.000-es térképén feltüntette, említett szelvénye megszerkesztésekor pedig figyelembe vette azokat. A Somhegy É-i lábán *Böckh H.* térképezett ugyan verfeni palákat, *Bartkó* szerint azonban ezek is a fillitesoportba tartoznak. A Somhegy tetejéről (kb. 800 m tszf.) *Vigh*, továbbá *Andrusov-Suf* mészalagát említenek (*Teutloporella herculea*, ladini em.). Kornalipától ÉK-re — kb 540 m tszf. magasságban — viszont már felső-triász jellegű nagy lycodus-átmetszeteket mutatott *Bartkó Lajos* az előadónak. A Somhegy képződményei tehát D-felé haladva fiatalodnak, s a kösseni és liászrögök sávjai is a D-i oldalon csatlakoznak hozzá. Az É-i lejtőalj fillitjei DK-nek dőlnek (*Böckh H.* adata). A Somhegy egész morfológiai képe D-ről É felé áttolt rögre vall. Előadó szerint azonban a Kornalipától D-re, a Szilicei-fennsík 750 m körüli magasságig meredeken kiemelkedő lejtőjén kifejezett D-i dőlésben megjelenő és folytonos sort alkotó seisi, campili stb. képződmények nem képezhetik bázisát a Somhegy mészkörögének; ellenkezőleg, csak ennek fedőjében, illetve erre rátolt helyzetben képzelhetők el. A kösseni és liász előfordulásokat a szilicei szinklinális ez áttolódása alkalmával keletkezett kísérő pikkelyekként hajlandó felfogni. — A juraképződmények előadó szerint könnyen beilleszthetők a karsztvidék rétegsorába; a nyugodtabb szerkezetű területekről való hiányzásukat a rétegsor magasabb részének nagymértékű lepusztulása eléggé magyarázza. A felsőbb tagok (a hallstatti fáciesű felső triász, a kösseni rétegek és pláne a liász) viszont természetesen csupán ott maradtak meg, ahol tektonikai komplikációk következtében viszonylag alacsonyabb tszf.-i magasságba kerültek.





# BESZÁMOLÓ A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET 1948. ÉVI 3. VITAÜLÉSÉRŐL.

Elnök:

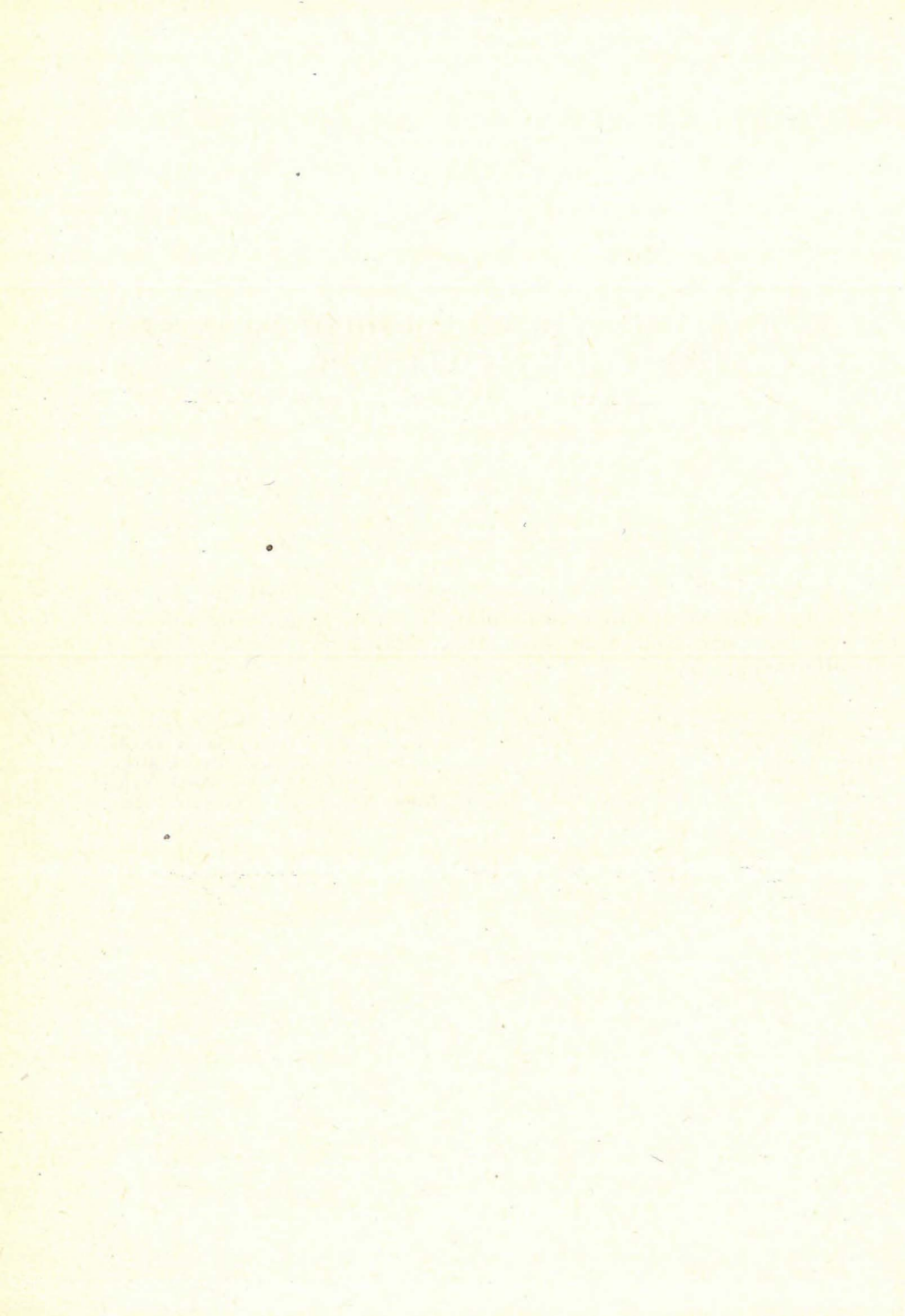
*Vigh Gyula.*

Tárgy:

*Jaskó Sándor: A Mátyás-hegyi barlang.*

(1948 április 23-án a Földtani Intézet és a Magyarhoni Földtani Társulat közös tanulmányi kirándulást tett a barlang megtekintésére, az előadó vezetésével. A hozzászólások részben erre a kirándulásra vonatkoztak.)

Jelen voltak: Albert Béla, Bartók Lajos, Bertalan Károly, Csajághy Gábor, Domokos Olga, Fraknóy Vera, Földvári Aladár, Hegedüs Gyula, Jakucs László, Jaskó Sándor, Jaskó Sándorné, Kalmár László, Kessler Hubert, Markó István, Mohos Béla, Miklóssy Géza, Nagy Károly, id. Noszky Jenő, Osváth Emilia, Pávai Vajna Ferenc, Puskás Lajos, Rákusz Ilona, Remner János, Scherf Emil, Schréter Zoltán, Simon Béla, Szecsődi Miklós, Szép Béla, Tamás Ida, Tregele Kálmán, Venkovits István, Vigh Gyula.



DR. JASKÓ SÁNDOR:

## A MÁTYÁSHEGYI-BARLANG.

A Budapesti Egyetemi Túrlista Egyesület vezetősége 1948 március 17-én bejelentette a Földtani Intézet igazgatóságának, hogy az óbudai Mátyáshegyi-barlangban nagy kiterjedésű, eddig ismeretlen barlangszakaszra bukkant és azzal a kéréssel fordult az intézet igazgatóságához, hogy az igazgatóság bízjon meg egy geológust, hogy az üregrendszert velük megvizsgálja. A Földtani Intézet igazgatóságának rendeletére március 24-től április 11-ig a barlang eddig ismeretlen részeit felmértem a túrlista egyesület tagjaival, alaprajzot és szelvényeket készítve. Hogy magasságadatait a tengerszintre viszonyíthassuk, bejáratának magasságát beszínteztük a legközelebbi magassági ponthoz. Ez a Pálvölgyi-út 2. sz. ház falában elhelyezett 1397. sz. magassági tárcsa 205.862. m. t. sz. f. A mérésekben és számításokban főleg *Kalmár László* okl. középiskolai matematikatanár, az újabb barlangágak kikutatásában pedig *Bertalan Károly* tanár, *Mohos Béla* mérnök-hallgató és a BETE több tagja fejtett ki buzgó tevékenységet. A Természetbarátok Túrlista Egyesülete részéről *Venkovits István*, *Gajdos Imre*, *Puskás Lajos* és *Kincses Júlia* vettek részt a barlang kikutatásában.

Megjegyzendő, hogy 1948 decemberében a Földtani intézet igazgatóságának rendeletére pótlólag felmértem a nyáron és ősszel a túristák által felfedezett újabb részeket is: Geográfus-terem, Geográfus folyosó, Keleti-omladék-folyosó, Imre-terem, Kompas-ág, Sárdagasztó-hasadék. A nyomtatás késése miatt dolgozatom már ezen legújabb barlangrészek adataival kiegészítve jelenhetett meg; ezért egy-két helyen bővebb áprilisi előadásomnál. A Mátyáshegyi-barlang Óbudán, a Pálvölgyi-cseppkőbarlangtól ÉK-re levő kőfejtőből nyílik. Itt a sziklafal tövében régebben egy alacsony nyíláson lehetett bejutni a már évtizedek óta ismert Tűzoltó-barlangba (5. p. 2.). 1944-ben a Futura megszerezve az ingatlan tulajdonjogát, léggömbösi óvóhely céljára mesterséges tárnahálózatot robbantott a sziklafalba. Az óvóhely építéskor szerzővel felmérte a Futura a Tűzoltó-barlangot, hogy a magasabban fekvő barlangrészeket az óvóhelyhez kapcsolják és hogy építkezéskor a mélyebb üregek boltozatát elkerülve, meg-

előzzék a váratlan beszakadásból származó baleseteket. Az óvóhely építéskor néhány kisebb új üregre akadtak. Ezen üregek egyikének végében 1948 március 7-én sikerült *Mohos Bélának* a sziklatörmelék közötti igen szűk résen átbujva felfedezni a barlang legújabb, azelőtt emberektől még soha nem járt nagykiterjedésű részeinek bejáratát.

A Mátyáshegyi-barlang 1948 decemberéig ismert összes ágainak hosszúsága — beleszámítva a 370 m hosszú mesterségesen készített óvóhelyet is — a folyosók tengelyvonalának vízszintes vetületét mérve: 2310 méter. Ez a több mint két kilométer hosszú, rendkívül bonyolult, több emeletben elhelyezkedő üreghálózat tehát hazánk második legnagyobb barlangja. Csak az Aggteleki-barlang múlja felül. A Mátyáshegyi-barlang járatainak hosszúsága és termeinek terjedelmes volta révén messze túlszárnyalja a Budai-hegység többi barlangját. A Pálvölgyi-barlang 980 m, a Ferenchegyi-barlang 870 m, a Szemlőhegyi-barlang 810 m hosszú. A solymári Ördöglyuk-barlang pontos kiterjedése megfelelő térkép hiányában nem ismeretes.

A Mátyáshegyi-barlang kiterjedését a csatolt alaprajz és szelvények ábrázolják. Az üregrendszer felszínre vezető bejáratai mind a MOSZK (a Futura jogutóda) tulajdonát képező 16.078. sz. ingatlanra (kőfejtő) esnek. A barlang zöme a 16.082/1. telekkönyvi számú, bokros, köves, kipusztult erdőterület alatt fekszik. A barlang délnyugati vége a 16.134/1., 16.134/2. és 16.083. számú ingatlanok (vízmosás) alá nyúlik. A Mátyáshegyi-barlang részei a következők:

1. *Felsőbarlang*. 60 m hosszú, egy előcsarnokból és két folyosóból áll. Bejárata (II.) 211 m. t. f. sz. magasan van. Az előcsarnok alja lőszerrobbantás következtében berogyott és eltörölt az alatta lévő óvóhelyfolyosót. A keleti barlangágat elfalazták, a délkeleti ág pedig kürtővel összeköttetésben van a mesterséges óvóhellyel.

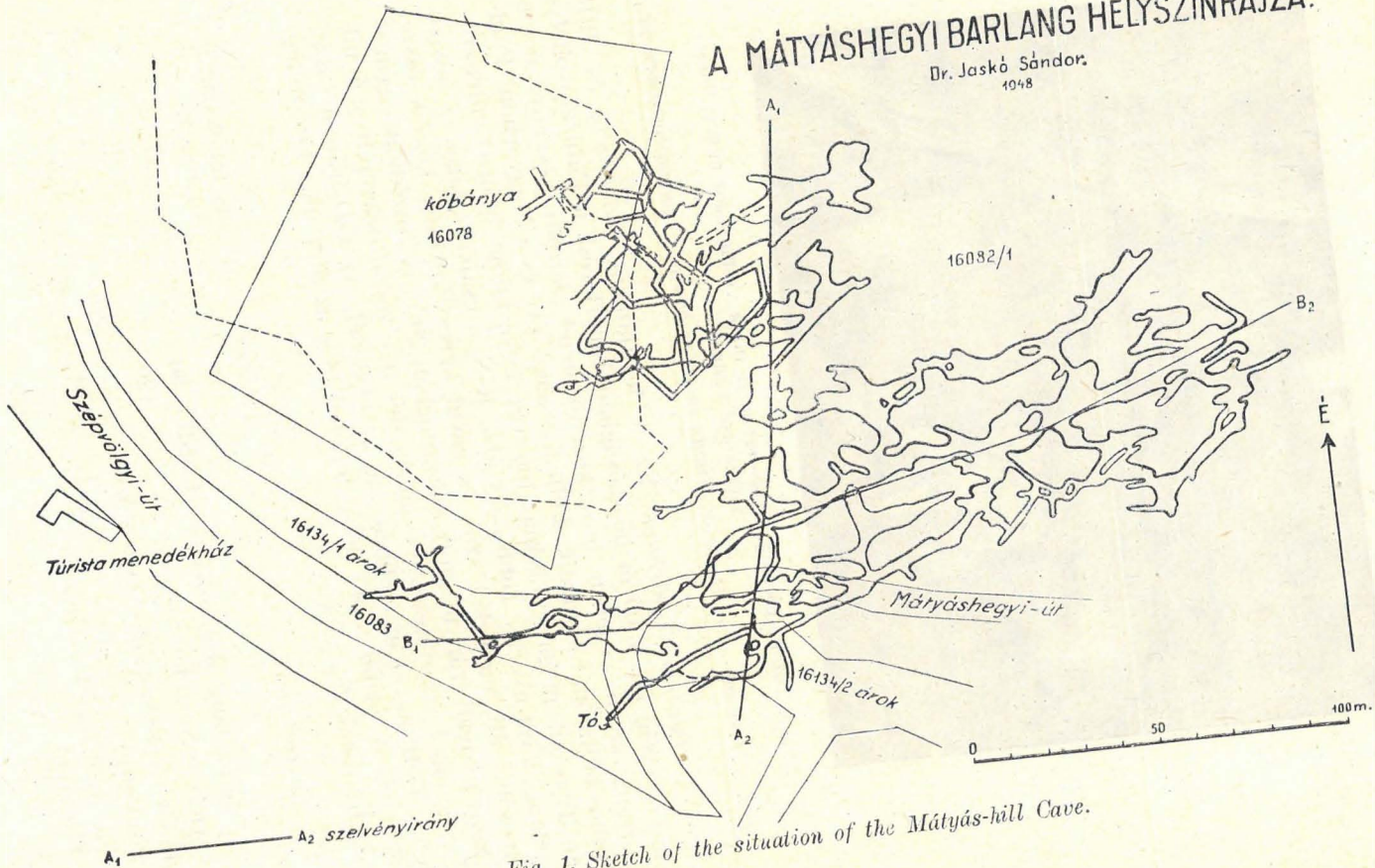
2. *A mesterségesen kirobbantott légoltalmi óvóhely*. Három bejárata van (I., III., IV.). Ezek közül a középső (III.) 202 m. t. f. sz. magasságban nyílik ki és a régi Tűzoltó-barlangág bejáratának kilágítása révén keletkezett. A mesterséges tárnák hossza 370 m, térfogata kb. 2000 m<sup>3</sup>.

3. *A Tűzoltó-barlangág*. Járatainak hossza 240 m, legmélyebb pontja 26 méterrel mélyebben van a bejáratnál. Több szintben elhelyezkedő üregei egyetlen KÉK—NyDNY irányú sziklahasadék mentén alakultak ki. A Kerekteremből 5 m magas kürtő vezet a Magas-Folyosóba. Az «F 8.» mérőponttól nyugatra ugyancsak egy függőleges kürtő vezet felfelé a légoltalmi óvóhelyre. Legnagyobb ürege az Óriás-terem (2. kép).

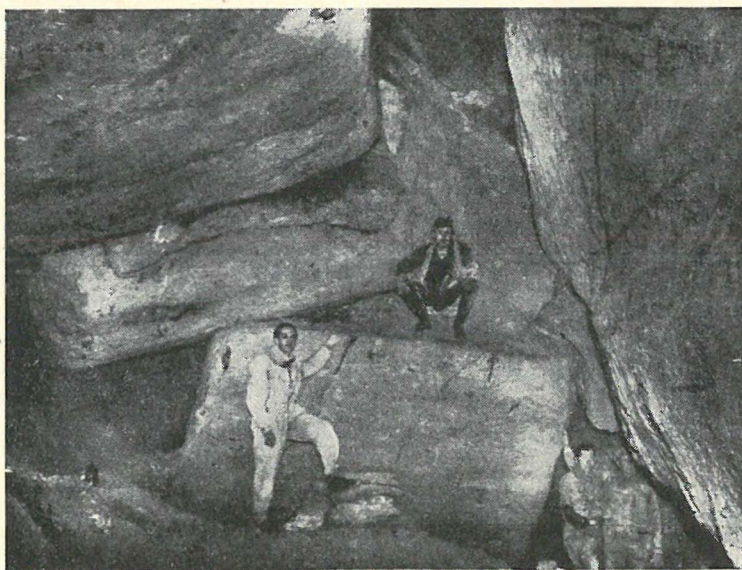
4. *Futura-óvóhelybarlang*. 80 m hosszú barlangszakasz, bejárata a légoltalmi tárnából majdnem a Tűzoltóág bejáratával szemközt nyílik. Az óvóhely építéskor fedezték fel. Lépcsők építésével és a talaj egyengetésével óvóhellyé alakították át

# A MÁTYÁSHEGYI BARLANG HELYSZINRAJZA.

Dr. Jaskó Sándor.  
1948



1. kép. — Fig. 1. Sketch of the situation of the Mátyás-hill Cave.



2. kep. Tűzoltó-barlang. Óriás-terem. A falak vastagpados nummulinás mészkőből vannak.

*Fig. 2. Fireman cave, Room of Giants in thick banked Nummulitic limestone.*

5. *Centenáris-barlang.* Ez a legújabban felfedezett és 1948 decemberéig kb. 1500 m hosszúságban ismert rész a Futura-óvóhely-barlang keleti végében lévő közettörmelék közötti keskeny, ú. n. Mohos-bujtatonál kezdődik. Felfedezésének éve és a Magyarhoni Földtani Társulat megalapításának 100 éves évfordulója után a Centenáris-barlang nevet nyerte. Több nagyjából K-Ny-i csapású, tágas és hosszú folyosóból áll, melyeket szűk és rövid keresztfolyosók kötnek össze. A kelet-nyugati irányú főfolyosók átlagban 20 m-re húzódnak egymástól, nagyjából vízszintesek, s északról dél felé haladó sorrendben mindegyik 10—10 m-rel mélyebben van az előzőnél. Az É-D irányú összekötő folyosók pedig mind délre lejtnek. Ez az általános közetréteg-dőlési iránynak felel meg.

A folyosó neve	Hossza m	Átlagos fenékszintje m. t. sz. f.
1. Óvóhely-barlang Mohos-bujtató-Ebédlő	90	190
2. Nagyterem-Névtelen-folyosó	120	180
3. Színház-terem-Cseppköves-terem-Óriások-útja	170	170
4. Tölcsér-Egérfogó-Imre-terem-BETE-terem	230	166

Déli irányban mind hosszabb folyosók következnek. Említésre méltó, hogy a Tölcsér-terem és a Keleti-omladékos folyosó felső járatai 20—30 m-re megközelítik a felszínt. Ezen a helyen apró gerincesek subfossilis maradványait és jelenleg is élő denevéreket találtunk. Ezek valahol a Pálvölgyi-árok oldalából, a lejtő törmelék kövei közötti lyukon juthattak be a barlangba.

A Sárdagasztó-hasadék, «T-folyosó» és Törmelék-labirintus alja 140—150 m. t. sz. f. magasan húzódik közvetlenül a Sziklahegy és BETEREM alatt. Ez tehát már nem illik bele az előző járatok szabályos sorrendjébe. Itt ugyanúgy, egy függőleges sziklahasadék mentén keletkeztek az egymás alatti barlangrészek, mint a Tűzoltó-barlangszakaszban. A Törmelék-labirintus kb. 40 m hosszú és 20 m széles üreg, melyet hatalmas berogyott kőzettömbök töltenek ki hézagosan. Ez a hatalmas berogyás éppen a vízmosás alatt fekszik. Valószínű, hogy a völgynek ez a része részben a berogyás révén keletkezett. Az Aggteleki-barlang rogyásos, sziklatömbös részei is mind töbrök, völgyek alatt vannak. A Törmelék-labirintus bonyolult útvesztőjének határai nehezen vonhatók meg, mert maga a környező sziklafal is repedezett. Ezért a térképen és szelvényeken is csak hozzávetőlegesen húztam meg határait.

A Törmelék-labirintus déli fala mentén leereszkedhetünk a barlang legmélyebb szintjébe, az Agyagos patak folyosójába. Ez szilárd sziklafalak között képződött, délnyugat felé lejtő folyosó, melyben a 153 mérési pontnál, 136 m. t. f. sz. magasságban vízfolyás szivárog elő egy szűk részből. A patakocska víze több helyről gyűlik össze. Délről a Törmelék-labirintus falának repedései, kelet felől a Kompassz-ág, nyugatról a T-ág és Rövid-folyosó vezetnek ide csepegő, lefelé szivárgó vizet, mely itt a Törmelék-labirintus alján, mint egy tölcsér legmélyebb pontján patakká egyesülnek. Megfigyelhető, hogy az említett barlangszakaszoknak különösen a Szépvölgyi-árok alatt fekvő részei igen nedvesek mindig. A patakocska vízhozama a felszíni csapadék mennyiségéhez igazodva változik. Rendszerint nem több egy-két percliternél. A gömbölyű, görgetett, vízhorrdta kavicsok és a partokra lerakott iszap azt bizonyítják, hogy víze időnkint erősen megáradhat. Kétségtelen, hogy a Hármashatárhegy felől jövő Szépvölgyi-árokban záporok alkalmával összefutó víz javarésze itt szivárog a mélybe. A vízfolyás 50 méteren keresztül követhető egy lejtősen délnyugat felé süllyedő barlangfolyosóban. A folyosó végén kb. 10 m<sup>2</sup> felületű tavacska van. A tó tulsó végén a barlangmennyezet majdnem egész a víz szintjéig süllyed. A szifonon átbújva rövidesen újabb és mélyebb szifon állja útunkat, melynek folytatása ismeretlen.

A Pálvölgyi-barlang Rádium-terme *Barbie* szerint 97 m mélységben van a bejáratától (1). (Tengerszint feletti magasságát nem adja meg.) Ha ez az adat valóban helytálló, úgy a Pálvölgyi-barlang alsó részei szintén megközelítenék a karsztvízszintet. A további kutatás fogja eldönteni, hogy a Pálvölgyi-barlang alatt is megvan-e az élő

patakbarlang s hogy ez összefügg-e a Mátyáshegyi-barlang Agyagos-patakával. A két barlang jelenleg ismert legközelebbi pontjai még kb. 100 m-re vannak egymástól.

A Buda-Pilisi-hegységben már régebben ismertünk víznyelő barlangokat; ilyenek pl. a csobánkai Macska-barlang és a *Hampel* által leírt ürömi ponor (3). A pilisszentkereszti Szurdokvölgyi-barlang a szurdok oldalán nyíló zomboly, mely több mint 10 m-rel a jelenlegi völgytalp alá vezet; ennek fenekén földalatti patakmederre bukkantunk, ez azonban a beomlott törmelék miatt csak rövid szakaszon volt követhető (4 és 11). Itt tehát egymás fölött két patak folyik, egy a felszínen és egy a föld alatt. Kétségtelen, hogy a Buda-Pilisi-hegység forrásokban való szegénysége a hegység mélykarszt voltának következménye. Kb. 70 millió m<sup>3</sup>-re becsülhető évenként a mélybe szivárgó víz mennyisége a hegység egész területén (7).

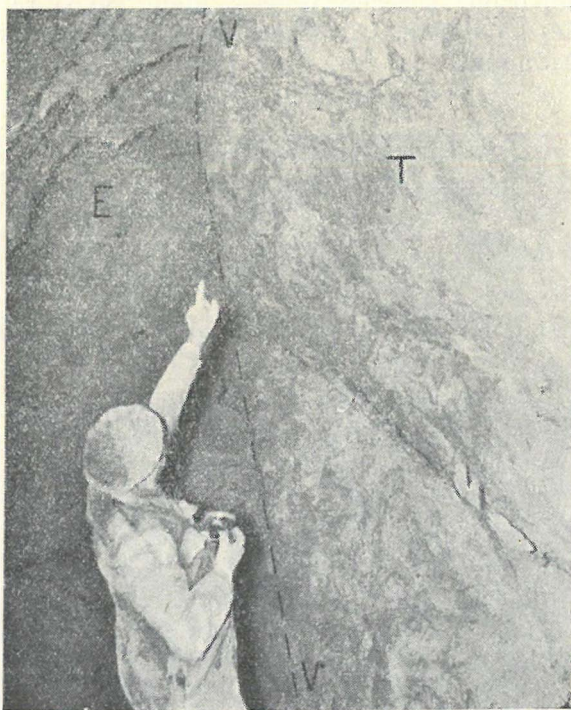
Az üreghálózat legkényelmesebben járható részei az Óvóhely-barlangszakasz és a mesterséges tárók. Ezek talaját elgyengítették, a lejtőkön lépcsőket építettek. Egyszerűen az I. sz. bejárat közelében van egy kb. 10 m-es szakasz frissen beomlott törmelékkel eltömve. Egy-két szűkebb átbújástól eltekintve, aránylag könnyen és veszélytelenül bejárhatók az újonnan felfedezett Centenáris-szakasz főfolyosói, egész a Vadvizek-útjának végéig (44. sz. mérési pont). Csak sziklamászásban jártas és megfelelően felszerelt egyének járhatják be a következő szakaszokat: Tűzoltó-barlang, Geográfus-terem, Geográfus-folyosó, Tölcsér, Keleti-omladék-folyosó Imre-terem, Földtani Intézeti-terem, Bete-terem, stb. Vannak ember számára járhatatlanul szűk, igen keskeny hasadékok is, melyek csak a hangot és lámpafényt vezetik át egyik teremből a másikba. Ilyen a Színházból a Bete-teremig vezető észak-dél irányú repedés, továbbá a Földtani Intézet-teremének mennyezetéről fölfelé nyíló hasadék, mely a főágra vezet a Laci-lépcső és a Színház között. Keskeny, járhatatlan sziklarepedés van az 57. és 211. méréspontok között, a Keleti-omladékos-folyosóban is. A Sáros-tó szifonjain áthatolva, a Pálvölgyi-cseppkővesbarlang folyosói alá tartó patakbarlangot remélhetünk. További új szakaszok lehetnek még a Keleti-omladék-folyosó, Kompas-ág és Sárdagasztó-hasadék szűk, omladékos végein is. A Törmelék-labirintus tervszerű, alapos átkutatása kiderítené, merre nyílnak falából tovább vezető repedések.

Meteorológiai észleléseket 1944 márciusában a Tűzoltó-barlangban és a Felső-barlangban végeztem. Mindkét helyen 10–11 fok C hőmérséklet és 80–85% páratartalom van. 1948 április 17-én *Bidló Gábor*, a Forráskutató Osztály tagja, mérése szerint a Sáros-tónál a levegő hőmérséklete +13°C, a tó vizének hőmérséklete +11.4°C volt.

A Mátyáshegyi-barlang zöme felső eocén korú nummulinás mészkőben van. Ez a bejáratnál 150/30° dőlésű. Azonos dőlés mérhető a mesterséges táróban is. A 37. sz. mérési pontnál (Vadvizek-útja) 170/30° dőlés mérhető. A barlang felső kürtői helyenkint de-



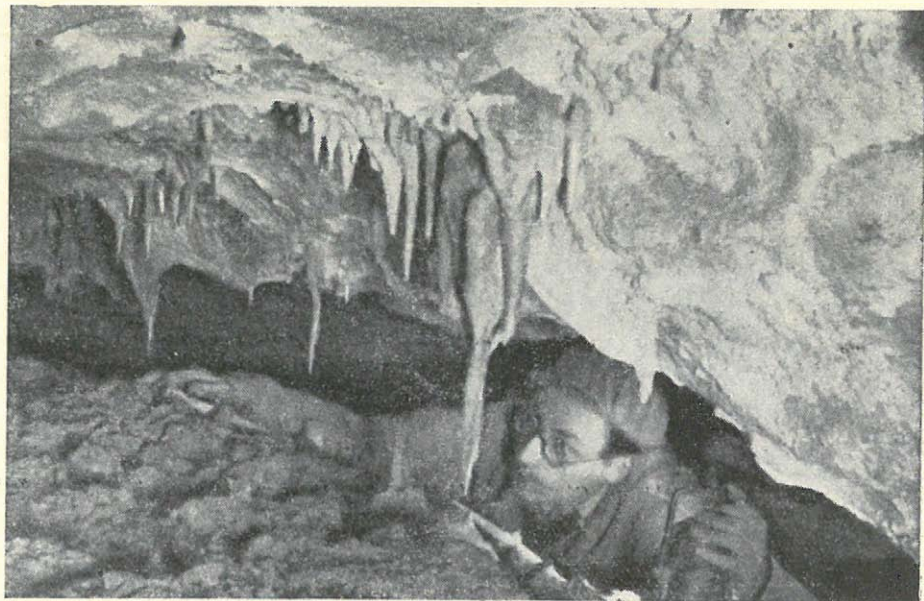
nyúlnak a briozoás márgába is, mely konkordáns a nummulinás mészkővel. A briozoás márgában a barlang felett a felszínen is lehet több ponton dőlést mérni: a bejáratától 30 m-re délre  $150/40^\circ$ , a régi zsidótemető alsó végén a vízmosásban  $180/23^\circ$ , a Névtelen-barlangág keleti vége fölé eső kis kőfejlőben  $155/45^\circ$ . Ennek az általános déli, ill. délkeleti dőlésnek következménye, hogy a főfolyosók csapás mentén futva vízszintesek, míg a dőlésirányban haladó keresztvasadékok mind átlag  $30^\circ$  alatt délre lejtnek. Az üregrendszer tehát a nummulinás mészkő padjait követi. A Pálvölgyi- és Ferenchegyi-barlangok folyosói ÉNy-DK és ÉK-DNy irányú diaklázis-rendszer mentén alakultak ki. A Mátyáshegyi-barlangban ez a jelenség főleg a Cseppkőves-terem, Imre-terem, Egérfogó és Tölcsér szakaszon található, itt az alaprajzon jól felismerhetők az átlag  $120-130$  és  $50-230$  csapású sziklarepedések. Az eocén rétegek felülete a barlangban sok helyen erősen mállott. A kőületek ezért igen könnyen kipreparálhatók. A falból kiálló Pecten, Nummulina, Echinodermata, stb. vázrészecék lépten-nyomon szembeötlenek.



3. kép. Tűzoltó-barlang. Hátsó-terem. E = eocén mészkő, T = triasz mészkő, V = rátolódási sík.

*Fig. 3. Fireman cave, back-room. E = Eocene limestone, T = Triassic limestone, V = overthrust plane.*

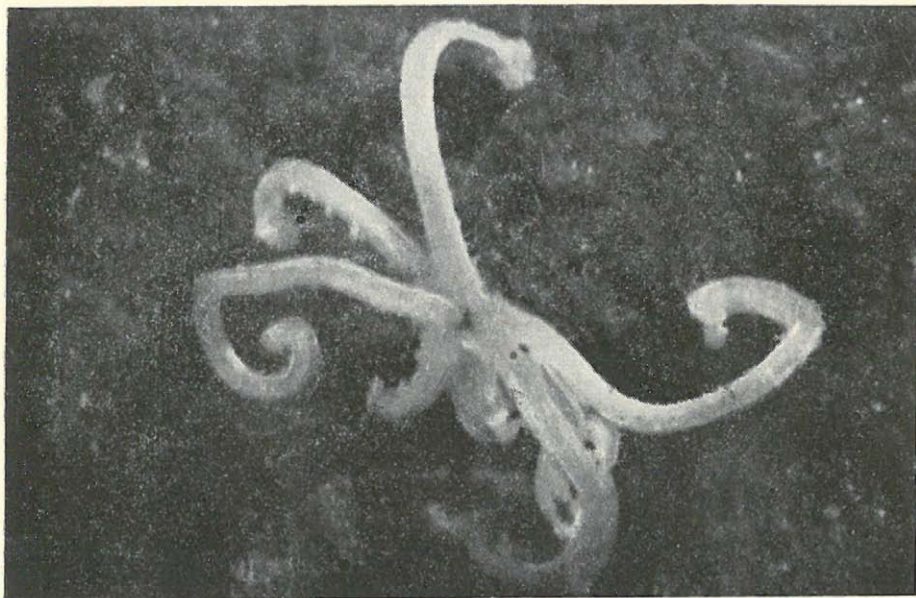
Felső triász kori szaruköves mészkő két helyen ismeretes eddig a barlangból. Az egyik előfordulás a Tűzoltó-barlang hátsó termének északi falán egy  $80-85^\circ$  meredeken 20 irányba lejtő tektonikai sík mentén feltolódva erősen összetört állapotban látható (3. kép). Ez az előfordulás a Pálvölgyben régóta ismeretes raibli mészkő felszíni kibúvásának mélybeli folytatása és a barlangban valamint a felszínen észlelhető törésvonalak pontosan egymás kiegészítését adják. A szaruköves mészkő másik előfordulása az agyagos patak mentén látható. Itt a barlangfolyosó átfut az eocén mészkő bázisán és vékony pados triász mészkőbe jut. A sorokban elhelyezkedő tojásdad szarukőgumók kidomborodnak az erősen karrosodott mészkő felületéből. A folyosó triász mészkőben halad egészen a tóig, tehát több mint 50 m-t. A triász mészkő dőlése az eocén réteghatárnál  $170/43^\circ$ , 20 m-rel lejjebb  $190/52^\circ$ . A triász rétegek tehát ugyanúgy délfelé lejtnek, mint az eocén, de annál kissé meredekebben. *Pávai Vajna* a raibli mészkő felszíni kibúvását az eocén mészkő felé határoló vetősíkról szénpala elfenődött nyomait írta le (10). Szénpalát seholsem találtunk a barlangban. A tóparton meredek vetődés után  $280/65^\circ$ -ra változik a szaruköves mészkő dőlése. A szaruköves mészkőben kalcitosodott kagylónyomok vannak.



4. kép. Stalaktitok a Kineseskamrában. (Markó I. felvétele)

Fig. 3. Stalactites in the Mátyás-hill cave. (Photo Markó I.)

A barlangban az idősebb kőzethasadékok mentén több helyen kovasavas-meszes kitöltések (gejzirit), továbbá barit és kalcit kristályok fordulnak elő. A Tűzoltó-barlangág alsó folyosójában több cm nagyságú borsárga kalcit szkalenoéderek találhatóak. A kristálycsúcsok közötti hézagokat meszes iszap töltötte ki, mely megszilárdulva negatív pszeudomorfozákat eredményezett. Szép kalcitkristályok vannak a Szülőlyuknál is. Pár dm nagyságú stalaktitok és stalagmitok főleg a Cseppköves-teremben és Kincseskamrában találhatóak (4. kép), de előfordulnak az alsó, szaruköves mészkőben levő járatokban is. Külön figyelmet érdemelnek az 1–2 cm nagy szíromalakúan megcsavarodott gipszkristályok, melyek néha rózsaszerű csoportokká társulnak (5. kép).



5. kép. Csavarodott gipszkristályok csoportja az Ebédlőtől keletre eső járat falán.  
(Markó I. felvétele.)

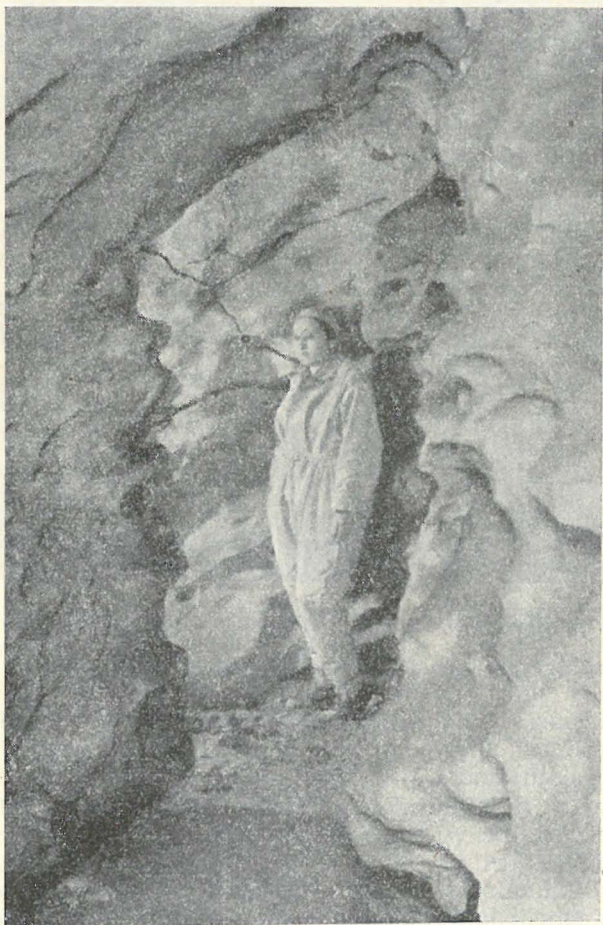
*Fig. 5. Group of turned gypsum crystals. (Photo Markó I.)*

A ma már szárazon álló felső barlangrészben több dm átmérőjű korrodált üstszerű mélyedések különösen a Nagyterem mennyezetén és a Vadvizek-útjának falán fordulnak elő nagy számban, mindkét helyen kemény, nummulinás mészkőben (6. kép). Ettől eltérő a jelenlegi élőkarstsztintbe eső alsó járat szaruköves mészkővének normálisan karrosodott felülete. Érdekes morfológiai kisformák az Agyagos-patak folyosójának oldal falain a magas vízállások által odarakott és a falról leszivárgó víz által lemosott felületű agyagban visszamaradó kis földpiramisok. Ezek nagysága alig pár dm, de hí másai a felszínen régóta ismert hasonló eredetű alakulatoknak.

Hajdani patakhordaléknyomokat több helyen láthatunk a magasabb, ma már többé-kevésbé száraz barlangágakban is. A 180-as mérési pontnál 1—2 dm vastag, kavics- és agyagrétegek megismétlődő egymásratelepülései töltik fel a barlang fenekét. Jól láthatjuk ezt a Kompaszág újonnan bevágódott árkának oldalfalában is.

Anélkül, hogy a budai barlangok eredete és a hévforrások közötti kapcsolatok kérdését fejtegetném, csupán röviden mutatok rá arra, hogy a Mátyáshegyi-barlang fejlődésében három időszakot különböztetünk meg:

1. A kőzetpedések mentén felszálló hévizek gejzirit, kalcit és barit teléreket eredményeztek.



6. kép. Vadvizek útja. Korrodált felületű nummulinás mészkő. (Markó J. felvétele.)  
 Fig. 6. Corroded surface of nummulitic limestone. (Photo Markó J.)

2. Kioldódtak a barlang felső emeletének üregei. Az oldást végző víz hőfoka és áramlási iránya nem ismeretes biztosan. A mennyezet és falak üstszerű bemélyedéseiből következtetve, áramló víz töltötte meg az üregeket.

3. A felső barlangemelet szárazzá válik. A vékonypados, kevésbé ellenálló briozoamárgában beomlások keletkeznek: az üregek mennyezetéről leváló sziklatömbök egymásra halmozódnak, és a márga mállásából visszamaradó agyaggal együtt eltömnik a felszínre vezető nyílásokat és megszakítják az összeköttetést a barlangfolyosó egyes részei között. A vastagpados nummulitmészköben az üregek falai és mennyezete tartósabbak. Itt megindul a cseppkőképződés. Gipsz csapódik ki (valószínűleg a szulfátos szivárgó vízből). A mélyben új, vizes barlangjáratok alakulnak ki az élő karsztvízszinten. Igen feltűnő különbség van ezen mélyfekvésű élő patakbarlangágak jelenleg fejlődő korróziós formái és a magasan fekvő, pusztuló barlangágak beomlások révén keletkező friss repedései, kőzettömbjei között (6. kép).

Az első időszak a Dunavölgy bevágódása előtt volt, vagyis a levantikumban. A második időszak valószínűleg a kiscelli párkánysíkkal egyidejű (jégkor). A harmadik időszak a kiscelli párkánysíknál fiatalabb, tehát postglaciális és holocén. A kiscelli párkánysík magassága 143—150 m. t. sz. f. (12). Ez az a szint, mely a Duna völgyének bevágódása után a karsztvízszint és hévizek egyidejű lesüllyedésének következtében a barlang fejlődésében is megnyilvánult. A barlang legalján levő Sáros-tó felszínét 111 m. t. sz. f. magasságúnak számítottuk ki. Még mérőműszereink tökéletlenségéből adódó esetleges 1—2 m eltérést is tekintetbe véve, kimondhatjuk, hogy az élő karsztvízszinthez jutottunk le. A Császár- és Lukács-fürdők meleg forrásai 2 km-re vannak és tengerszint feletti magasságuk 106—108 m. E forrásokban, mint ismeretes, a hegy felől jövő karsztvíz — majdnem 10 m<sup>3</sup> percenként — keveredik helyenként a pesti síkság felől feltörő forró vizekkel. A szomszédos források ásványos tartalmának és hőmérsékletének különbségei a kétfajta víz keveredési hányadától függenek. (9). A karsztvízszint esése tehát km-ként 1—2 m lehet. Ennél összehasonlíthatatlanul nagyobb esése volt az Agyagos-pataknak a szifonig, mely 50 m-es vízszintes vetületű távolságon 25 m-re süllyedt. Eltekintve a dunaparti termákhöz keveredő hideg vizektől, a Budai-hegységben eddig csupán néhány furásból ismerjük a karsztvizet. Fővárosunk egyre növekvő vízszükségletének kielégítésére valószínűleg a karsztvizet igénybe kell majd vennünk. E probléma fontosságát előre mutatja, hogy az utóbbi évtizedben egyedül a Hidrológiai Közlöny hasábjain *Láng S., Papp F., Vadász E., Vitális S., Vigh Gy., Farkass K.* és mások tollából több mint 10 beható értekezés jelent meg a Budai-hegység karsztvizének feltárásáról. Melegforrásaink védelmére is szükséges a feljükk áramló hidegvizek ismerete. Tudományos és gyakorlati szempontból tehát egyaránt fontos volna a Mátyás-hegyi-barlang alsó emeletén rendszeres hidrológiai megfigyeléseket végezni, továbbá az alsó, részben vízzel töltött üregeket minél nagyobb

kiterjedésben bejárni és feltérképezni. A Mátyáshegyi-barlang felkutatása és tanulmányozása tehát még korántsem tekinthető befejezettnek. Jelen beszámolómban csupán a Földtani Intézet igazgatóságának rendelkezésére 1948. évben végzett térképezés eredményeit foglaltam össze. Az Agyagos-tó vizének kémiai vizsgálatát *Venkovits István* és a Forráskutató Osztály végezte el. E vegyvizsgálatok eredményéről ők fognak beszámolni. Triász karsztvizeink jellegzetes vegyi összetételéről számos adatot közölt már *Szenttornyai, Szádeczky, Vadász* és még többen. Itt csupán annyit kívánok megjegyezni, hogy amennyiben a Sáros-tó vize nem azonos összetételű az említett szerzőktől régebben leírt karsztvizekkel, úgy a különbség azzal magyarázható, hogy itt az eocén rétegeken át felülről lefelé szivárgó víz gyűlt össze s nem évezredek óta triász mészkőben tárolódott ú. n. őskarsztvízről van szó.

Kérdéses, hogy a Budai-hegységben a jelenlegi karsztvízszinten alakulhatott-e ki nagyobb patakbarlang a pleisztocén óta eltelt geológiai értelemben véve rövid idő alatt. Lehetséges az is, hogy a hévíforrás működés és az eocén előtti karsztosodás már régebben is üregeket hozott létre. Ugyancsak fontos tényező a karsztosodó kőzetek elterjedtsége is. Nem ismerjük a raibli mészkő határait a föld alatt. A Mátyás-hegy északi lejtőjén és a Szemlő-hegy keleti lejtőjén már dolomit az eocén fekszik, ez pedig bár a vizet elnyeli, de üregképzésre kevésbé alkalmas. A Margit-szigeti III. sz. fúrás dachstein mészkőbe jutott. (13). Ez jó barlangképző kőzet. Tektonikus hatásokra különféle kőzetek kerültek így egymás szomszédságába, ami lényegesen befolyásolhatja a karszthidrológiát.

# A MÁTYÁSHEGYI-BARLANG.

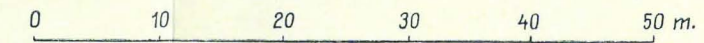
A FÖLDTANI INTÉZET IGAZGATÓSÁGÁNAK RENDELETÉRE

Felmérték:

Dr. Jaskó Sándor osztálygeológus, egyet. m. tanár  
vezetésével

Dr. Bertalan Károly, Haranghy Péter, Kalmár László,  
Mohos Béla, Perjés Sándor stb. a B.E.T.E.  
barlangkutató szakosztályának tagjai.

BUDAPEST, 1948.



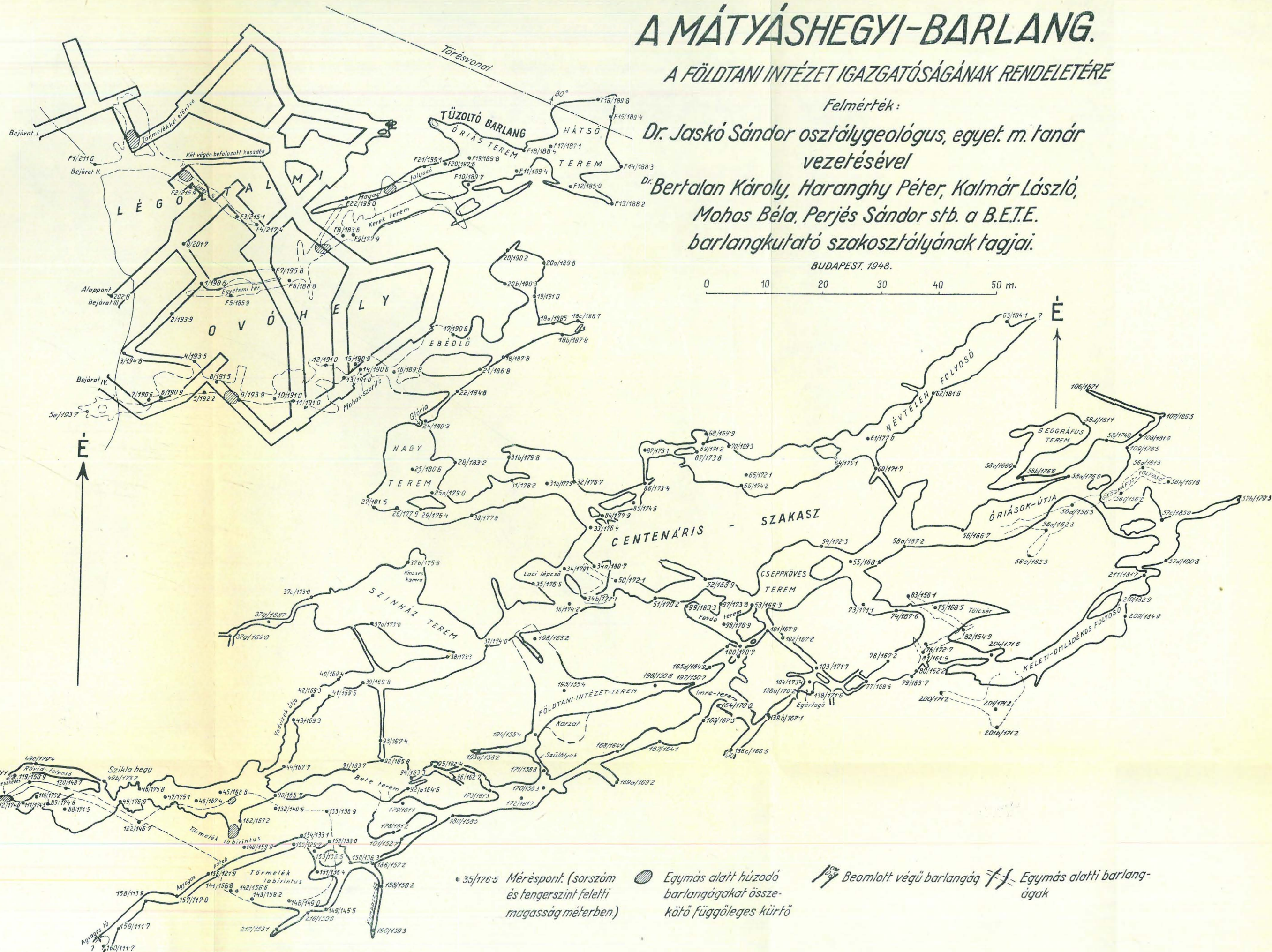
THE MATYÁS-HILL CAVE.

Mapped by

S. Jaskó and members of the Budapest  
University Mountaineering Club.

Symbols:

- Numbered measurement points with altitudes above sea level.
- Vents connecting passages of different levels.
- Crushed passages.
- Passages crossing each other on different levels.



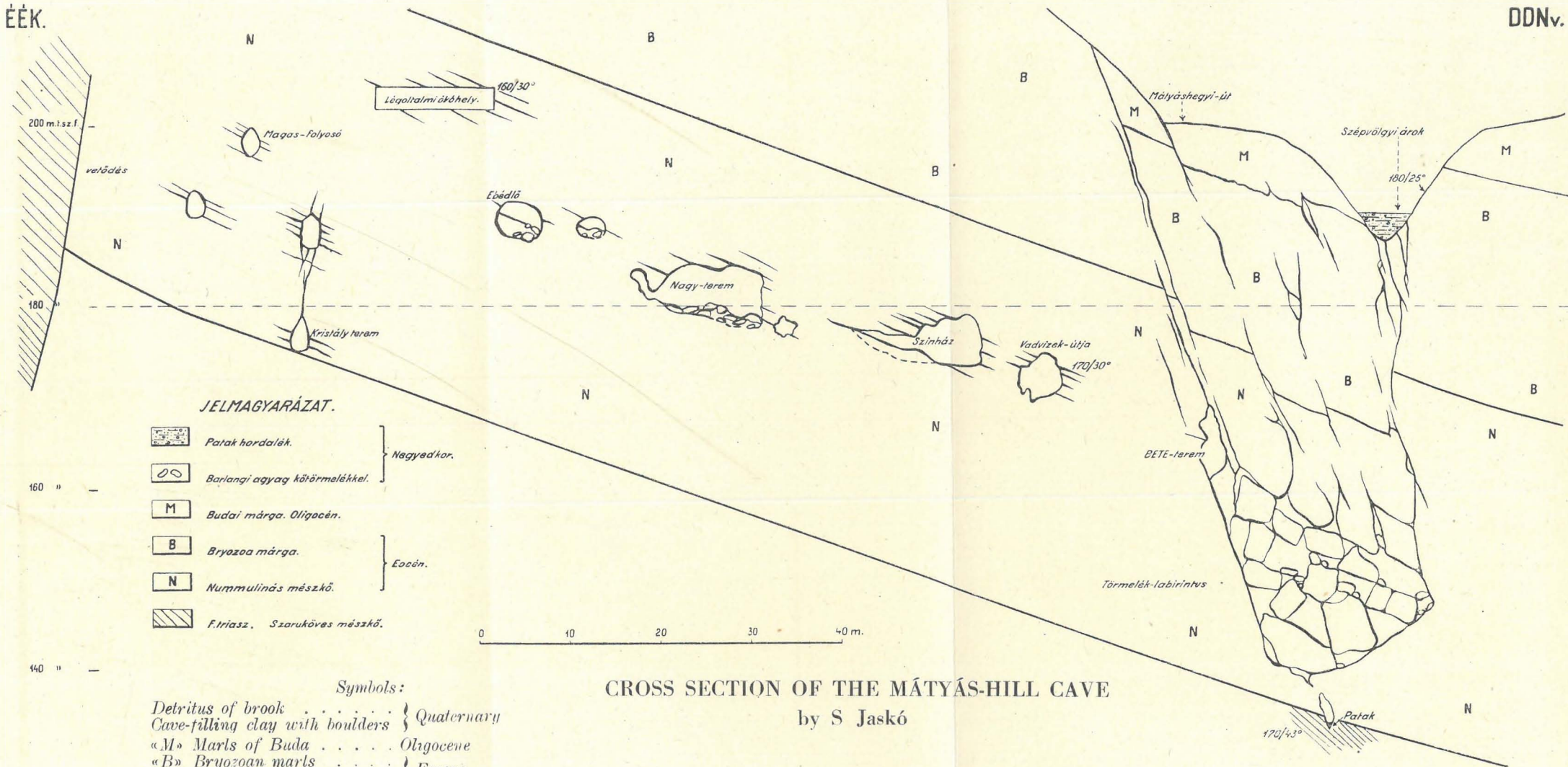
# KERESZTSZELVÉNY A MÁTYÁSHEGYI BARLANGRÓL.

Dr. Jaskó Sándor.

1948.

ÉÉK.

DDNv.



## JELMAGYARÁZAT.

- |  |                               |              |
|--|-------------------------------|--------------|
|  | Patak hordalék.               | } Negyedkor. |
|  | Barlangi agyag kötőrmelékkel. |              |
|  | Budai márga. Oligocén.        | } Eocén.     |
|  | Bryozoa márga.                |              |
|  | Nummulinás mészkő.            |              |
|  | Frisz. Szaruköves mészkő.     |              |

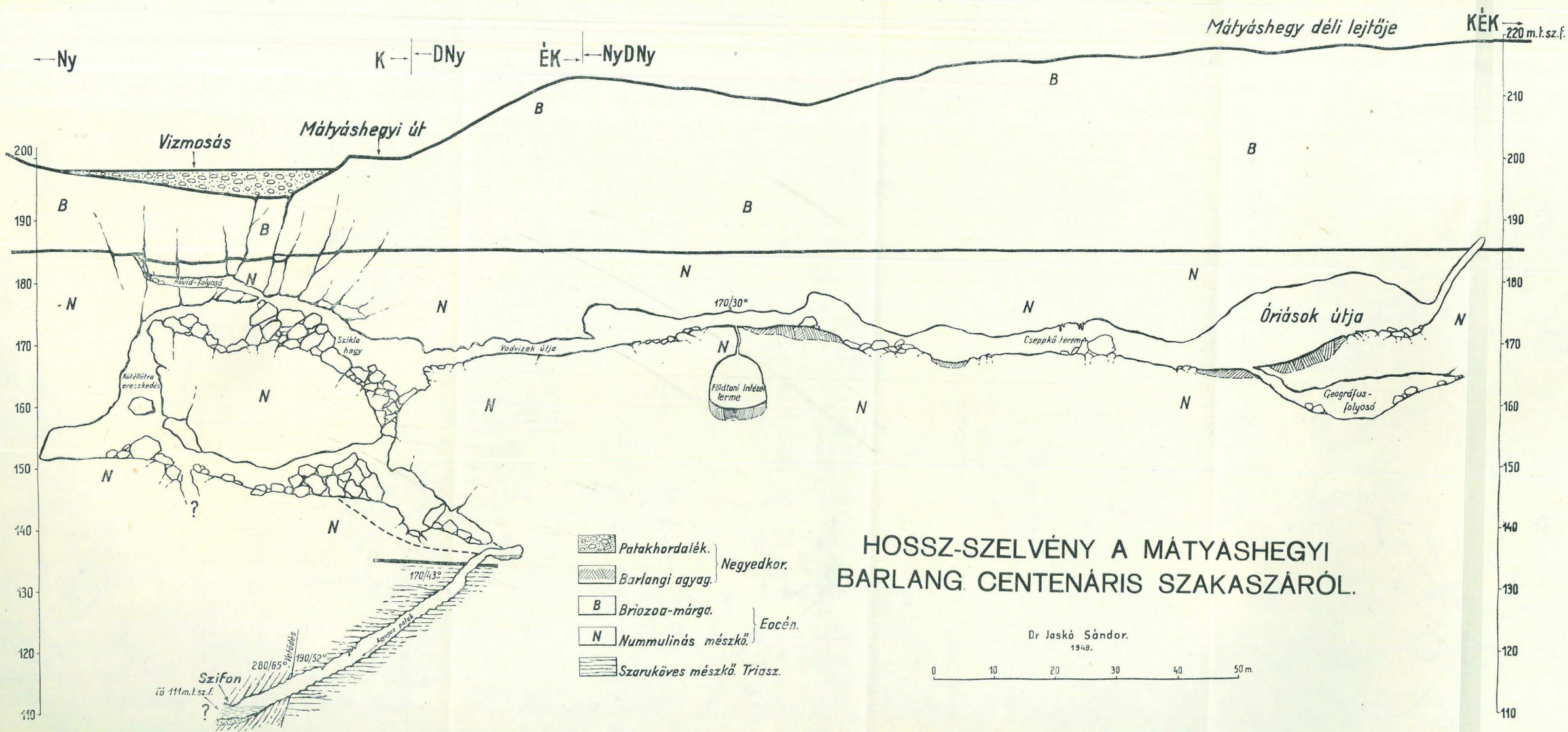
## Symbols:

- |                                 |                |
|---------------------------------|----------------|
| Detritus of brook               | } Quaternary   |
| Cave-filling clay with boulders |                |
| «M» Marls of Buda               | Oligocene      |
| «B» Bryozoan marls              | } Eocene       |
| «N» Nummulitic limestones       |                |
| Cherty limestones               | Upper Triassic |

## CROSS SECTION OF THE MÁTYÁS-HILL CAVE

by S Jaskó





LONGITUDINAL SECTION OF THE CENTENARY SECTION IN THE MÁTYÁS-HILL CAVE.

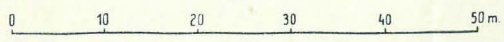
by S. Jaskó.

Symbols:

- Detritus of brook } Quaternary
- Cave-filling clay } Quaternary
- „B“ Bryozoan marls } Eocene
- „N“ Nummulitic limestones } Eocene
- Cherty limestones } Triassic.

HOSSZ-SZELVÉNY A MÁTYÁSHEGYI BARLANG CENTENÁRIS SZAKASZÁRÓL.

Dr Jaskó Sándor.  
1948.



- Patakfordalék. } Negyedkor.
- Barlangi agyag. } Negyedkor.
- Briozoa-márga. } Eocén.
- Nummulinás mészkő. } Eocén.
- Szaruköves mészkő. Triász.

210  
200  
190  
180  
170  
160  
150  
140  
130  
120  
110

## A NEW CAVE IN THE MÁTYÁS-HILL NEAR BUDAPEST.

BY S. JASKÓ.

In March 1948 the Geological Institute got the information from Budapest University Mountaineering Club, that a new extensive cave system has been found connected with the known Mátyás-hill cave, and a geological survey was wanted. By order of the Geological Institute, author undertook the survey of the new cave assisted by members of the Mountaineering Club. *K. Bertalan*, *L. Kalmár* and *B. Mohos* rendered especially worthy services.

The «Fireman-cave» having its entrance from the quarry of the Mátyás-hill opposite to the Pálvölgy-cave is known since long time. (5. p. 2.). In 1944 artificial air-shelters have been excavated by the Futura Association joining to the «Fireman-cave». The cuts of the air-shelter reached some cavities filled with débris. *B. Mohos* succeeded the 7<sup>th</sup> of March in finding through a narrow opening of the débris access to the further cavern system (see enclosed maps and section.).

In the Mátyás-hill cave-system five parts can be distinguished as shown on the annexed map: 1. Upper-cave, 60 m long, having a vestibule and two corridors. Entrance in 211 m alt. 2. Artificial air shelter with 370 m long drifts. 3. Fireman cave, 240 m long, vertical extension 26 m. 4. Futura-cave, 80 m long, has been exposed by the artificial air shelter and connected with it by stairs. 5. Centenary-cave (called from the centenary year of the Hungarian war of independence and of the Hungarian Geological Society (1848—1948), approximately 1500 m long, vertical extension approximately 80 m. Between 190 and 160 m alt. four E—W directed almost horizontal corridors have been discovered following the strike of limestone banks in 20—30 m distances along the southwards dipping limestone bank (vertically 10 m below each other) connected by inclined transversal passages. From the lowest corridor one can descend through the «Labyrinth» consisting of steep, narrow passages between blocks of a crushed zone to the deepest part of the cave,

the «Corridor of muddy brook». Here in 136 m alt. water is trickling along a fissure of the limestone, and the «brook» can be followed along the 50 m long corridor to the bottom of the cave (approximately 111 m alt.) where a small lake is formed. The water-course is controlled by the quantity of rainfalls. Normally its quantity does not exceed 2 litre/min. but rounded gravels, and deposited mud testify that a conspicuous quantity of rain-water running usually along the ditch of Szépvölgy enters often the cave.

It is possible that the Mátyás-hill cave is connected with the Pálvölgy-cave. Though connecting passage has not been yet discovered, the two systems lie fairly near to each other and reach to almost equal depth, a common watercourse is therefore very probable. Swallow-holes have been reported from different parts of the Buda-Pilis mountains. (3. 4. 8.) The quantity of swallowed water is estimated for 70 million cu. metres yearly throughout the whole mountain. (7.)

The uppermost formation exposed by the cave is the Upper Eocene Bryozoan marl observable in the highest vents. The bulk of the cave is included by Upper Eocene Nummulitic limestones. Both Eocene formations lie concordantly having a general SE dip of 30°. Fossils can be found on the wall of the passages emerging beautifully from the decomposed limestone surface. Pecten, Nummulina and echinodermata relics are frequent.

Upper Triassic (Lower Karnian) cherty limestone is exposed on two parts of the cave. In the back-room of the Fireman-cave a steep «schuppen» of the cherty limestone is exposed being in connection with the outcrop known since long time in the Pálvölgy. The «Corridor of muddy brook» passing through the bottom of the nummulitic limestone gets in cherty limestone and follows it on a 50 m section. The cave gives an excellent exposure of the thin bedded limestone with chert concretions arranged in rows. Wonderful corrosion forms can be studied here. The Triassic beds have a southern dip of nearly 50°, greater than the Eocene.

Mineral depositions along fractures are geysirites, barite and calcite. Calcite occurs in yellow skalenohedral crystals. On some places stalactites and stalagmites has been formed. Especially interesting are the horn-like turned gypsum crystals. (see fig. 5.)

In the formation of the Mátyás-hill cave three stages can be established:

1. Deposition of geysirite, barite and calcite along fissures.
2. Excavation of the upper passages. (Temperature and direction of dissolving currents is unknown.)
3. Draining of the upper passages, formation of stalactites.

The first stage preceded the formation of the actual Danube bed (Levantine), the second one might coincide with the formation of the Kiscell terrace, (glacial period), and the third stage might be postglacial.

The water level of the lake on the bottom of the cave (111 m alt.) might represent the main Karst-water level, being only a few metre higher, than the thermal springs of the Császár and Lukács baths. Here the thermal water ascending along deep fissures is mingled with approximately 10 cu. metre/min. cold Karst-water. The hydrological and chemical study of the «Muddy creek» of the Mátyás-hill cave might furnish important contributions to the knowledge of Karst-water system in the Buda mountain.

It is questionable whether on the actual Karst-water level any extensive cave system might have been formed since the Pleistocene. It is possible however that passages have been dissolved previously to the deposition of Eocene nummulitic limestones. Formation of caves being controlled by the occurrence of limestones suitable for dissolution of cavities a special attention is to be paid to the distribution of Upper Triassic (Noric) Dachstein limestone exposed e. g. by drilling No III. of the Margaret-Island.

#### IDEZETT IRODALOM. — REFERENCES.

1. *Barbie Lajos*: A Pálvölgyi-barlang. Turisták Lapja XLIX. köt. 59. o. 1937.
2. *Borbás Ilona*: A Szépvölgy és barlangjai morfológiája. Barlangvilág. IV. köt. 25. o. 1934.
3. *Hampel Ferenc*: Az ürömi víznyelő. Magyar Katonai Szemle, 1940. évf. 12. szám.
4. *Jaskó Sándor*: Adatok a Pilis-hegység hidrogeológiájához. Hidr. Közl. 17. köt. 309. o.
5. *Jaskó Sándor*: A Pálvölgy-rózsadombi barlangvidék. Term. Tud. Közl. 1936.
6. *Jaskó Sándor*: A Centenáris-barlang. Természettudomány, 1948. III. évf. 6. sz.
7. *Láng Sándor*: A karsztvíz kérdése Budapest Székesfőváros vízellátásában. Hidr. Közl. XXII. 335. o. 1942.
8. *Kéz Andor*: A Duna győr-budapesti szakaszának kialakulása. Földr. Közl. 1934.
9. *Papp Ferenc*: Budapest gyógyvizei. Hidr. Közl. XX. köt. 68. o. 1940.
10. *Pávai-Vajna Ferenc*: Új kőzetelőfordulások a Gellérthegyen etc. Földt. Közl. LXIV. 1934.
11. *Schönvinszky László*: A Pilis-hegység barlangjai. Turisták Lapja. XI. IX. köt. 148. o. 1937.
12. *Vigh Gyula*: A karsztvíz kutatás kérdése a Budai-hegységben. Hidr. Közl. XX. köt. 1940.
13. *Vigh Gyula*: Új melegforrás a Margitszigeten. Földt. Közl. LXXI. köt. 1941.

#### HOZZASZÓLÁSOK.

*Venkovits István*: *Jaskó Sándor* hivatkozása kapcsán a következőkben ismertetem a Mátyáshegyi-barlang tavából vett vízminták elemzési adatait. 1948 április 15-én vett vízminta:

víz hőfoka	10.6° C
lúgosság	2.76 német fok
karbonát keménység	7.72 német fok
összes keménység	17.64 német fok
szulfát ion	12—40 mg/lit. között
klór ion	7.00 mg/lit.
szabad CO <sub>2</sub>	3.25 mg/lit.
mészaggresszív CO <sub>2</sub>	nincs

Osszehasonlítva *Csajág*hy 1947-ben végzett elemzési adataival, melyet a Pál-völgyi-barlang egyik csepegő vízmedencéjéből vett vízmintákból nyert:

lúgosság	2,5 német fok
karbonátkeménység	7,2 német fok
összes keménység	18,1 német fok
szulfát ion	14,7 mg/lit.
klorid ion	8,2 mg/lit.

azt tapasztaljuk, hogy a két víz között lényeges eltérés nincs. A Mátyáshegyi-barlang tavának vízvizelmzését *Bidló Gábor* 1948 április 17-én megismételte a következő eredménnyel:

víz hőfoka	11,4° C
száraz maradék	1.0035 g/lit.
változó keménység	8,56 német fok
összes keménység	38,43 német fok

Az összes keménységben jelentősebb eltérés mutatkozik az előbbiekkal szemben. Ez a vizsgálati módok különbözőségének aligha tudható be. A barlangi víznek elemzése azért történt, hogy eldöntsük, hogy a pár négyzetméter területű, iszapos felekeű víz részese-e az erózió-bázis alatt összegyűlő karsztvíznek. Ha pusztán a kémiai összetételt nézzük, határozottan nemmel kell felelnünk. Középhegységeink majdnem kimeríthetetlennek mondható karsztvíze triász időszakú karsztos mészkövekben és dolomitokban, közel állandó kémiai összetétellel, mely karsztvízként raktározódik. Ez az összetétel azonban nagyon eltér a barlangi tó összetételétől. *Csajág*hy Pál-völgyi-barlangból származó vízvizelmzése 210 m. t. sz. f. magasságból, cca 10 m. brizoos márgán és nummulinás mészkövön átszivárgó csapadékvízből származik. Ez az elemzés csaknem tökéletesen megegyezik a barlangi tó vízének elemzési adataival, tehát ezt sem tekinthetjük másnak, mint csapadékvíznek, mely törésrendszereken át nagyon gyorsan jut a mélybe és ott valamilyen (körülmény folytán) felhalmozódik. Felfogásom szerint, annak ellenére, hogy a tó tengerszint feletti magassága megengedné, hogy már a karsztvízszint jelenlétét tételezzük fel és hogy szűk járatok esetében, állandó csapadék-hozzáfolyáskor mód is nyílik a csapadékvíz elűtő kémiai összetételének tartós megtartására, itt nem a karsztvízszinttel állunk szemben, hanem a leszálló karsztvíz egy különleges esetével, mely a magával hozott agyagos törmelékéből önmagának emel gántat. Ilyen agyagos színlők a barlang magasabb részeiben nem ritkák. A karsztvízszint ellen szől egyébként a vízszint határozott esőkkenése is. Közel két métert süllyedt megfigyelésünk tartama alatt (cca 6 hét). Ez viszont a laza, iszapos, kötőmélékes zárórétgre vezethető vissza, mely szivárgással vezet a mélybe a vizet. Hogy ez létrejöheszen, szabad, levegővel telt részeket kell még a mélység felé feltételeznünk. A tengerszint feletti magasságból a karsztvízszintet nagyon közelállónak kell gondolnunk, bár nem szabad elfelejtenünk, hogy itt egy szaruköves mészkőösszetlen vagyunk, mely a mélykarszt vizeivel nem úgy függ össze, mint a jól karsztosodó mészkő és dolomit.

A barlang keletkezésére vonatkozólag meg kell különböztetnünk egy magasabb-szintű, nummulinás mészkőben és brizoos márgában kialakult üregrendszert, melynek formaelemei a vízzel, mint oldószerrel teljesen elborított állapotra utalnak és egy mélyebb-szintű, szaruköves mészkőben kifejlődő járatot, mely a fiatal karszterozió minden bélyegét magán viseli. A meddő vita elkerülése végett nem használok a «termális» víz barlangképzését, csak egyszerűen mészagresszív vizet említek, mely a mészkő mai tengerszint feletti magasságában nem fejthette ki hatását úgy, hogy az alsóbb szaruköves rétegösszletet megkímélte volna. Fel kell tehát tennünk, hogy a nummulinás mészkőösszlet nincs az eredeti helyén, úgyhogy a raibli szaruköves mészkő annyira mentes volt hozadékától, hogy az oldó víz belsejébe nem juthatott. Mivel a hasadékok harántolják a hasadékok koránál idősebb kőzeteket s a nummulinás mészkőben e hasadékok megvannak, a hasadékimertesség általánosságban nem képzelhető el. Kézenfekvőbb és külszíni feltárásban is megfigyelhető, hogy a nummulinás mészkőösszlet toldott fel a szaruköves mészkőre, mégpedig onnan, ahol a mélykarsztvíz teljesen elborította az összletet és benne barlangi rendszert alakított ki. Ugyanez a víz a brizoos márga rétegeiből finom köztörmeléklet és

szerves vázrészeket iszapolt be a hasadékokba, azokat csaknem kitöltve. A kiemelkedés ezután történt. A hasadékok kitöltő anyagokkal együtt erős deformálódást szenvedtek. A vetők újra éledtek. E mozgások következtében hatalmas termek keletkeztek s a lerakódások helyei és tömbjei már nem korrodáltak. Az így létrejött új vízjáratok, melyek a csapadékvizeket vezetik a mélyben, idézik elő a szaruköves mészkő fiatal karszterozióját.

*Pávai Vajna Ferenc:* Egyszeri látogatással részletesebben nem vizsgálhattam át a barlangüreget. Azzal kezdem, hogy ahol a raibli mészkő a külszínen feltolódik az eocén mészkőre, az érintkezési dörzsbreccsiában szénpalarögök is vannak, amiket annakidején *Böckh Hugó* mutatott nekem a helyszínen. Ha rólam nem is, de *Böckh Hugóról* fel lehet tételezni, hogy tudhatta, mi a feltolódás, dörzsbreccsia és szenes pala. Érdekes, hogy a barlang fenekén ennek a feltolódási síknak déli szomszédságában az eocén mészkő már rajta fekszik a raibli mészkővön. Ezt a legutóbbi barlanglátogatás alkalmával és a bemutatott képeken is megfigyelhettük. Dörzsbreccsia azonban itt is található és mint egyesek állítják — a tavas barlangrésznél is. Kétségtelen, hogy itt olyan nagyarányú mozgás nyomaival állunk szemben, amely a triász üledékeket és az eocén mélyebb rétegeit is érintette, s csak a budai márga magasabb rétegei fedik el. Teljesen elfogadhatjuk, amit *Jaskó* előadásában is említett, t. i., hogy a raibli mészkő nem konkordáns település, hanem elszlökációs, magában is ellentétes dőlésű. A raibli mészkő feltörése tehát nemcsak egyirányú volt, hanem összehérlődött, zeg-zugos feltolódási pikkelyeket mutat. A szenes palarögöskék idekerülését sem igen tudjuk megmagyarázni másként, mint azzal, hogy az egész pakli onnan jött, ahol az is ki van fejlődve. Az eocén rátelepülésre közvetlenül mellette újabb gyúrt raibli mészkőrétegek toldódtak fel az egészre. Úgy látszik, a Budai-hegység mélyén térben és időben különböző mélységben elhelyezkedő rétegek itt egymás mellé, sőt fölé kerültek. A másik érdekes probléma az itt található gipszkristályok elhelyezkedésének kérdése. E gipszkristályokat az oldalfalakon és rétegpadokon láthatjuk. Ezek némelyikének eredetét a termális vizek gőzeinek és gázainak hatására is visszavezethetjük. A felül zárt kúrtószzerű mélyedések keletkezésének okát a közetbasadékokban nagy nyomás alatt feltört termális vízugarak és azok gőzeinek, gázainak oldó hatásában látom. Ezt tartom fizikailag és kémiailag okszerűnek. Örvénylés ugyanis csak akkor lehetséges, ha a vízszint felett levegőréteg van. Ez az örvénylő víztömeg nem is juthat el a mennyezetnek olyan elterjedt részeibe, hasadékaiba, ahol itt a kúrtószzerű mélyedéseket találjuk; de ha — amint most is — teljes vízzel való elborítást feltételezünk, úgy ebben az esetben sem tartom valószínűnek ezeknek ily módon való kialakulását. Toscanában jártamkor is láttam ilyen kerek üregeket, ott pedig minden kétséget kizáróan gőzök és gázok hatására keletkeztek. A Várhegy oldalában is láthatók ilyen simafalú mélyedések. Itt semmiképpen sem tételezhetjük fel sem a karsztvíznek korábbi jelenlétét, sem a vízzel való elborítást. Itt is a már leülepedett travertinön keresztül feltört termális víz és annak gőzei és gázai végeztek az oldást. Ezeket a travertinös üregeket különösen jól láthatjuk a várhegyi volt *Ferenc József* tanintézet háta mögött lévő falban és a várhegyi barlangok mennyezetén. Ha feltételezhetjük a termális víznek oldó hatását, e vizek rádiumentartalmával kapcsolatosan az itt található oldási maradványok ilyenirányú vizsgálatai esetleg érdekes eredményekre vezetnének, amelyekhez közönséges karsztvíz, vagy barlangi víz oldása esetén nem juthatnánk. A cseppkövek tényleg karsztvíz oldási termékek, feltétlenül más eredetűek, mint a falakon előforduló gipszkristályok.

Visszatérve az itt előforduló és korábban feltételezett vizek problémájára, megemlítem, hogy fontosnak tartom a karsztvíz kérdését is. Megjegyzem, hogy a termális vizek szintje általában 105—106 m. t. f. sz. a budai hegyek lábánál. Sokaig foglalkoztam azzal a gondolattal, hogy a felakadó langyos forrásokat, ha megfelelő módon foglalhatnók azokat, megóvnók a karsztvízzel való keveredéstől, ill. követve a forrás irányát, megállapíthatnók a keveredés helyét és mérvét. Kétségtelen, hogy pl. a Duna vízszintingadozásának is van hatása hévforrásainkra, de az a vízszint ingadozásában és mennyiségének változásában jut kifejezésre és nem kémiai elváltozásban. Ma már ebben is lekritizálom önmagamot, mert a különböző vizek, különböző oldatok nem keverednek egymással, csak bizonyos szigorú fizikai törvények szerint.

A langyos forrásaink Budán egyszerűen felszínre ömlő fosszilis karsztvizek. A tavas barlangrésznél ebben a barlangban tehát nem keveredett a récents karsztvíz sem a Dunával, sem termális vizekkel.

*Venkovits* hozzászólásához még az a megjegyzésem volna, hogy a raibli mészkő van feltelődve az cocén mészkőre és lehet, hogy megfordítva is, a tavas barlangrésznél.

*Venkovits István:* A barlang belsejében nagyon nehéz áttekinteni a tektonikai képet. Ha következetesen csak jelenség megfigyelésekre szorítokunk, akkor is láthatjuk, hogy a raibli szaruköves mészkő és a nummulinás mészkőösszetétel, nem egy folyamat eredményeit mutatják. Már előbbi felszólalásomban vázoltam ennek valószínű okát. A nummulinás mészkő csak úgy nyerhette e formaelemait, ha az oldószert teljesen elborította. Az oldószert mibenlétét magam is termális víznek tartom. A mai csapadékvízből származó karsztvizek már útjukban elvesztik agresszív széndioxidtartalmukat. Szabad széndioxidtartalmuk vagy 5—10 mg/lit vagy egyáltalán nincs. Honnan van tehát a mélykarsztvízben 45—60 mg/lit szabad CO<sub>2</sub>, mert lúgossági fokuk a szénsavon kívül oldásra is visszavezethető, mely a hőmérséklet növekedésével tetemes is lehet, 25° C-on 14 mg/lit? Termális vizeink jelentős része mészaggresszív. Mélységbeli szénsavtermelő folyamatokra kell gondolnunk, s így természetes, hogy a barit is mint hidrotermális ásvány megjelenik. A gőzök okozta újbegyformák itt nem jöhetnek számításba, mert a jelenség itt általános.

*Kessler Hubert:* Borsó-cseppköveket a barlangban több helyen találhatunk. Úgyanez a helyzet a Szemlőhegyi-barlangnál és Ferenchegyi-barlangnál is. Ezeknél is feltételezhető a vízzel való elborítás és ennek nyomait meg is találjuk hasonló képződményeken. Lehetséges, hogy a Mátyáshegyi-barlangban is több borsó-cseppkő volt, azonban utóbb a lefelé áramló vizek lerombolták azokat.

*Scherf Emil:* A barlangi járatok falán látható üstszerű mélyedések és kivájtások keletkezését a mérnökök által jól ismert «kavitáció» jelenséggel hozom kapcsolatba. Ez abban áll, hogy turbulens mozgásban lévő, levegővel kevert víz — csővezetékek és gépek helytelen áramlási kiképzése esetén, — igen rövid idő alatt még acélrészek is hasonló alakú kikapásokat idézhet elő. A barlangi folyamatokra átvéve ezt jelentené, hogy az ilyen üregek (a mennyezeten is) ott keletkezhetnek, ahol a járatok időszakonként niúcsenek teljesen vízzel kitöltve, hanem pl. felhőszakadások idején erős turbulenciával — és talán hordalékkal megrakva is — halad át a víz a majdnem teli járaton. A Mátyáshegyi-barlangnál ehhez figyelembe kell még venni, hogy a mechanikai erozió lehetséges hatását nem a barlangi járatok és az erozióbázis mai viszonylagos helyzete szerint kell megítélni, hanem a hajdani szerint, amikor az lényegesen nagyobb lehetett. Valószínű, hogy az állandóan vízzel kitöltött mélyebb járatokban a hatás kisebb volt.

*Pávai Vajna Ferenc:* Szerintem a raibli mészkövet és az cocén mészkövet egyaránt érte az oldást létrehozó tényező. Megtalálhatjuk az oldási nyomokat mindkét kőzet felszínén. Annyi mindenesetre bizonyos, hogy az oldás nem a karsztvíz hatására jött létre. A kívülélvő termális vizek és azok gőzei elhatolhattak a szétágazó hasadékokba is és ott is kifejthették hatásukat.

*Venkovits István:* Hogy nem a leszálló karsztvíz idézte elő az oldást, azt az elemzési eredményeim is igazolják, amennyiben a vizsgált víz nem tartalmaz észre agresszív széndioxidot. A *Scherf* által említett kavitáció szerepét nem látom igazolva. Hasonló hatás esetleg a szaruköves mészkőösszetelben a tő fölött jöhet létre, melynek mechanikai eredetére (fiatal karszterozió) már utaltam.

*Pávai Vajna Ferenc:* A feltörő vagy csak bugyborékoló gőzök és gázok olyan mélységben agresszívek lehetnek, hogy feltételezhetjük hatásukra e kürtöszzerű mélyedések létrejöttét. A termális vizek oldó hatása esetén feltétlenül nyomára kell jönnünk bizonyos ásványi lerakódásnak, amely a vizek lepadása után vissza kellett maradjon, amint az a hévíz eredetű barlangok ásványos bekérgezésében már ismeretes. Mindenesetre meg kell különböztetnünk két periódust, az egyik arra az időre esik, amikor a barlangban állandó vízfűrés volt, a másik időszak alatt a barlang nagy részben már mentes volt a víztől és az oldási folyamat befejeződött.

*Jakucs László:* Ha egy barlang tudományos feldolgozása közben felmerülő kérdéseket vizsgáljuk, kétségtelen, hogy igen nagy gondot és körültekintő figyelmet kell szentelnünk a keletkezési körülményeknek, mert a keletkezési folyamatnak és a kialakulási tényezőknek az ismeretével a barlang leíró morfológiája és környezetéhez való viszonya is pontosan, törvényes okozatszerűen tisztázódik. A morfológiái részvizsgálatok más barlangokéival összehasonlítva adhatják csak meg a kérdésekre a helyes feleletet.

Ilyen alapon vizsgálva a Centenáris-barlang alakzatait, két, egymástól élesen megkülönböztethető formátípussal találkozunk benne. Az alsó rész, mely még ma is fejlődő karsztos formákat mutat, kétségtelenül a melyre leszivárgó csapadékvíz oldásának és erodáló hatásának köszönheti alakzatait. A járatok a vetőirányokkal egybeesnek. A felső szakaszban azonban olyan formaalakulások vannak, melyek meleg vízre utalnak. Ugyanúgy e mellett bizonyítanak a barlang felső szakaszainak egyes repedéseit kitöltő kovás üledékei, a többi helyen látható elsődleges gipsz- és baritkristályok. Ezek alapján kétféle módon magyarázhatjuk a barlang keletkezését: 1. Lehet, hogy a feltörő, oldóképes melegvizet csak a barlang felső szakaszába hatoltak, ott, ahol működésüknek nyoma ma is kimutatható. Ekkor a mélyebb karsztos járatok csak a hőforrásműködés elapadása után, a felszínről leszivárgó és lefelé vezető repedésekbe behatoló csapadékvizek oldó és erodáló hatására jöttek létre és jönnek létre ma is. 2. Lehet azonban, hogy eredetileg az egész ma ismert barlanghálózat melegvíz által kioldott üreg volt s az alsó részéni csupán a barlang legutóbbi fejlődési szakaszában leszivárgó, sőt lefolyó nagymennyiségű felszíni vizek tüntették el másodlagosan a hőforrás jellegeket. Ez a feltevés valószínűbbnek látszik, mert az átmenet a két formátípus között nem éles, hanem fokozatos.

A barlang felső szakaszában megfigyelt porlódó, laza falrészletek semmiképpen nem tekinthetők a barlangüregeket kioldó hévíz üledékeinek. Ez a megbontott mészkő, mely kéregként vonja be a barlang érintetlen falait, légbeli mállási folyamat eredménye sem lehet, mert a mészkőnek ilyen mállási terméke nincs. Pontosabb vegyi vizsgálatok elvégzése nélkül is nyugodtan azonosítani lehet azonban e jelenséget más hévízforrás-barlang falainak hasonló porlódásával, melyekről ma már tudjuk, hogy a melegvíz hőhatásának a közvetett eredményei.

A barlangban található gipsz két típusban jelentkezik. A dugóhúzószzerűen csavarodott, rostos gipsz és a másodlagos helyen található cseppköves gipszbevonatok alakjában. Ez utóbbiak genetikai bizonyításra természetükön fogva alkalmatlanok lévén, elhanyagolhatók. A csavart gipszet azonban fel lehet használni a hévízműködés bizonyítására. A forró vízből kiváló anhidrit kristályok ugyanis később vízfelvétellel maguktól gipszzé alakulnak át, miközben térfogatuk megnő, megduzzadnak, megcsavarodnak. A csavart formáknak ez a legegyszerűbb magyarázata, tekintetbevéve azt is, hogy az anhidrit mellett még más félreismerhetetlen nyomok is bizonyítják a forró víz feltörését barlangunkban.

*Bertalan Károly:* A barlangban található lemezes cseppkő, barit és gejzirit amellé szólnak, hogy az üregek kialakításában a hévízeknek is szerepük volt. A gömbfülkeszerű bemélyedések azonban nem okvetlenül hévizes eredetűek. Ezeket sok helyütt szintesen kinyúló kulisszák választják el egymástól, ami arra vall, hogy korroziós eredetűek és kialakulásukban fő szerepe a kőzetpadok különböző oldhatóságának volt. Ennek tekintetében a bemélyedések magyarázatára elegendőnek tartom a hideg karsztvíz korrodáló hatását. Az kétségtelen, hogy a felső, régebben szárazra került barlangszakasz síma, legömbölyített, nyugodt morfológiai elemei lényegesen különböznek az alsó, ma is vízjárta barlangszakasz éles formáitól. A felső szakasz egykor szintén éles formáinak a legömbölyítésében fő szerepet az endochton barlangi mállásnak tulajdonítok. Erre vall a barlang talaját vastagon borító málladék is, mely az első bejárás alkalmával a folyosók alján háztetőszzerűen volt felhalmozva, tehát autochton képződésű. Az endochton barlangi mállás erősségét mutatja az is, hogy az oldalfalaknak a felülete a leglazább, szinte porlékony, beljebb pedig egyre szilárdabb struktúrájú. A mállási folyamat gyorsításában szerepe lehetett a termális vizek gőzének is. *Kessler* véleményével ellentétben, nem tartom valószínűnek, hogy egykor ezt a barlangot is a Szemlőhegyi-barlangéhoz hasonló karfiol-cseppkő bélelte



volna, amit később távolított el a hideg karsztvíz, mivel ennek valami védett zúgban nyomának kellett volna maradnia, ilyenét azonban a leg gondosabb keresés mellett sem találtunk. A barlangban jelenleg is képződő hogyóceppkő lecspepítő vizekből keletkezik és nem tavi eredetű.

*Schréter Zoltán:* Az a kérdésem volna, hogy a raibli mészkő csakugyan fel van-e tolvá a nummulinás mészkőre? A bemutatott fényképen ez nagyon szépen látható. A szelvényrajzon azonban úgy látszik, mintha a nummulinás mészkő települne rá a raibli mészkőre. Hivatkoznom kell arra, hogy *Hans Höfer* egyik publikációjában említést tesz arról, hogy egyes vetődések lapja a mélység felé ellenkező irányba átfordulhat és így ha ez a jelen esetben fennforog, az eredeti vetődés feltolódás képét nyújthatná.

*Jaskó Sándor:* Köszönetet mond az értékes hozzászólásokért, különösen pedig Venkovits kollégának az elemzések elvégzéséért. Ő a tó vizét, elemzései alapján, lezálló karsztvíznek minősítette. Csak a tó végén lévő szifonon áthatolva tudnánk meg biztosan, hogy a tó vize összefüggésben van-e karsztvízzel borított egyéb járatokkal.\* Az előadásban igen óvatosan kezelte ezt a kérdést, nem vont le végleges következtetést a vizek kémiai összetételét illetően sem. A hozzászólások kapcsán szóba került feltevéseket, t. i., hogy a barlangban áramlásban lévő hideg-, vagy melegvíz mechanikai hatása, esetleg termális gőz oldása hozta-e létre a jellegzetes alakulatokat, fenntartással kell fogadni, amíg biztos adatokkal alá nem támaszthatjuk feltevéseinket.

*Schréter* kérdéseire, hogy a raibli mészkő rá van-e tolvá a nummulinás mészkőre, megemlíti, hogy a raibli mészkő két helyen is előfordul a barlangban. Alul, az Agyagos-patak mentén a nummulit mészkő diszkordánsan települ a triász mészkő letarolt rétegefejeire. A Tűzoltó-barlangág északkeleti végében ezzel szemben tektonikai vonal mentén érintkezik egymással a triász és az eocén mészkő. Kétségtelen, hogy ez az áttolódási sík rendkívül meredek, néha 80 fokos, amit a felszínen lévő kőfejtőben is észrevehetünk.

*Vigh Gyula:* A hozzászólások nagy számából örömmel állapíthatom meg, hogy a Mátyáshegyi-barlang «Centenárius» szakaszának feltárása és az oda április 23-án vezetett tanulmányi kirándulás számos érdekes karsztproblémára hívta fel a figyelmet. Amikor *Bertalan Károly* és *Jaskó Sándor* március 17-én bejelentették a nagy kiterjedésű új barlangszakasz felfedezését — belátva az esemény nagy horderejét és a Budai-hegység karsztvízproblémáját illető nagy fontosságát — készséggel nyújtottam a Földtani Intézet részéről anyagi támogatást az új barlangszakasz műszeres felméréséhez és karszthidrológiai tudományos átkutatásához. Örömmel bíztam meg a munkával *Jaskó Sándort*, aki az intézet egyik legképzettebb barlangkutatója és aki maga is résztvett a barlang eddigi átkutatásában. E támogatás megadásával egyébként csak követtem az *idősből Lóczy Lajos* nyújtotta példát, akinek támogatása tette lehetővé annakidején a Pálvölgyi barlang felmérését és a jövőben sem zárkozom el a Budai-hegység és barlangjai karszthidrológiai tanulmányozásának támogatásától, mert tudatában vagyok annak, hogy ezáltal úgy tudományos, mint gyakorlati szempontból igen fontos adatokhoz juthatunk.

A beszámoló alkalmával külön köszönet illeti *Jaskó Sándort*, aki a nagy fizikai igénybevételt kívánó munkát teljesen önzetlenül, minden anyagi ellenérték nélkül végezte és munkájában csak a tudományos lelkesedés és a kutatószomj vezette.

*Jaskó* is említést tett előadásában a  $C_1-C_2$  szelvényben feltüntetett meredek vetőről, illetőleg feltolódási síkról, mely a Tűzoltó-barlang végén hatalmas dörzsbreccsától kísérve látható, s e feltolódási síkkal több hozzászóló is foglalkozott. Láthatóan megzavarta azonban a hozzászólókat a hely nem ismerése és a  $B_1-B_2$  szelvényben a raibli mészkő felső határa mentén meghúzott vastag vonal, amely azt a látszatot kelti, mintha ott is vető húzódnék el a nummulinás mészkő és a triász mészkő között. *Jaskó* kolléga erre kijelentette, hogy a  $B_1-B_2$ -ben lévő vastag

\* A vitatás óta eltelt 3/4 év alatt, 1948 dec.-ig, több ízben próbálták összeköttetést találni a barlangi tó és a karsztvízzel borított mélyebb üreghálózat többi része között. A szifonon áthatolva azonban egy újabb vízzel borított néhány m hosszú üreg következik, melynek végében még egy mostanáig le nem győzött, újabb szifon van.

vonaltól nem vető, hanem a nummulinás mészkőnek diszkordáns települési határvonala a karsztos triász mészkőrétegeken. A barlang bejárása. — de a térkép adatai alapján is — ez kétségtelenül meg is állapítható. A Tűzoltó barlang végében lévő tektonikus sík Jaskó igen valószínű megállapítása szerint folytatása annak a felszínen is észlelhető «feltolódási» síknak, amelynek mentén az idősebb triász üledékek, a szaruköves mészkőrétegek, a mátyáshegyi kőfejtőben jól láthatóan, diapírszerűen felnyomódtak a mélyből. A barlangban észlelt tektonikus sík a hegy felé hajlik, éppen úgy, mint ahogy a kőfejtőben látható sík is aláhajlik a hegy belseje felé. Ez kontrakciós jelenség, amire a Budai hegységben számtalan példát találunk. Mint a legszembe-tűnőbb és legszebb példára, az Apáthi sziklára hivatkozom csak, amelyet minden oldalról befelé hajló tektonikai síkok határolnak és amelyeknek mentén maga a karni dolomitból álló szirt — mint egy lefelé álló ék, — a környezetből kinyomódott.

Ez a mozgás természetesen a barlang keletkezése előtt történt, hiszen a barlangot kioldó vizek csak a hegymozgások révén keletkezett repedéseken hatolhattak bele a kőzetbe és fejthették ki ott oldó és kivájó hatásukat.

Nem hiszek azokban a pikkelyes feltolódásokban, amelyeknek keretében — Pávai és Venkovits szerint — a szaruköves mészkő a nummulinás mészkőre is feltolódott volna, mivel ilyen tektonikai folyamatra utaló nyomot a barlang egész területén nem láthatunk. Az «Agyagos folyosó» elején a nummulinás mészkő diszkordánsan települ a triász mészkő karsztos felszínére és nem tektonikus az ériatkezés. Az a kisebb vető, amely a tő előtt a szaruköves mészkőrétegeken belül észlelhető, dörzsbreccamentes és sokkal kisebb, semhogy annak mentén ilyen feltolódás feltételezhető volna.

Ami már most a barlang keletkezését és kialakulását, fejlődését illeti, teljesen osztom Jaskónak ezzel kapcsolatban tett megállapításait.

A hozzászólások hosszasan vitatták, vajjon forró, azaz termális víz, vagy egyszerű karsztvíz oldotta-e ki a barlang járatait? Ennek a kérdésnek a tárgyalásánál nem hagyhatjuk figyelmen kívül a szomszédos és mindenestre hasonló fejlődés-menetet! Keletkezett Pálvölgyi barlangban megfigyelt jelenségeket. A Pálvölgyi barlangnál ismeretes az, hogy a Budai hegységre jellemző egymást keresztező hasadékszerű rendszer mentén alakult ki. Tudjuk azt is, hogy ezeket a keskenyebb-szélesebb repedéseket, hasadékokat jórészen még ma is porózus-likaos, többnyire laza anyag tölti ki, amely tele van a briziozás márga és nummulinás mészkőben előforduló foszsziliák (kagylók, P. thorenti, echinusok, stb.) kovásodott maradványaival. Ezt az anyagot régebben mésztufának nézték, (így említi elmőki megnyitójában Cholnoky<sup>1</sup> is) s csak az 1927-i barlangkongresszus alkalmával itt tartózkodó H. Cramer<sup>2</sup> mutatta ki H. Kolb nürnbergi vegyész-mérnök elemzése alapján azt, hogy ez tulajdonképpen kovatufa, geizirit.

E megállapítás alapján magától vetődik fel az a gondolat, hogy ez a kovatufa csak «hévíz» üledék lehet. Azt a kérdést azonban, hogy milyen hőfokú vízből ülepedett le ez az üledék, azt 1927 óta pro és kontra elhangzott vélemények nem döntötték el. Pávai-Vajna Ferenc következetesen a forró gőzökről beszél, amiből következnek, hogy ő a barlangjásokat kitöltő vizet is gőzölgő forrásúnak tartja, sőt egyenesen úgy képzei el a dolgot, hogy a forró gőzök ott az egyes járatokban löveltek elő a mélyből és ezekkel magyarázza meg a járatok falán észlelhető kagylós bemélyedéseket, az «ujjhegyek» keletkezését. A többi hozzászóló szinte egyöntetűen csak forróvizet említ, mint barlangkialakító erőt, egyedül Bertalan Károly tartja lehetségesnek, hogy a barlang falain észlelhető «mállási kéreg» keletkezésében szerepe lehet a forró gőzöknek is.

Az kétséghelyvonhatatlan tény, hogy úgy a Pálvölgyi, mint a Mátyáshegyi barlang üregeinek kialakításában a termális víznek főszerepe, esetleg kizárólagos szerepe volt. Ezt bizonyítják az üregekben visszamaradt hőforrásüledékek, a «kovatufa» és a barit. A gipszet — Jaskóval együtt — hidegvízből keletkezettnek veszem, tekintettel arra, hogy nemcsak a hévízkialakító falakon, hanem a

<sup>1</sup> Cholnoky J.: Földrajzi Közl. LIII. évf. 1925. 144. old.

<sup>2</sup> Cramer, H.: Einige Beiträge z. Geologie u. Morphologie ungarischer Karstgebiete. III. Das Budaer Gebirge. (Mitteil. über Höhlen u. Karstforschung. Jg. 1929. H. 3. S. 81.)

mennyezetről a barlang későbbi fejlődési, már vízmentes szakában lehullott kőzet-tömbökön is előfordulnak. Márpedig abban az időben, amikor ezek a kisebb-nagyobb tömbök a mennyezetről, vagy oldalfalokról leváltak, a barlang járataiba «hévíz» többé nem juthatott, felszállási magasságának már akkor alacsonyabbnak kellett lennie.

A termális vízzel kapcsolatban inkább az tisztázandó: 1. milyen hőfoka volt a víznek; 2. a barlang járataiban volt-e a közvetlen feltérési helye; 3. a gőzök ott szabadultak-e fel a vízből és fejthették ki a járatok falán a Pávai által feltételezett hatást, avagy nagyobb mélységből jöve különlegesebb fortyogás nélkül töltötték ki a kőzeteket harántoló repedéseket és erősebb-gyengébb örvényléssel az oldás mellett mechanikai munkával is tágitották azokat?

E kérdés megítélésénél figyelemmel kell lennünk azokra a megfigyelésekre és megállapításokra, amelyeket a föld különböző részein feltérő geizireken, hévizeken és azok környékén végeztek.

Hochstetter, Knett, Schneider,<sup>3</sup> stb., vizsgálataiból tudjuk, hogy az 50 C°-nál magasabb hőfokú vizekből kemény, tömött üledék rakódik le, míg az 50 C°-nál hidegebbekből laza, porhanyó. Ugyancsak megfigyelték azt is, hogy minél nagyobb a sebessége az áramló hévíznek, annál tömöttebb, keményebb az üledéke, míg az álló, vagy igen lassan áramló, mozgó vízből lágy, laza, porhanyó és többnyire líkacsos üledék rakódik le. Vonatkozik ez úgy a SiO<sub>2</sub>-t, mint a CaCO<sub>3</sub>-t lerakó forrásokra.

Úgy a Pályölgyi, mint a Mátyáshegyi barlang repedéseit, járatait kitöltő kovatufa laza, porhanyó. Keletkezését illetőleg tehát kétféle lehetőség van. Vagy 50 C°-nál alacsonyabb hőfokú volt a víz, vagy lassú mozgása volt a járatokban. Tekintettel arra, hogy a barlang járatai hol igen erősen összehúzódnak, hol meg termékké tágnak — még annak előfeltételezésével is, hogy a hévízköltött idejében a termék távolról sem érték el mai méreteiket — fel kell tennünk azt, hogy a hévíz az egyes táulatokat kitöltve ott bizonyos ideig stagnált, míg a nyomás következtében a keskeny repedésen, vagy szűk, csőszerű járatokon tovább tudott haladni a következő tágabb barlangrésztbe. A szűkületek beiktatódása következtében a továbbhaladással örvénylés keletkezik, gyorsabb a víz mozgása, itt erősebb munkát végez, létrehozza a falakon a fülkeszerű bemélyedéseket (legalábbis részben, másik részét pedig a későbbi fejlődési időszakban a hidegvíz), míg az egyenletebb repedésekben lassan tovaáramló hévízből kiválik a laza, porhanyós kovatufa. A hévíz tehát — felfogásom szerint — 50 C°-nál jóval melegebb volt, gőzölhetett is, de — mivel nem itt a barlang bejárat üregében tört fel szabadabb járatokba, geizrszerű kilövellése sem a víznek, sem a gőznek nem lehetett.

Amikor a Duna bevágódása következtében az erózióbázis süllyedt, a hévíz felszállási magassága is csökkent, lassanként teljesen elhagyta a barlang üregeit, átálva helyét a fentről lefelé szálló hideg víznek. Azt áll tartom valószínűnek, hogy a barlangot kialakulása során a karsztvíz teljesen elborította volna, mint az a mélyebb karszt esetében van. A fedőrétegek természetesen vastagabbak voltak s a külszínről befolyó vízmennyiség is sokkal, aránytalanul több volt, mint a jelenkorban, úgy, hogy mindazt a modellirozó munkát, amit egyrészt a falakon, másrészt a mennyezeten, vagy a csőszerű járatokban látunk, a Scherf által említett kavitációs formákat, a negyedgömb alakú fülkéket, mennyezeten látható kúrtöket a lefelé áramló, örvénylő, kavicsot, törmelékkel magával sodró, sok helyen — a szűk csatornáknál, vagy repedéseknél — felduzzadó összegyűjtő hidegvíz elvégezhette.

Természetesen lehetett a barlangnak, olyan fejlődési szakasza is, amikor a víznek egyes szűkebb, vagy tágabb járatokban nyomás alatt felfelé kellett áramolnia és az így sokszor csaknem stagnáló víz még nagyobb járatokat is ki tudott oldani, mint annak számos példáját látjuk az osztrák óriás barlangokban. Meg kell azonban jegyezmem, hogy ez utóbbinak a Mátyáshegyi barlangban — éppen az egyes járatoknak szabályos és az erózióbázis süllyedését nyomon követő, lépesős elhelyezkedése és jobbára vízszintes fekvése miatt — nem nagy szerepe lehetett a barlang kialakításában.

<sup>3</sup> v. Hochstetter: Geologie von Neuseeland. Novaraexpedition I. Bd. S. 253.

J. Knett: Der Boden der Stadt Karlsbad und seine Thermen. Festschr. z. 74. Versamml. d. Naturforscher u. Ärzte. Karlsbad, 1902. S. 32.

K. Schneider: Beiträge z. Theorie der heißen Quellen. Geol. Rundschau. Bd. IV. 65.

Az erózióbázis fokozatos süllyedésével és a Duma medrének mind mélyebbre való bevágódásával a karsztvívszintje is mind mélyebbre szállt, a felszínről a barlangba kerülő s a karsztvízhez gravitáló csapadékvizek a barlang mai legmélyebb járatait már a karszterózió törvényei szerint modellírozzák. Itt — még ha volt is esetleg a már régebben meglévő, de mélyebb fekvésük miatt vízzel telt járatokban a hévíz oldásának nyoma — ma már típusos eróziós barlangszakaszt találunk. Ilyen az «Agyagos folyosó», melynek alján — meggyőződésem szerint — már a karsztvizet találjuk. Ez tehát már tényleg «élő karszt». Ebben a meggyőződésemben nem ingat meg *Venkovits*-nak az az érvelése sem, hogy a kis tó vizének összetétele a Pálvölgyi barlang csepegő vizével és nem a karsztvizek összetételével egyezik.

Ezt természetesnek találom, mert mindkettő a felszínről viszonylag rövid úton, vékony kőzetrétegen át jut le a tóhoz, illetve a kicsepegés helyéhez, e rövid útjában még nem oldhatott ki annyi szilárd alkatrészt, mint amennyit a karsztjáratokban tároló karsztvíz tartalmaz. A tó vizének összefüggése a mögötte lévő szifonokon keresztül a karsztvízzel nem oly közvetlen, hogy a keveredés és kiegyenlítés végbemehessen és felülről állandóan felhígul az új hozzáfolyástól. Lehet, hogy több szifon sorakozik egymás után s a kis tó vize közvetlenül nem is érintkezik a belsőbb járatokban következő karsztvízzel teljes rétegmagasságában, hanem csak egy álfolyás segítségével. Ez — véleményem szerint — már elegendő ok lehetne a folytonos főlhígulás mellett az eltérő vegyi összetételre.

Az «élő karsztvívszint» bizonyosságául tekintem még annak 111 m. t. sz. f. magasságát is, mert ennyit már eshet a karsztvíz tükre a Dunáig, ahol kb. 105 m körüli magasságban találjuk az egyes forrásokban a kílépést.

Befejezésül megköszönöm *Jaskó Sándornak* szép munkájuk eredményeként megtartott tartalmas előadását, nemkülönben az értékes hozzászólásokat és ezzel tavaszi előadónk utolsó vitaülését bezárom.



## BESZÁMOLÓ A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET 1948. ÉVI 4. VITAÜLÉSÉRŐL.

1948. november 22-én délután 5 órakor.

Elnök:

*Szalai Tibor.*

Tárgy:

*Schmidt Eligius Róbert*: A Föld belsejének geomechanikája és hatása a földkéregre.

Jelen voltak: Alliquander Odön, Bortnyák István, Csajághy Gábor, Egyed László, Ferencz Károly, Földvári Aladárné, Haáz István Béla, Haáz István Béláné, Hegedüs Gyula, Iharos Miklós, Jugovics Lajos, Kolozsváry Gábor, Marzsó Lajos, Mayer István, Pantó Gábor, Pollner Jenő, Popovics János, Rakusz Ilona, Renner János, Sándorfy Gyula, Scherf Emil, Schmidt Eligius Róbert, Schmidt Eligius Róbertné, Simon Béla, Szalai Tibor, Szalay Gábor, Szentes Ferenc, Szentes Ferencné, Sztróckay Kálmán, Turi István, Tury Gyula, Varga Sarolta, Vigh Gyula.



DR. SCHMIDT ELIGIUS RÓBERT:

## A FÖLD BELSEJÉNEK GEOMECHANIKAJA ÉS HATÁSA A FÖLDKÉREGRE.

### Tartalom:

I. Bevezetés . . . . .	159
II. A tengely-körüli forgás . . . . .	160
III. A pulzáció . . . . .	162
IV. A Föld belső szerkezete és anyagi összetétele . . . . .	165
V. A magma áramlásai . . . . .	166
VI. Kéregmozgások . . . . .	176
VII. A jégkorszakok és a Föld geoszinklinális fázisai . . . . .	179
VIII. Hegyképződés, vulkanizmus és éreképződés . . . . .	185
IX. Az orogenezis valamint a szén, olaj, só, bauxit, mészkő-dolomit és általában az üledékes kőzetek képződése . . . . .	188
X. Végző . . . . .	190

### I. Bevezetés.

A geológia klasszikus kutatási területe a földkéreg. Feladata a kőzetburok anyagi összetételének, szerkezetének, mozgásának és történeti fejlődésének a vizsgálata. A földkéreg azonban egyrészt csak vékony héj a Föld hatalmas élő testén, másrészt maga a Föld is csak szerény tagja a naprendszerünknek és ezzel együtt a Tejútnek, mint asztronómiai világrendszerének és azon is túl a csillagok beláthatatlan világának.

Ezért úgy a mélyebb okok, mint a magasabb összefüggések keresésénél elkerülhetetlen, hogy a geológus kutató pillantását olykor a Föld belseje, máskor a világmindenség, a kozmosz felé ne irányítsa. Már pedig akkor hamar fel kell ismernie, hogy ezek méretei anyagban és energiában egyaránt, túltengőek a földkéreghez viszonyítva. Olyannyira, hogy egészen természetesnek hat annak a felismerése,



hogy a kéreg életmegnyilvánulásait is csaknem kizárólagosan ezek a külső-belső erők uralják. Mégpedig, legtöbbször szinte szétválaszthatatlan együttesben. Mindamellett a kozmikus erők hatása többnyire a primer, az aktívabb.

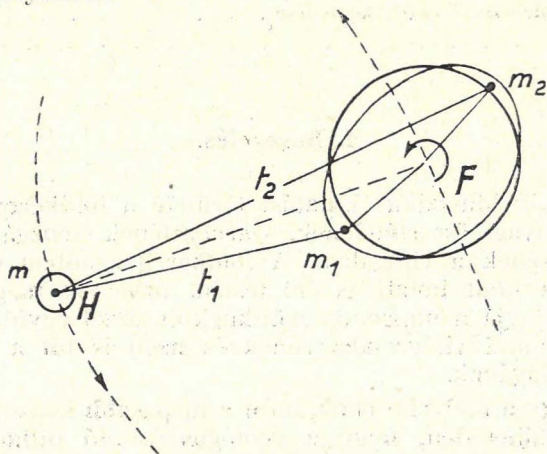
Az égitestek birodalmának valósággal érzékfeletti matematikai és dinamikai összhangja, a bolygók és holdak távolságának, nagyságának, sorrendjének, pályasebességének, rotációjának, fizikájának sőt kémiájának egyszerű törvényei láttán, a bolygók belső szerkezetében és mozgásában megnyilvánuló nagy törvényszerűségek sem lehetnek meg.

Rendszerünkben mindenütt az egyensúlyra, a harmóniára való törekvést látjuk. Ha ezt az egyensúlyt valamely külső erő megzavarja, a keletkezett mozgást is új egyensúly létrehozására használja fel.

## II. A tengelykörüli forgás.

A Föld gömbhéjas szerkezetét radiálisan működő erők, a sűrűség és a hő szabályozza. Mind a kettő a középpontban a legnagyobb és kifelé csökken. Ezért a legkülső, a megdermedt kőzetburkot kivéve — kb. 120 km-től lefelé — egymás mellett csak azonos sűrűségű anyagok lehetségesek.

A Föld és a bolygók a radiálisan működő belső erők hatására a lökéletes egyensúly alakját, a gömb formáját igyekeznek felvenni. A külső erők azonban ezt a gömbalakot gyakran deformálják. Elsősorban a Hold és a Nap, amelyek vonzóerejükkel ár-apály jelenségeket hoznak létre. Ez erők hatására nemcsak az óceánok víztömegei, hanem a könnyebben mobilizálható kőzettömegek is kimozdulnak helyükről.\*



1. ábra.

\* *W. Schweydar* szerint például a földkéreg ár-apály okozta radiális irányú kimozdulásának jelenlegi maximális félnapos amplitudója 32 cm volna.

Ismeretes, hogy *G. H. Darwin* (7) az ár-apálynak tengely-forgást csökkentő, fékező hatást tulajdonított (l. 1. sz. ábrát). Észertint a Hold a még meg nem szilárdult Föld elmozdítható tömegeinek egy részét ( $m_1$ ) maga felé vonzza. A tömegek kimozdulása a belső surlódások miatt azonban elkésve jelentkezik. Az elmozdítható tömegek másik része ( $m_2$ ) a vonzással ellenkező irányban mozdul ki, de a tömegek tehetetlensége miatt, még nagyobb késéssel. Ezekre a kimozdított ( $m_1$  és  $m_2$ ) tömegekre a Hold ugyancsak vonzást gyakorol.

Mégpedig az  $\frac{m \cdot m_1}{r_1^2}$  képletnek megfelelő, tehát a tömegek szorzatával egyenes, a négyzetes távolságokkal pedig fordítva arányos vonzást. Vagyis a hozzá közelebb fekvő  $m_1$  tömeget lényegesebben erősebben vonzza, mint a tőle távolabb fekvő  $m_2$  tömeget, aminek eredménye a szögsebesség, a Föld rotációjának csökkenése. Ez ezidő szerint az uralkodó nézet.

A helyzet azonban talán nem egészen ilyen egyszerű és mint látni fogjuk, fordítva is értelmezhető. Nevezetesen úgy, hogy az ár-apály nem fékezőleg, hanem ellenkezően, serkentőleg hat a rotációra.

A csillagászat eddig nem adott a világtestek rotációjára egy séges, általánosan elfogadott magyarázatot. Egyesek az ősköd kezdeti kavargásából próbálják származtatni, nem egészen világos és megnyugtató módon, mások az égitestek ütközéséből, stb.

Sokkal érthetőbb *Gáspár Kornél* (10) magyarázata. Szerinte az égitestek között nemcsak vonzás, hanem kölcsönös taszítás is szerepel. E két, radiális irányban egymással szemben ható erő tartja a világtesteket súlytalan lebegő állapotban és pályájukon. A vonzás a tömeg, a taszítás a sugárzó-energia (izzás) függvénye.

Igaz, a taszítás szerepét eddig általában tagadták. Meg kell azonban jegyezni, újabban nemcsak azt állapították meg, hogy a fény korpuszkulárisan terjed és hogy még a legszubtilisabb energiáknak, pl. a  $\gamma$ -sugaraknak is van hő- (munka-) hatásuk, hanem meg is mérték azokat. A kozmikus sugárzásról pl. megállapították, hogy az másodpercenként és négyzetcentiméterenként 0,0035 erg (1erg  $\approx$  1.02.10<sup>-8</sup> mkg) munkának, illetve effektusnak megfelelő erővel éri atmoszféránk felső határát (2). Ilyen nagy és talán még egyéb sugárzó energiáknak pedig bizonyára van az  $\frac{m \cdot c^2}{2}$  kinetikai energia-képletnek megfelelő dinamikai hatása a súlytalanul lebegő bolygókra.

Kozmikus taszítás létezése esetében azonban az ár-apály jelenségekkel kapcsolatban mondottak módosulni fognak.

Képzeljük el a fenti ábrában a Hold helyébe a sugárzó energiával bíró Napot (természetesen a megfelelő távolságra és nagyságban) és vegyük figyelembe azt is, hogy a vonzásokozta tömeg-elmozdulások folytán a Földbolygó középpontja már nem fog a súlypontjával egybeesni, mert eltávolodott tőle. A Nap vonzása súlypontjában fogja bolygónkat, a taszítás viszont egész felületét éri.

Tehát forgatónyomaték keletkezik, amely a geometriai középpontot a súlypont körül megforgatja. A szögsebesség nagysága egyenes arányban áll a rotáló világtest felületének nagyságával és súlypontjának, ill. geometriai középpontjának kimozdulásával. Függetlenül a sugárzó-energia nagyságától, vagyis a sugárzó test hőmennyiségétől, a kisugárzás akadálytalanságától (külső kéreg szilárdsági fokától és mélységtől) és a távolságtól. A súlypont kimozdulása pedig függ a vonzás nagyságától, vagyis az egymásra ható világtestek tömegétől, távolságuk négyzetétől és a szilárdulási foktól. Ezért nagy a nagysugarú és kis volumensúlyú bolygók rotációja (Jupiter, Saturnus) és kicsi, vagy nulla azoké, melyek megszilárdulása révén a súly- és középpont egymáshoz annyira közel esik, hogy a taszító erő már nem képes megforgatni. A tengelyforgás megszűnte után, de a teljes megszilárdulás előtt a taszító erő egyideig még meg-megbilenteli a súlypontjával központi világteste felé fordult bolygót (lásd a Hold fizikai librációját).

A bolygók esetében mágneses és elektromos taszításra is lehetne talán gondolni.

Akárhogy is magyarázzuk azonban, tény, hogy a Föld tengely-körüli forgást végez és ennek a körülménynek — miként látni fogjuk — az eddig felismertnél lényegesen nagyobb, hogy úgy mondjam, sorsdöntő szerepe van a Föld geológiai történetében.

### III. A pulzáció.

Legutóbbi tanulmányomban (24) levezettem, hogy a tengely-körüli forgás hatására miként alakul át a gömb ellipszoiddá, valamint azt is, hogy ezen közben milyen feszültségek és deformációk keletkeznek magában a szilárd kéregben. Kitértem, hogy a centrifugális erők következményeképp egyrészt meridionális és equatoriális irányban húzófeszültségek, másrészt magasabb szélességi körök mentén csúsztató feszültségek lépnek fel, amelyek félreismertetlenül egybe esnek a Föld nagy tektonikus irányjaival: a geoszinklinálisok és orogének csapásirányaival és közvetlen okai a földkéregnek östáblákra és geoszinklinális csatornákra való szakadásának.

A következőkben azt a kérdést tesszük részletesebb vizsgálat tárgyává, hogy miként, milyen geomechanikai erőhatásra és folyamatra gyűrenek fel az üledékgyűjtő geoszinklinálisok orogénekké.

Miközben a tengely-körüli forgást végző gömb ellipszoiddá alakul át, tehetetlenségi vagy más néven inercia-nyomatéka is meg-

változik, mégpedig megnő. Éspedig:  $I_g = \frac{2}{5} M \cdot r^2$ -ről (ahol  $I_g$  a gömb inercia nyomatéka,  $M$  a tömege és  $r$  a sugara)  $I_e = \frac{5}{5} M \cdot a^2$ -re (ahol

$I_e$  az ellipszoid inercia nyomatéka,  $M$  a tömege és  $a$  a forgási tengelyre merőleges, tehát esetünkben az ellipszoid nagytengelyének félhossza.)

Miután az alakváltozás során a tömeg nem változik és külön energia közlés vagy elvétel nélkül az eleven vagy más néven kinetikai energia (KE) sem, az alábbi összefüggésből  $KE = I \frac{\omega^2}{2}$  következik, hogy  $I$  nagyobbodásával  $\omega$ -nak, vagyis a szögsebességnek csökkennie kell. Vagy más formában, az  $I$  fenti képleteiben szereplő sugarakra vonatkoztatva, mivel

$KE_g = KE_e$ , behelyettesítve pedig

$$I_g \frac{\omega_1^2}{2} = I_e \frac{\omega_2^2}{2} \text{ illetve}$$

$$\frac{2}{5} M \cdot r^2 \frac{\omega_1^2}{2} = \frac{2}{5} M \cdot a^2 \frac{\omega_2^2}{2} \text{ és az egyszerűsítések elvégzésével}$$

$$r \cdot \omega_1^2 = a^2 \omega_2^2 \text{ ill.}$$

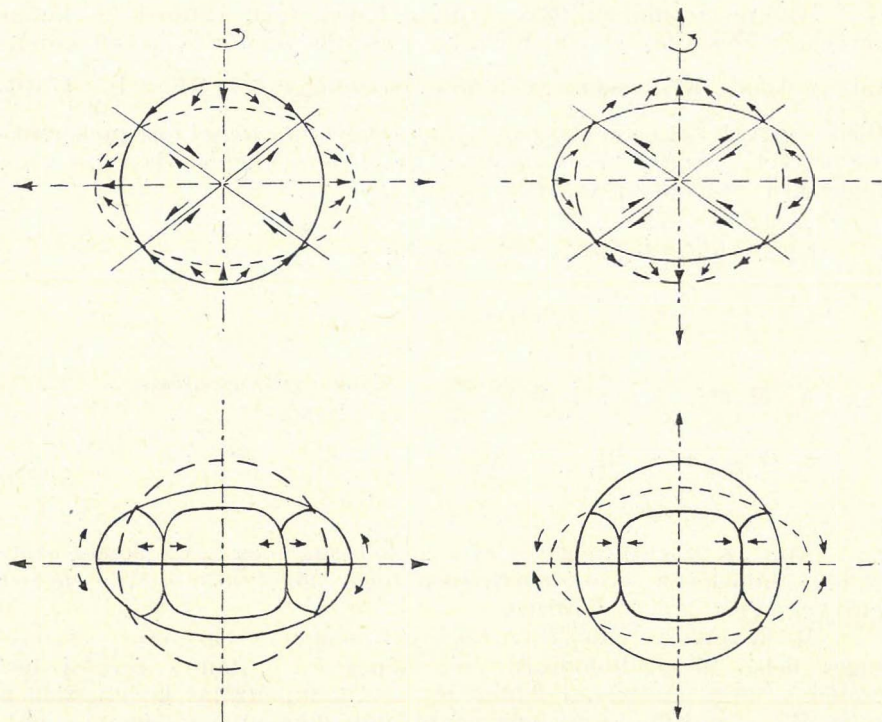
$$r \cdot \omega_1 = a \cdot \omega_2$$

Ami azt jelenti, hogy — a megfelelő sugár és szögsebesség szorzata állandó lévén — *a tehetetlenségi sugár növekedése a szögsebesség csökkenésével jár és fordítva.*

Mi következik ebből? Az, hogy egy nem teljesen merev, viszonylagos belső anyageltolódásra még képes és hajlamos forgási test esetén — mint amilyen Földünk is — túlkompenzálás következtében nem áll be rögtön az új egyensúlyi alak, hanem egy bizonyos pulzáció következik be. Ez a pulzáció abban nyilvánul meg, hogy a rotáló test forgási tengelye előbb megrövidül, a gömb ellaposodik, majd az ezzel járó szögsebesség-csökkenéssel a tengely megnyúlik és a forgási test kigömbölyödik. Ekkor azonban tehetetlenségi nyomtérkép ismét csökkenvén, szögsebessége megint nőni kezd, ami újra ellaposodáshoz vezet és így tovább, mindaddig, amíg az egész rendszer meg nem merevedik.

Mik lesznek már most ennek a pulzációnak geológiai következményei?

Azt már láttuk, hogy az ellaposodás felületnövekedéssel és így bizonyos irányú húzófeszültségek, tehát geoszinklinálisok keletkezésével jár. Könnyen belátható ez abból is, ha meggondoljuk, hogy a gömb az a geometriai forma, amely azonos tömegek mellett a legkisebb felülettel bír. Minden ettől eltérő alakfelvétel szükségképpen felületnövekedéssel, tehát húzással, míg a gömbalakra való visszatérés felületcsökkentéssel, kéregzsugorodással, vagyis nyomással jár. A gömb és ellipszoid esetében a feszültségi és anyageltolódási viszonyokat a csatolt 2. ábra érzékelteti. Kisebbedő szögsebességnél tehát, az alak kigömbölyödését átmenetileg fellépő, ellenkező irányú feszültségek okozzák. Vagyis pl. húzás helyett nyomás, ami a geoszinklinálisok helyén hegyképződéshez, órogenezishez vezet. Ez a *Stille-féle időtvény* (a hegyképződési fázisok egyidejűségének és az egész



2. ábra.

Földre kiterjedő voltának) *geomechanikai magyarázata*. E nélkül — pl. pusztán a kontrakció alapján — sem az egyvidejűség, sem az orogeneziseknek keskeny, de világot átfogó sávokhoz kötött volta nem lenne kielégítő módon megmagyarázható.\*

A fentiekben geomechanikailag is igazolt pulzáció gondolata már többször felmerült a geológiában. Később ezekről még szó lesz. Itt csak annyit kívánok megjegyezni, hogy pl. *Böckh Hugó* iráni munkájában (4, 5) az orogéneknél ritmikusan váltakozó süllyedés és emelkedés, vagyis dilatáció és kontrakció okát a Föld magjának pulzációjában, oszcillációjában véli látni, amihez a szilárd kéreg alkalmazkodik.

Tegyük tehát vizsgálat tárgyává a Föld magjának, belsejének mozgási, áramlási lehetőségeit, feltételeit és törvényszerűségét. Hogy azonban ezt konkrétan alapon tehesük, lássuk előbb, milyenek is kell a tudomány mai állása szerint a Föld felépítését elképzelnünk.

\* Az ilyen kéregmozgás bizonyos mértékben és vonatkozásban közeledést jelent a régebbi: *Amptjerer*: (l. 24. irod. 1.) és *Kober—Schmidt* (l. 24. irod. 7.) féle felfogáshoz, melyeknél, mint ismeretes — pl. az alpi hegyképződéskor — a meridió-nális vagyis D—E irányú hegyképzőerők mellett szintén szerepelnek K—Ny irányú erők is. Utóbbiak — a 2. ábra szerint azonban — abból adódnak, hogy a Föld kigömbölyödése során a pólusok felé eltolódó egyes paraelkörök szűkegképpen szűkebb tere szorulnak össze.

#### IV. A Föld belső szerkezete és anyagi összetétele.

A Föld belső szerkezetéről és anyagi összetételéről ezidő szerint csak kb.  $5\frac{1}{2}$  km-es mélységig van közvetlen tapasztalati anyagunk és bizonyára még igen sokáig kell mélyebbről származót nélkülöznünk, ha ilyen egyáltalán elérhető lesz számunkra. Az emberi szellem azonban nem nyugszik és nem ismer akadályt. Ahol saját érzékszervei elégtelennek bizonyulnak, új eszközöket, eljárásokat, műszereket eszel ki és szerkeszt ezek kiegészítésére, vagy logikája segítségével próbál a dolgok mélyére hatolni. Így főképp *E. Wiechert*, *E. Suess*, *Geiger-Guttenberg*, *A. Sieberg*, *P. Niggli*, *V. M. Goldschmidt*, *G. Tamann*, *R. A. Daly*, *G. Linck*, *H. S. Washington* és mások nyomán a szeizmikus hullámok lefutása, a nehézségi anomáliák és geokémiai megfontolások alapján mégis bepillantást nyerhettünk a Föld belsejébe. Ezek szerint a Föld egy külső kőzetburokból és egy belső vasmagból állna. Mindkettő 2—2 további szférára tagozódik. Úgy, hogy a mi szempontunkat is kielégítő módon, alábbi négy mélységövet különböztethetjük meg:

1. *A szilárd kőzetburok vagy kéreg* (más néven Sial, vagy Sal, lithosphaera, szilikátburok stb.). Vastagsága kb. 60, de legfeljebb 120 km. A gránitnak és gneisznek megfelelő savanyú (Si + Al) kőzetek építik fel, amelyek lefelé fokozatosan mind több magnéziumot vesznek fel és bazaltos kőzetekbe mennek át. Átlagos fajsúlya 2.7. Szerkezete 50—60 km mélységig kristályos és törésre hajlamos. Azalatt latensplasztikus, inhomogén, miután különböző sűrűségű anyagok benne még egymás mellett szerepelnek. 120 km táján ez a sűrűségi anomália, vagyis az inhomogénitás megszűnik. A különböző sűrűségű anyagok itt izosztatikusan már mind ki vannak egyenlítve. (Izosztatikus kiegyenlítődések felülete.) Miután a hegyképződések ebben az övben mennek végbe (*O. Ampferer*) tektonoszféráról is szokás beszélni (*R. Schwinner*). Alatta már csak termikus és kémiai átalakulás, valamint lassú anyagvándorlás szerepel.

2. *A magma-öv vagy köpeny* (más néven Sima, Eklogit-öv, újabban Sialsima stb.) kb. 120—1.200 km-ig terjed. A plató-bazaltoknak megfelelő differenciálatlan és komprimált szilikátok pleo- és monomolekuláris együtteséből áll. Fajsúlya a mélység függvényében 3—5-ig változik. Az anyag innen kezdve lefelé amorf-üveges és latens plasztikus. Rejtett képlékenysége folytán igen nagy szerepe van a hegyképződések folyamatában és ezért vele geomechanikai szempontból még bővebben fogunk foglalkozni.

3. *A közbenső, vagy átmeneti rétegek öve* (más néven Crofesima + Nifesima, Sulfid-oxid-héj, ércburok és újabban Sima is) 1.200 és 2.900 km között helyezkedik el. Átmenetet képez a szilikátos köpeny és a vasmag között. Anyaga ennek megfelelően leginkább a kőmeteoriteknek felelhet meg és nehézfémekből, főképp, Fe és Ni valamint ezek szulfidjaiból és oxidjaiból áll. Monomolekuláris, pleoatomos

és monoatomos. Fajsúlya 5 és 9 között változik. Halmazállapota ismeretlen. A földrengési hullámokkal szemben már szilárd anyagként, mereven viselkedik. Lefelé, a szeizmológiai alapon 2.900 km mélységben talált fizikai főhatárfelület választja el,

4. a mag-tól (éremag, vasmag, nikkelveasmag, Nife), amely a vasmeteoritokhoz hasonlóan sziderofil elemekből, ill. főleg fémekből. ú. m. 90% vas, 8% nikkell és kevés kobalt monoatomos anyagából áll.\* Halmazállapota — a lefelé fokozatosan 5.000 vagy annál is jóval magasabb hőmérsékletre és 4—5 millió atmoszférára növekvő nyomás folytán — ismeretlen. Mindenesetre azonban olyan sűrű, hogy gyakorlatilag az acélnál is merevebbnek tekinthető.

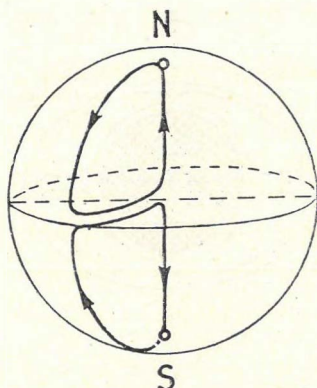
## V. A magma áramlásai.

Egy pohár folyadékot megkavarva, felszíne töcsérszerű, rotációs parabola alakot vesz fel, üledéke pedig az edény fenekének közepén kúpba halmozódik. Jelölül annak, hogy a folyadékban, a közvetlenül létesített vízszintes, áramló-mozgáson kívül, járulékosan egy többé-kevésbé függőleges irányú áramlás is fellépett. A centrifugális erő által a pohár falának szorított folyadék ugyanis a fal mentén lefelé áramlik — miközben a súrlódás miatt a vízszintes áramlással ellentétes irányban fokozatosan elmarad — majd a pohár fenekén a közép felé halad, hogy ott a legkisebb folyadék-oszlop, azaz ellenállás irányában felszálljon.

Mi történik ezzel szemben egy folyadékkal telt gömb függőleges tengelye körüli forgatása közben?

A folyadékrészecskék a rájuk ható centrifugális erő hatására a tengelyvégek, tehát a pólusok felől — a fal mentén — az equator felé fognak igyekezni. Mozgásuk azonban az egyidejűleg fellépő Coriolis-erők miatt nem lesz függőleges síkba eső, meridionális irányú, hanem egy ettől eltérő térbeli görbevonalon mentén megy végbe. Az equator felé tartó áramlás közben ugyanis az egyes folyadékrészecskék — a gömb alakja miatt — mind nagyobb kerületi sebesség felvételére kényszerülnek, amelynek, tehetetlenségük miatt, csak késve tudnak eleget tenni. Ezért a meridionális irányhoz képest mind jobban elmaradnak. Ugyancsak a gömb alakjából következik azonban az is, hogy a horizontális irányú eltérítés mértéke a pólusok közelében lesz a legnagyobb és az equatoron nulla. A Coriolis-erő vertikális, központ felé tartó komponense viszont az equatoron a legnagyobb és a pólusokon zérus. A folyadékrészecskék tehát az equator táján a gömb középpontja és onnan a pólusok felé fognak áramlani, miközben a 3. ábrán érzékeltetett pályát írják le.

\* Újabbán *W. Kulm* és *A. Rittmann* ama nézetüknek adtak kifejezést, hogy a Nife-szféra alatt a mag legbelsejének solaris anyagból kell állania, tekintettel arra, hogy a középpont felé a gravitációs erő kompenzáció folytán elméletileg nullára esőkken és feltéve, hogy Földünk egynemű anyagból alakult ki. (Geol. Rundschau 32, 1941. S. 215—255.)



3. ábra.

A magma szubkrusztális áramlása elevenerejénél, súrlódásánál és nyomásánál fogva, természetesen magával fogja vinni és sodorni az elmozdítható és izosztatikusan beleje merülő kéregrészeket is, ami által kontinens vándorlásokra kerül sor.

Különösen az equatoriális orogének keletkezésének mikéntje, a kontinensek lassú nyugat felé való vándorlása, valamint az északi és déli féltéke földrészeinek — egy korábbi munkámban (25) tárgyalt — sajátos ferde szembenállása bizonyítékok arra, hogy a vázolt magma-áramlásnak a szerepe uralkodó-jellegű a Föld arcu-  
laának kialakításában.

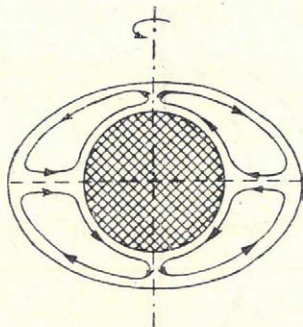
Földünk belső felépítésének vázolásánál azonban láttuk, hogy annak csak egy része, nevezetesen a latens plaszticitású magma-öv és egyesek (34) szerint részben még a közbenső-öv olyan, hogy bennük állandó, vagy időszakos áramlás keletkezhetik. A Föld vasmagja mindenesetre olyan konzisztenciájú, hogy benne ilyen fajta anyagvándorlás kizártnak tekinthető. Ez azonban nem változtat a dolgok lényegén, a fentebb leírt dinamikai áramlások törvényszerűségén. Csupán annyit jelent, hogy ezek az áramlások szűkebb térre, a szilárd mag és a szilárd kéreg közé eső caa 1.100 ill. 2.800 km vastag gömbhéjra szorítkoznak. Pályájuk tehát nem lesz olyan széles hurkú, mint egy folyadékkal telt gömb ill. belül végig latens plasztikus égítést esetében, hanem annál sokkal szorosabb hurkokból álló. (4. ábra.)

A vázolt dinamikai áramlásokon kívül a magma azonban más áramlásoknak is alá van vetve. Nevezetesen termikus és sűrűség okozta áramlásoknak.

Ha a földkéreg alatti rétegek azonos mélységben lévő két pontja között hőkülönbség áll fenn, konvekciós áramlás keletkezik.

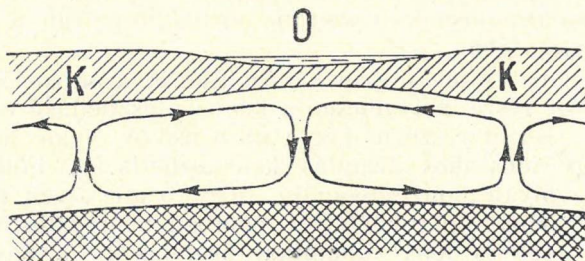
R. Schwinner, A. Holmes, F. A. Vening-Meinesz, D. T. Griggs és mások szerint a vastag kontinens-táblák alatt magasabb hőmérséklet uralkodik, mint az óceánok alatt a megfelelő mélységekben.





4. abra.

Oka ennek a geotermikus grádiens- és szintkülönbség, valamint az a körülmény, hogy a kontinensek nagy vastagságú sial-kérgre jobb hőszigetelő, mint az óceánok alatti és egyébként is jobb hővezető kőzetekből álló vékony földkéreg. Ezért az óceánok alatt a magma gyorsabban és erősebben lehűl, tehát nagyobb térfogatsúlyúvá válik és leszáll, hogy helyébe oldalról, a kontinensek alatt felmelegedett kisebb sűrűségű magma nyomuljon. Így a kontinensek alól az óceánok felé tartó konvekciós-áramlás indul meg, amely nagy mélységig terjed és ott természetesen ellenkező irányú (5. ábra.)



5. abra.

Vening-Meinesz 1930. évi nagy hírű keletindiai graviméteres mérései a Sumatra, Jáva, Timor, Tanimber, Key, Ceram, Talaul és a Philippinák alkotta szigetív óceánfelőli oldalán egy kb. 8.000 km hosszú és 100–200 km széles, —150, sőt —200 mgal-os negatív, izosztatikus nehézségi anomália sávot mutattak ki, amelyhez hasonlókat azóta másutt is találtak. Így többek között Közép Amerikában a Nyugat-Indiai szigetvilág és Távol Keleten a japán szigetív óceánfelőli oldalán.

Vening-Meinesz (11) ebben a jelenségben kezdő orogenezist lát és úgy magyarázza, hogy e helyeken — horizontális erő hatására — a kisebb sűrűségű sial-kéreg mintegy becsúszott az alatta fekvő simába, miközben azt félreszorította.

Ezzel a hegyképződés szempontjából eme rendkívül fontos tüneményt nemcsak felismerte, de első helyes magyarázatát is adta. A folyamat okának és mikéntjének tisztázása érdekében a holland *Ph. H. Kuenen* és különösen az amerikai *Griggs* megfelelő, a természeti viszonyokat utánzó rendszerekkel laboratóriumi kísérleteket is végeztek. Ezek során utóbbi azt állapította meg, hogy a horizontális nyomás mellett még egy kisebb, vertikális erőkomponensre is szükség van ahhoz, hogy a kívánt jelenség létrejöhön. Nagyon is sial-nak megfelelő réteg az alsó, nagyobb viszkozitású anyagba, a «mágnába» becsípődjék. Ezt a vertikális komponenst úgy állította elő, hogy vízszintes tengelyű hengereket helyezett el az alsó masszában, amikor is azok különböző sebességű forgatása közben a kívánt jelenség, a «sial» betüremkedése, sőt a hegyképződés különböző fázisaira emlékeztető egyéb tünemények is valóban bekövetkeztek.

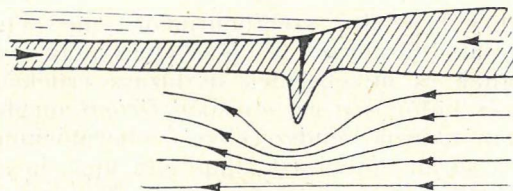
*Griggs* a kétségtelenül fennálló analógiák alapján a negatív nehézségi anomália-sávok keletkezéséről úgy magyarázza, hogy ezeket is az alattuk, a mélység felé irányuló magma-áramlások hozzák létre. A konvekciós áramlásokat — kísérleti eredményeinek megfelelően — szakaszosoknak tételezi fel, mégpedig a következő négy fázisból állóknak:

1. *fázis*: lassan gyorsuló áramlás, amely 25 millió évig tart (geoszinklinálisok képződnek),
2. *fázis*: gyors áramlás, amely 5—10 millió évig tart (a rétegek egymás fölé és a mélységbe gyűretnek),
3. *fázis*: lassú áramlás, 25 millió éven keresztül (a tömegek izosztatikus emelkedése az egyensúly eléréséig),
4. *fázis*: nyugalom, 500 millió évig.

Eltekintve attól, hogy ez a periodicitás nehezen egyeztethető össze az orogéneknél tapasztalható ismételt gyűrődésekkel és hegyképződési fázisokkal, eltekintve továbbá attól, hogy a magma-áramlás szakaszosságának oka is nehezen érthető meg, ha figyelembe vesszük, hogy a hó a szóbanforgó mélységekben és idők alatt nemcsak áramlás, hanem pl. vezetési útján is terjed, a *Griggs*-féle magyarázat hiányosságát a következőkben látom.

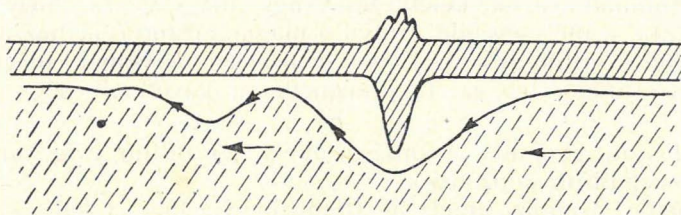
Nem ad felvilágosítást arra nézve, miért keletkeznek egyáltalán ezek az áramlások ott, ahol és miért csak bizonyos helyeken? Miért nincsenek negatív anomália-sávok pl. az óceánok közepén, ahol pedig a lehülés és ezzel a magma mélységbe áramlása feltehetően a legnagyobb? Miért mindig csak olyan helyeken, amelyek — miként azt a gömbhéj szerkezetének tárgyalásakor mondottakból (2. ábra) látuk — mechanikailag preformálva vannak?

Kövessük egyszer a kontinensek alól az óceánok felé áramló magma útját (6. ábra) és pulzáljuk el, hogy ezek határán egy volt geoszinklinálisból, a Föld pulzációja következtében, éppen megindulóban van a hegyképződés folyamata. A fellépő tangenciális nyomás ilyenkor a geoszinklinális alatti vékony, szilárd kérget kihajlásra fogja igénybe venni és miután a nehézségi erő ellenében a magmától



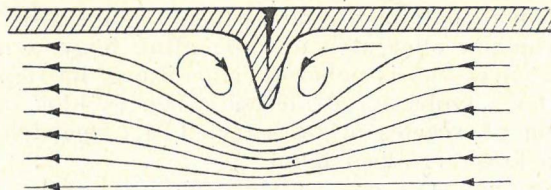
6. ábra.

elválni és a levegőbe emelkedni nem tud, lefelé bicsaklik ki és a «magma» nyomul. Ezzel azonban a magma-áramlás elé akadály kerül. Az áram irányt kénytelen változtatni és az akadály alá bukni, hogy azon túl ismét felemelkedjék. Ekkor szög alatt éri a szilárd kérget és onnan visszaverődve egy második, kisebb hullámot fog vetni, mielőtt lassan végleg lecsendesedne. (7. ábra).



7. ábra.

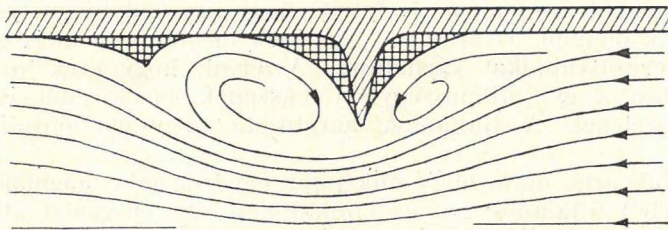
Ilyen áramlásnál az akadály előtt és után a 8. ábrán látható örvénylések keletkeznek. Ezek az örvénylő mozgások azok, amelyek



8. ábra.

a betüremkedés helyén a sial-t, az orogén gyökerét alkotó kéregrészellet továbbra is lefelé húzzák. Ahhoz azonban, hogy a leendő hegyképződés helyén örvények és ezek révén a mélység felé irányuló magma-áramlás keletkezhessek, előbb a kéregnek geomechanikai, tektonikai preformálására van szükség.

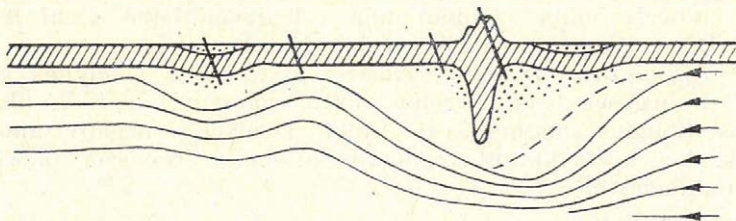
Az akadály előtt és mögött — a 9. ábrán keresztbe vonalkázott térségekben — mozgás-árnnyék van, a sebesség annyira lecsökken, hogy gyakorlatilag elhanyagolható. Az ilyen helyeken, amelyek egyben nyomás-árnnyékot is jelentenek, nagyobb szerephez jut a gravitáció, a sűrűség szerinti szeparáció lehetősége. Megindul a magma



9. ábra.

differenciációja, amelynek során a kiváló és esetleg kikristályosodó savanyú részek a magma felszínére kerülnek. [Úgy, miként azt az *E. Haarmann*-féle oszcillációs elmélet (1930) kiépítéséből származó undulációs teóriájában (1933) *van Bemmelen* is leírja és ábrázolja (l. a 12. ábrát.)]

Ezt a folyamatot az áramló magma állandóan új anyaggal táplálja, úgy, hogy az árnyékolt részekben a «sial» gyarapodni, vastagodni fog. A magma tetején úszó könnyű sial-részek azonban a gravitációs erő ellenében nem tudnak a nehezebb magmával együtt az akadály alá bukni és ezért ott megakadnak. Az orogéngyökér által mintegy leföldről szűrt anyag ezzel a gyökér egyenlőtlenül, még pedig a magma-mozgással szemben terjedő, egyoldalú vastagodását fogja előidézni, ami a később tárgyalandó ú. n. másodrendű geoszinklinális kifejlődését is elősegíti (10. ábra).



10. ábra.

A keresztbevonalkázott területeken, mint nyomásárnyékok helyén azonkívül a felső, szilárd sial-kéreg lassan be is horpadhat. Helyükön lassan süllyedő szedimentációs medencék, ú. n. másod- és harmadrendű geoszinklinálisok alakulnak ki. Utóbbiak helyén, tehát a látható orogén külső pereme mentén és az orogénon belül negatív anomáliáknak kell fellépniök. Ezeknek a negatív anomália-sávoknak a kifejlődését a magma áramlása két módon is elősegíti és pedig: a «sial» vastagságának alulról, új differenciációs termékekkel és felülről — a behorpasztás révén — új szedimentumokkal való növelésével (10. ábra).

Fentiekből azonban az is folyik, hogy ugyanolyan mélyre lehatoló törések mentén, az áramlási görbének megfelelően, más-más összetételű eruptívumokat várhatunk. Aszerint, hogy ezek a törések hullámháton, vagy hullámvölgyben fekszenek, bázikusabb, ill. savanyúbb kőzeteket. A hullámok amplitudó nagysága növeli ezt a hatást.

Lássuk ezek után, hogy miképpen egyezik ez a magmaáramlásból levezetett általános geomechanikai kép egy orogénen átfektetett geofizikai és geológiai szelvényvel?

Összehasonlítási alapul egy, az Északkeleti Kárpátokon át ÉK-DNy-i irányban Tarnopoltól Hajdúszoboszlóig 400 km hosszban fektetett szelvényt választunk, mint olyat, amelyet az érintett területeken 1892 és 1944 között osztrák (R. V. *Sterneck*, Militärgeographisches Institut 1892—94), lengyel (1930—36. évi inga- és szeizmikus mérések) és magyar (Eötvös Lóránd Geof. Int. és a Magyar—Olasz Ásványolajipari Rt.) részről végzett ingamérések, a hozzáfűzött geológiai interpretációk (a német *F. Kossmat* 1926), majd az izosztatikus korrekciók elvégzése, kiértékelése és összefoglalása (a finn *L. Tanni*, 1942 és a magyar *Scheffer Viktor* 1945-ös munkái) alapján jól ismerünk.

Ezek, de különösen *Scheffer* (22) nyomán, kívülről befelé, a Kárpátok csapásirányával párhuzamosan, a következő regionális anomália-rendszereket különböztethetjük meg:

1. *A Kárpátok regionális depressziós öve*, amelyet szelvényünk Tarnopol és a Beszkidek között harántol. Legnagyobb depresszió Bolechow-nál van, — 114 mgal-os Bouguer anomáliával. Vagyis ez a depresszió, *Kossmat* «Randsencke»-je, mélyen a Kárpátok alá nyúlik, tengelyvonala azonban már a hegyvonulaton kívül fekszik. Ehhez DNy-felé, szelvényünkben kb. Mezőterebesig

2. *egy pozitív anomália rendszer* csatlakozik, amelynek gerincvonala a hegység belső pereme alatt, *Szolyván halad át*, kb. +36 mgal-os Bouguer anomáliával. Innen kezdve a negatív anomália értékek, két közbeiktatott regionális anomália rendszer okozta kisebb undulációval

[még pedig:

a) a Bilke—Talaborfalva—Máramarossziget—Dragomérfalva tengelyű keskeny gravitációs depressziós zóna, miocén sótestekkel, szelvényünkben Mezőterebesnél kb. —6 mgal-al és

b) a Csap—Nagyszöllös tengelyű, jórészt eltemetett vulkanikus kőzetek okozta pozitív anomália-rendszer, szelvényünkben Tuzsér-nál kb. —4 mgal-os Bouguer anomáliával]

egészen a

3. *Nyirbátor—Szatmárnémeti környéki* 60—70 km széles gravitációs depresszió tengelyvonalaig lefelé (Kemecsénél —72 mgal-al) szállnak, hogy onnan szelvényünk mentén

4. *Újfehértón át, Hajdúszoboszlóig* kb. +9 mgal-os Bouguer anomáliáig emelkedjenek.

Látnivaló ebből, hogy itt is meg van — akárcsak magmaáramlási görbénkben — az orogén külső peremén túl nyúló depresszió (1), amelyet befelé egy relatív maximum után (2), egy az előbbinél jóval enyhébb, belső depresszió követ (3), hogy utána közel normális értékek álljanak be.

A Kárpáti depresszió (1) már a *Sterneck*-féle mérések eredményeiből, mélysége, és kiterjedése pedig különösen a lengyel mérések révén vált ismeretessé. *Kossmat* ezt a jelenséget úgy magyarázta, hogy a lánchegység nem önmagában, hanem előterével együtt kompenzálatik, vagyis, hogy az előtér segít a hegységet hordani. És bár lényegében ugyanezt a regionális kompenzálást vallja *Vening-Meinesz* holland geofizikus is, *Kossmat* izosztatikus magyarázata ellen különösen a finn *Heiskanen* azon a címen emelt kifogást, hogy a Bouguer anomáliákra támaszkodik, amelyek — a helsinki internacionális Izosztatikus Intézet munkája révén időközben lehetségessé vált — izosztatikus redukció elvégzése esetén lényegesen megváltoztathatják az anomáliák lefolyását.

*Scheffer* azonban, aki a *Tanni* közölte adatok felhasználásával e szelvény mentén elvégezte az *Airy-Heiskanen* szerinti izosztatikus redukciót, ennek alapján megállapította, hogy «a kárpáti gravitációs depresszió az izosztatikus anomáliákban is ugyanolyan módon jelentkezik, mint a Bouguer anomáliák képeben» s ezért a *Kossmat*-féle izosztatikus interpretációt elfogadja, ill. nem tartja elvethetőnek.

Az izosztatikus kompenzáció fennállásának teljes elismerése mellett is, fenti áramlástani megfontolások a regionális anomáliák keletkezésének mélyebb okairól adnak felvilágosítást.

Egyébként a magyar geológia egyik büszkesége *Böckh Hugó* (14) Perzsiában is úgy találta, hogy a közbenső tömeg és az orogén-öv között mélyedések vannak, amelyek eltérő korban képződtek. Ezen kisebb kiterjedésű, lassan süllyedő területekre az orogénon kívül elhelyezkedő «Randsencke» vagy «másodrendű geoszinklinális» mintájára a «harmadrendű geoszinklinális» elnevezést javasolta. Ilyennek vélte az erdélyi és győri medencét, továbbá az Alföld északkeleti részét is.

Hasonló szerkezetűnek vallja gravitációs mérései alapján *Scheffer* az Apenninek és a Pó-síkság vidékét is.

A 10. ábrának figyelembevételével és tisztán közzétani alapon ugyanúgy értelmezhető továbbá például az Északnyugati Kárpátokon át fektethető szelvény. Ott ugyanis a sialvastagságnak, ill. simatávolságnak megfelelően a Kárpátokban gránitok, Selmec-Körmöc vidékén andezitek, Salgótarján környékén bazaltok és a Cserhátban ismét andezitek lépnek fel.

\*

A tárgyalt jelenségeket létrehozó magma-áramlások természetesen eredő mozgások, amelyeknek több komponensük van. Az egyik, láttuk, a Föld tengelykörüli forgására vezethető vissza, egy másik pedig a horizontális termikus grádiensre.

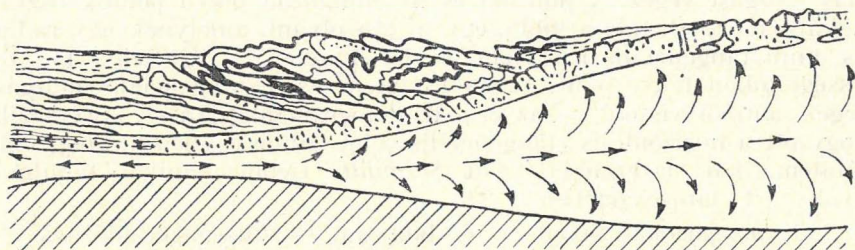
A konvekciós és dinamikai áramlás kérdését azonban még nem mérítettük ki. Abból, hogy a termikus felmelegedés a kontinensek alatt a legnagyobb és az óceánok alatt a legkisebb, a Föld általános topográfiájának, a kontinensek és óceánok eloszlásának figyelembevételével következik, hogy a kontinensek alól a környező óceánok felé tartó termikus áramlás általában radiális irányú lesz. Különösen akkor, ha szimmetrikus elrendeződés mellett egyenletes kontinens-vastagságot és egyenlő óceán-mélységeket tételezünk fel. Ebben az esetben a termikus áramlás eleven ereje minden irányban azonos lévén, ez okból természetesen az úszó kéregrésztlet elmozdulására, kontinens-vándorlásra nem kerülhet sor. Ez az eset azonban nem mindig áll fenn. Már pedig, ha a hatóerők egyenlőtlenek — akár a súrlódási tényező egyenlőtlensége, akár amiatt, mert a kontinens egyik vagy másik peremén a mélybenyúló orogén-gyökér van — a nagyobb erők irányában eredő keletkezik és a kontinens ebben az irányban könnyen elmozdulhat. Abban az esetben pedig, ha a kontinens-tábla súlypontja nem az eredő erő támadási pontjába vagy ennek az erőnek az irányába esik, forgó-nyomaték keletkezik és a kontinens elfordulhat (lásd pl. *Wegener*-nél stb.) vagy billegő mozgást végezhet.

Mindent összevéve azonban, arra a következtetésre kell jussunk, hogy a Föld tengelykörüli forgásából eredő dinamikus áramlások állandóbbak lévén, ezek szerepe is nagyobb, kell hogy legyen a földkéreg szerkezetének kialakításában.

A dinamikus erők okozta áramlásokról azt mondtuk, hogy állandóbbak. Ez azonban nem azt jelenti, hogy egyben állandóak is. Csak az őket létesítő és a rotációból származó erők hatnak állandóan, de természetesen ezek is csak a tengelykörüli forgás megszűnéséig, ill. a szögsebesség mértékének megfelelően. Sőt, tudjuk, irányuk és nagyságuk nem kis mértékben függ a geográfiai helyzettől is. A centrifugális erő meridionális komponense ugyanis — gömb esetén — a 45-ik szélességi fokon a legnagyobb, a pólusokon és az egyenlítőn viszont nulla. [Részletesebben lásd *Schmidt* Geomechanikai tanulmányok... 1/b. és 1/c számú ábráját, a hozzátartozó magyarázattal]. (33). Ezzel szemben a Coriolis-erők horizontális (a szélességi körök menti) komponense a pólusokon a legnagyobb és az equatoron zérus, míg vertikális (radiális) irányban ható komponense éppen fordítva, a pólusokon nulla és az equatoron a legnagyobb. Maga a tényleges dinamikai áramlás azonban fentiekben és természetesen az anyag konzisztenciáján kívül függvénye még az egyéb, pl. termikus, izosztatikus vagy gravitációs áramlásokat előidéző erőknek is. Utóbbiak nagyságán és irányán múlik, hogy a dinamikai áramlás milyen mértékben érvényesülhet. Az irányok egyezése esetén sebessége nőni, ellentétes mozgásirányuk esetén pedig csökkenni fog. Adott helyzetben megszűnhet, sőt mozgást, áramlást gátlóvá is lehet, pl. ha az izosztatikus és termikus áramlások időközönként túlszárnyalják (lásd

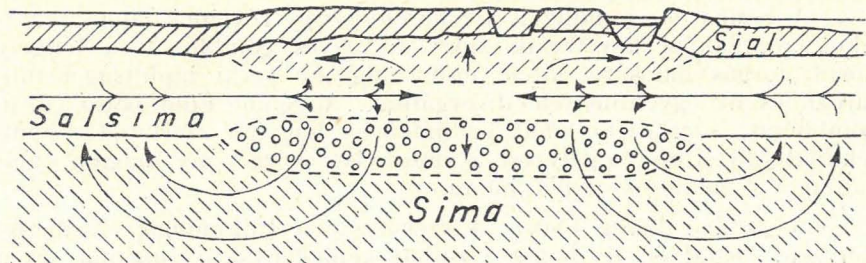
pl. *Staub-Schwinner*-nek az orogének keletkezését magyarázó felfogását, *Schmidt*: Geomechanikai tanulmányok... 2. és 3. ábra), (23, 26.)

Az előbb említett «anyag-konzisztencia» alatt elsősorban a magma fiziko-kémiai viszonyait kell érteni. Könnyen belátható azonban, hogy ezek is, — sok egyéb mellett, mint pl. az eredeti magma összetétel, hőmérséklet, gáztartalom stb. — nagymértékben a külső és belső nyomás függvényei. Csökkenésének hatására a túlhevített magma mobilizálódik és a még nagyobb depressziók felé vándorol. Az ide-oda tóduló magma hatására, *Haarmann* oszcillációs teóriája szerint geotumorok keletkezhetnek, amelyekről a szedimentumok lecsúsznak és ráncolódva, gyűrt hegység-részletek keletkezéséhez vezethetnek (11. ábra). Közben *van Bemmelen* undulációs elmélete



11. ábra.

szerint, a hármas tagozatúnak képzelt latens plasztikus öv középső része, az ősmagmának megfelelő sialsima differenciálódik, sial-ra és sima-ra hasad. Előbbi, könnyebb lévén, fel-, utóbbi le-száll és ellenkező értelmű áramlásba fog, amiben többek között a súrlódásnak is bizonyára nagy szerep jut (12. ábra).



12. ábra.

A magma-áramlási viszonyok — kauzális összefüggésük és lefolyásuk — vázlatos ismertetése után, lássuk ezek közvetlen és közvetett hatását a szilárd kéregre.



## VI. Kéregmozgások.

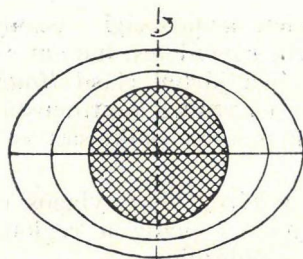
Az aránylag vékony szilárd kéreg, a reá ható különböző (izosztatikus, gravitációs és dinamikai) erők hatására, mindenkor a Föld belső magjának megfelelő alakot igyekszik felvenni, geoidalakját követni. Ezért a szögsebesség, ill. a lapultság mértékének változásakor maga is szekuláris mozgásokat végez. És pedig lassú, pulzáló — egy quadráns tengely-irányú metszetét nézve himbaszerű — mozgást. Ennek során a kéreg, hol az equator táján emelkedik fel és a póluson süllyed le, hol pedig fordítva: az equator vidékén süllyed és a póluson emelkedik. Előbbi a szögsebesség gyorsulásakor, utóbbi annak lassulásakor következik be. Ha azonban egy meridiánon fekvő pontok mozgásait — radiális és tangenciális összetevőikben — figyeljük (2. sz. ábra), akkor észrevehetjük, hogy azok mindegyike más-más mozgást végez. A póluson és az equatoron fekvő pontok tisztán radiális mozgást, míg a többi, egy híján olyan, amelynek úgy radiális, mint tangenciális irányban is van összetevője. Kivétel a 45. szélességi fokon fekvő pont, amely csaknem tiszta tangenciális mozgást végez, amiből viszont — az erőparallelogram alapján — következik, hogy ott a horizontális (tangenciális) elmozdulás egyben a legnagyobb. (Matematikai levezetését lásd *Schmidt*: Geomechanikai tanulmányok... 1. lábjegyzetében.) (23.)

E mozgásokat kiváltó erők boltozati feszültségeket idéznek elő a kéregben, amelyek — láttuk a 2. sz. ábrán — orogenézishez vezetnek. A kéreg vastagsága és szilárdsága, vagyis teherbíróképessége azonban sokkal kisebb annál, semhogy a fellépő boltozati feszültségeket még olyan távolságokra is, mint amilyenekben a geoszinklinálisok vannak, teljes összeroppanás nélkül, egymagában továbbplántálni tudná.

De a kéregnek nem is kell ilyen nagy boltozatfeszültségeket átvinnie, mert a magma hátán, mintegy úszva, nagyrészt passzív véégi ezeket a mozgásokat.

A Föld ú. n. gömbhéjas szerkezete és egy részének latens plasztikus állapotából következik, hogy az egyes gömbhéjak a tengely körüli forgás hatására, kifelé mind nagyobb sarki lapultságot mutatnak és az egyenlítő felé divergálnak. A rotáló Föld belső (ú. n. gömbhéjas) szerkezete tehát valójában a hagyma szerkezetére emlékeztet (13. ábra), amelyben a viszonylag mozgékony magma valószínűleg a regulator szerepét játssza.

A szilárd kéreg ebben a szerkezetben tulajdonképp közbenső helyzetet foglal el. És pedig a rejtett képlékenységű «magma» és a külső hidroszféra között. Mind a kettő mozgékonyabb nála. Ezért hamarabb is veszik fel a mindenkori szögsebességnek megfelelő geoidalakot. Legelőbb a legkisebb belső sűrűdással bíró hidroszféra, majd a latens plasztikus magma-zóna és legvégül a szilárd kéreg. Ebből a fáziseltolódásból rendkívül érdekes és fontos tektonikai igénybevételek és jelenségek származnak.

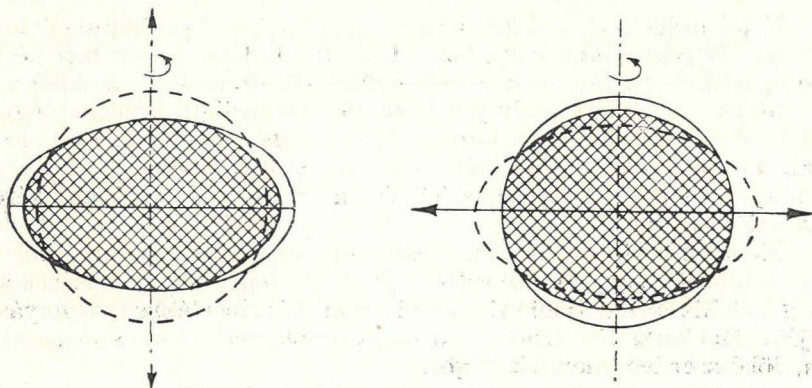


13. ábra.

Azt már láttuk, hogy a magma sok összetevőjű eredő-mozgást végez, amelynek iránya és nagysága mindenkor komponenseitől függ.

A szögsebesség csökkenésekor pl. az alakváltozással járó és a pólus felé tartó anyagvándorlás nagyobb lesz, mint a tengely körüli forgásból származó, equator felé tartó és a szögsebességgel együtt legyengülő dinamikai mozgás. A magma tehát valóban a pólusok felé áramlik. Mozgása aktívabb, gyorsabb lévén, mint a szilárd kéregé, annak pólus-környéki részeit emelni fogja, miközben a kéreg 45. szélességi fok körüli részeit horizontális (tangenciális) irányban erőteljesen a pólusok felé mozgatja. Ugyanakkor az equator alatt — az onnan elvándorló anyag következtében, — depresszió keletkezik, — amely a magma volumenjének növekedésével és lehülésével és így intenzívebb hőcserével jár ugyan — de végül is az equator-környék beszakad és újra szorosan a magmához simul. A pólus-környék emelkedése tehát lassú és egyenletesebb lesz, míg az equator süllyedése zökkenővel jár.

A tengely körüli forgás növekedésekor természetesen fordított a helyzet. Az equatoriális öv emelkedése lesz egyenletesebb, míg a sarki tájak mozgása, süllyedése szakaszosabb. (A 14. ábra a magma változó nyomási viszonyait érzékelteti).



14. ábra.

A kéreg egyenlőtlen szilárdsági viszonyainak megfelelően a változt mozgás persze nem egyenletes, hanem szakaszos és geotumorok, geodepressziók képződésével járhat (lásd *Haarmann* oszcillációs teóriáját). E mellett a nagy és vastag kontinenstáblák hegyedési helyeik mentén, pl. az orogének mentén csuklósan is elmozdulhatnak (*I. H. Cloos*, 1937.)

A hidroszféra és a kéreg viszonylagos elmozdulása nagyhorderejű geológiai jelenségek és pedig a regionális transzgressziós és regressziós tünemények előidézője.

Ezek egy hegyképződési ciklus folyamán elméletileg a következők:

ω növekedésénél (geoszinklinális fázis)

1.  $\left. \begin{array}{l} \text{equator tájékán lassú transzgresszió} \\ \text{pólusok tájékán lassú regresszió} \end{array} \right\}$  a tengervíz könnyebben és egyenletesebben veszi fel az új geoid-alakot, mint a viszonylag merev kéreg.

2.  $\left. \begin{array}{l} \text{equator tájékán gyors regresszió} \\ \text{pólusok tájékán (hirtelen beszakad)} \\ \text{gyors transzgresszió} \end{array} \right\}$  A szilárd kéreg csak késve (beszakadás után) veszi fel az új geoid-alakját.

ω csökkenésénél (orogén fázis)

3.  $\left. \begin{array}{l} \text{equator táján lassú regresszió} \\ \text{pólusok táján lassú transzgresszió} \end{array} \right\}$  a hidroszféra könnyebben, tehát hamarabb veszi fel az új geoid-formát.

4.  $\left. \begin{array}{l} \text{equator tájék (hirtelen} \\ \text{beszakad) gyors transzgresszió} \\ \text{pólusok tájékán gyors regresszió} \end{array} \right\}$  a viszonylag merev kéreg csak beszakadása után, tehát késve veszi fel az új geoid-alakot.

E jelenségek vizsgálatakor nem kerülheti el figyelmünket, hogy e transz- és regressziók egy része (1. és 3. alattiak) kezdetben kéregmozgás nélkül, tisztán csak a hidroszférának dinamikai okokból való áttelepülése, áramlása révén jön létre, később pedig a kéregnek egyértelmű, de lassúbb mozgása közben megy végbe. Csak a 2. és 4. alatti mozgások olyanok, amelyeknél — a szokottabb módon — a transzgresszió valóban kéregszüllyedést és a regresszió valóban kéregemelkedést jelent.

Nem szabad továbbá azt sem szem elől tévesztenünk, hogy a fenti táblázat csak általánosított séma. A tényleges jelenségeket a kéreg lokális szilárdsági viszonyai nem kis mértékben befolyásolhatják. Hatásukra a transz- és regressziók általában szaggatottabban, lökészerűen mennek végbe.

Fenti gondolatok egy része nem először merül fel.

A földi eseményeknek többé-kevésbé szabályos váltakozása, ritmikussága, a kéregnek oszcillálása, undulálása, pulzációja már régen feltűnt a geológusoknak. *W. B. Taylor* már 1885-ben utalt arra, hogy a tengelykörüli forgás csökkenése befolyással lehet a hegyképződésre. *T. C. Chamberlin* (Chicago), a planetesimal teória szerzője, már 1916-ban számolt a Föld rotációs sebességének periodikus változásaival. *A. Böhm v. Böhmersheim* volt az első, aki 1910-ben a lapultság és a hegyképződés közötti összefüggésekre — méltatója *Quring* szerint kissé elvontan, bár — exaktan reámutatott. (17). Munkáját 11 évvel később *H. Quring* geológiai vonatkozásban is eredményesen továbbépítette és retardációs teória néven tette a mélységbeli viszonyokat is tárgyaló egyik kiváló értekezésében számonkra hozzáférhetővé. Újabb 10 évre reá pedig *F. X. Schaffer* (21) elevenítette fel és keresett segítségével magyarázatot a hegyképződésre, a vulkanizmus elterjedésére, a tengeráramlásokra és az eljegesedés kérdéseire.

Hogy e kitűnő szerzők által lefektetett rendkívül értékes gondolatok mégsem tudtak elterjedni, annak főokát abban látom, hogy eredetileg mechanikai alapokból kiindulva, nehezen voltak a geológusok gondolat- és ismeretvilágába beépíthetők. Annál kevésbé, mivel a szöggyorsulás geológiai jelentőségét nem ismerték fel, s így a hegyképződés kiinduló fázisára, a geoszinklinálisok képződésére s ennek folyamányakép az orogének valódi elrendeződésére nem szolgáltak magyarázattal, épp úgy, mint a tengelyforgásnak az orogén és kratogén tektonikával való szoros okozati összefüggésére sem.

A tengelykörüli forgás, ill. szögsebesség-változás igazi geológiai jelentőségének felismerése csak mindezek ismeretében vált lehetségessé. (23., 24., 25.)

## VII. A jégkorszakok és a Föld geoszinklinális fázisai.

Az eljegesedés lehetséges okai közül sok tényezőt ismertettek már eddig is a kutatók. Kétségtelen, hogy az eljegesedés közvetlen oka a klíma megváltozása, lehülése. A lehülésnek viszont lehetnek helyi és általános okai.

A helyi okok között szerepel: a kontinensek, a beltengerek, az óceánok és ezzel a lég- és tengeráramlások megváltozása, a levegő szénsavtartalmának ingadozása, a kéreg-részletek abszolút magasságának növekedése stb. Ezeknek a szerepe a helyi eljegesedéseknél kétségtelenül fennáll, sőt forró és mérsékelt földöveken döntő szerepük van. Így az Alpok, a Himalája csúcsrégióinak az orogenezis végén történt elgleccseresedése esetében stb.

Az általános, vagy kozmikus okok között szerepeltek pl. erősebb napfoltokkor a nap hőkisugárzásának időközönkénti csökkenését, naprendszerünk időnként a világűr hidegebb részein, vagy

(az Orion) ködgomolyagjain való áthaladását stb. Ezeknek az okoknak a fennállása és szerepe azonban nem bizonyítható, sőt kétséges.

A kozmikus okok keresése terén konkrét eredményeket — több elkütfutár után, 1930 és 1936-ban — *Milankovitch* szerb csillagásznak sikerült elérnie. A földpálya elemeiből (ekliptika ferdesége, a tengely elhajlása és az ellipszis-pálya alakjából) K. u. 1800-tól egymillió évre visszamenőleg, kiszámította a klímaingadozásokat és ezzel az említett asztronómiai tényezők, valamint a diluviális eljegesedés glaciális és interglaciális időszakai között fennálló felülnő kapcsolatokra mutatott rá. Számításait *Bacsák György* magyar csillagász is ellenőrizte és értékes adatokkal, gondolatokkal, valamint konkluziókkal egészítette ki.

A *Milankovitch*—*Bacsák*-féle számításoknak azonban, minden precizitásuk és valószerűségük mellett is — miként erre egyébként már *Gaál István* is rámutatott (9) — hiányosságai vannak. Még pedig olyanok, amelyek a geológus szemével nézve, igen sajnálatosak és semmiesetre sem hanyagolhatók el. Nevezetesen, nem adnak felvilágosítást arra nézve, miért maradnak el a diluviumban kimutatott 40, 21 és 92 ezer éves intenzív klímalehülési ciklusok, ill. miért nem vezettek ezek eljegesedéshez pl. a mesozoikum + terciér (*R. Lotze* és az újabb amerikai irodalom, főleg *Holmes*, *Lawson* stb. számításai szerint 180, ill. *H. Stille* szerint 230 millió évet számláló) időszakában? Teljesen tájékozatlanul hagynak továbbá atekintetben, hogy mi az oka a két paleozoós, valamint a még kétséget kizáró módon kimutatott legrégebbi proterozoós eljegesedésnek?

Arra kell gondolnunk, hogy a *Milankovitch*-féle periódusok talán inkább az orogéneokban és éücsrégióikban jutnak csak — párosulva azok hegyképződés alatti és főleg utáni nagymérvű emelkedésével — a maguk teljességében érvényre, míg a nagy, sárkköri eljegesedésekben, ha nem is a kizárólagos, de a döntő szerep, más és sokkal ritkább periodicitást mutató faktoroknak jut.

*F. X. Schaffer* (21) legutóbb, a *Böhm v. Böhmersheim*-féle teóriából kiindulva, megkísérelte az eljegesedést a pólusok esetében is kéregemelkedéssel magyarázni. Abból indult ki, hogy a diluvium végén, tehát a jég visszavonulásának kezdetén, Skandinávia és Kanada nagy részét elöntötte a tenger, amiből a kéreg süllyedésére következtetett s ezért magát az eljegesedést ellenkező folyamattal, kéregemelkedéssel hozta összefüggésbe.

Az előzőekben — a szögsebesség változásával kapcsolatos transzgressziós és regressziós viszonyok tárgyalásánál — azonban láttuk, hogy a kisebb belső súrlódás miatt a tengervíz mindig hamarább veszi fel az új geoid-alakot, a szögsebesség lassulásakor pl. a gömbölydedebb formát, ami kezdetben valóban a pólus-tájékok elözönlésével jár. A kéreg abszolút magassága azonban ennek elején nem változik, később pedig, gyors regressziótól kísérve, maga is emelkedik. A poláris jégtakaró olvadásának tehát nem lehet kéregsüllyedés az oka, mert ilyen ebben az időben ott nincsen.

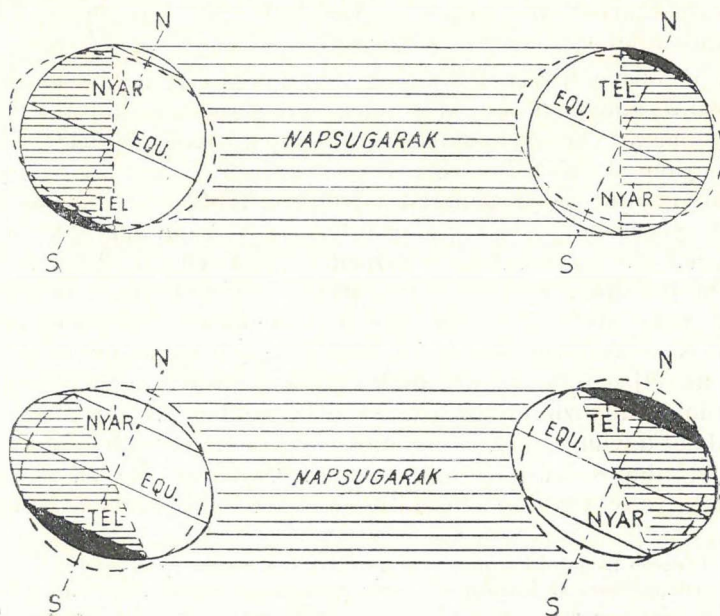
Mások a pólusok környékének jégkorszak utáni kiemelkedését (Labrador, Skandinávia) a diluvium óta tartó felmelegedéssel járó több ezer méter vastag jégtakaró leolvadásával szokták magyarázni. Ez, lokálisan, kétségtelenül segítheti és meggyorsíthatja a folyamatot, de nem lehet indító oka. Annál kevésbé, miután részben maga is csak okozat. Ezért is nem nyújt lehetőséget annak a magyarázatára, hogy mi okozza magának a jéglepelnek az olvadását.

Az egész jelenségesoportnak a megfejtése a következő:

A szögsebesség lassulása — miként már láttuk — hegyképződéssel és végeredményben a földkéreg lapultságának dinamikai csökkenésével jár. A kigömbölyödöttebb pólusok tájékát tehát több napfény éri, megindul az olvadás és ennek következményeként a jégpáncéltól, ill. annak egy részétől megszabadult kéregrészek további izosztatikus emelkedése. A sarkkörüi jégpáncél olvadása tehát első sorban okozata és csak másodsorban oka a kéreg póluskörüli emelkedésének.

Ez a felfogásom tökéletesen egyezik *Niskanen* vizsgálati eredményeivel is (11), amelyek szerint Fennoskandia felszíne már a jégkorszak vége előtt 250 m-el, a jégkorszak vége óta pedig újabb kb. 260 m-el emelkedett és még további kb. 210 m-el kell emelkednie ahhoz, hogy a terület az izosztatikus egyensúly állapotát elérje.

Különösen jól látható a pálya-síkjához ferde tengelyállású Föld pulzáló alakváltozása és a sarki eljegesedés közötti kapcsolat a 15. ábrából. Lapultabb geoid-forma mellett a féléves sarki éjszakák határa jóval az equator felé csúszik. Mivel pedig a rákövetkező fél-



15. ábra.

éves nappalok alatt csak lényegesen kevesebb napsugár és az is sokkal ferdébb szög alatt éri ugyanezt a területet, olvadás híjján beáll az eljegesedés.\*

Annak igazolására, hogy a sarki eljegesedés minden geológiai időben a Föld geoszinklinális, vagyis lapultabb formájához, a felmelegedés viszont annak orogén, tehát kigömbölyödtebb alakjához kötött, a csatolt táblázatot mutatom be. A 16. ábrán a tört hullámvonalak közeledése — akár a szilárd kontinenstábláké — orogenezist, távolodása geoszinklinális-fázist jelent. Az ellipszisek, ill. a körök a Föld mindenkori alakját jelképezik, függőleges tengelyátlás mellett.

Tisztán felismerhető ebből, hogy a Föld hajnalkorától, a proterozoikumtól kezdve, annak valamennyi ismert nagy sarki eljegesedése a Föld geoszinklinális stádiumának, ill. lapultabb alakjának velejárója. Akár az algonkiumi (huron), akár a kambrium-, devon-, perm-kori, vagy a diluviális eljegesedésről van is szó. Biztosra vehetjük tehát, hogy ha valamely szerencsés véletlen folytán, a ma ismert legrégebb eljegesedésnél, a huron-belinél régebbi sarki eljegesedés nyomára akadnának valahol, úgy az csak a Föld hasonló, vagyis geoszinklinális állapotához lehetett kötve. Eddigi ismereteink és pl. az északamerikai vagy kanadai nomenklatura szerint, ilyen eljegesedés nyomait az alsó proterozoikum (Neolaurentian) Sudburian és Algomian közötti, esetleg az archeozoikumban az alsó és felső Paleolaurentian, vagyis a Keewatin és Laurentian közötti időszakában lehetne várni és keresni.

A jövőben élesebb különbséget kell tennünk a hegyképződéssel kapcsolatos eljegesedések és a sarki eljegesedések között. Előbbiek legnagyobb részét kéregemelkedéssel függenek össze és bár jóval később — kiemelkedés és részben letarolás után — de viszonylag mégis csak közvetlenül az orogenezist követik. Utóbbiak a pólusok lapultságával, végeredményben kéregsüllyedéssel kapcsolatosak és ezért mindig a Föld geoszinklinális fázisába esnek. Olyan időbe, amikor a kratogén kontinens-táblák is viszonylag közelebb fekszenek a pólusokhoz, ahol illetéknép a térszín emelésével bizonyos mértékig maguk is hozzájárulhatnak az eljegesedés folyamatának elősegítéséhez, az eljegesedés nyomainak konzerválásával pedig annak későbbi tanulmányozhatóságához. Az orogénekben és különösen csúcs-régióikban ugyanis ezek a nyomok sokkal hamarabb esnek áldozatul az általános letarolásnak, az óceánokban pedig szinte ki sem fejlődnek vagy egyelőre legalább is hozzáférhetetlenek számunkra.

\* Ferdébb tengelyállás mellett is növekedne a sarki éjszaka területe, de ugyanakkor az ellenpóluson az inszoláció is lényegesen nagyobb, eltekintve attól, hogy ezzel a többi geológiai jelenség, mint pl. a geoszinklinális és hegyképződés stb. nem hozható összhangba.

Hegyképződési ciklusok.		Föld alakja.	Geoszinkl.-orogenezis.	Eljegesedések.	Geológiai kor.
P	E	P'	N		
			recens geoszinklinálisok postalpin képződése.	Kanada, N.USA, Grönland, N. Anglia, N. Anglia, S. Amerika (Patagonia) Fenn-Skandia, Russia, Germania, Sztibéria	Alluvium. - Quarter Diluvium.
			alpi orogenezis.		- Tercier - Kréta - Jura
			alpi geoszinklinálisok posthercyn képződése.	Boston, Mass. Ruhr-vidék Brazília, Argentína, S. Afrika, Ausztrália	- Triász - Perm
			hercyn orogenezis.		- Karbon
			hercyn geoszinklinálisok postkaledoniai képződése.	Kapland	- Devon
			kaledoniai orogenezis.		- Szilur
			kaledoniai geoszinklinálisok postalgonkiumi képződése.	Pennsylvánia, N. Norvégia, Kína S. Afrika, Ausztrália.	- Kambrium
			algonkiumi orogenezis.		- Keweenawan
			algonkiumi geoszinklinálisok postalgoniai képződése.	Kanada (Ontario), Spitzberg?, Kína Kapland?, India, Ausztrália.	- Algonkium - Huronian
		S			

Kainozoikum.  
 Meso-  
zoikum.  
 Paleozoikum.  
 Proterozoikum.

16. ábra.



Az előbbieken a sarki eljegesedést a Föld lapultságára vezettük vissza. A kölcsönösség elve és a bizonyítottnak vélt összefüggések alapján azonban fordítva, a sarki eljegesedések ritmikus felléptét a Föld hasonló pulzációja melletti bizonyítékként is felfoghatjuk.

Mindezek után joggal kérdezhetné valaki, hogy van-e a pulzációra még közvetlenebb bizonyíték is? Megfigyelhető-e a világmindenség valamely más alakzatán hasonlóan értelmezhető jelenség? Erre a kérdésre igennel válaszolhatunk.

A Cepheus csillagkép és híres változó csillaga, a  $\delta$ -Cephei után Cepheidáknak nevezett égitestek periodikusan változó fényintenzitását is a rotációval kapcsolatos alakváltozásra lehet visszavezetni. Izzó gázmolyog voltukból kifolyólag szakaszosságuk igaz rövidebb, mindössze pár napos, de éppen ez teszi a jelenséget, a pulzációt jól megfigyelhetővé.

A Cepheidákon azonban azt is megfigyelhették (*Miss Leavitt*), hogy periódusok annál hosszabb, mennél világosabb középértékben (mert változó) az illető csillag. Pontosabban: a periódus logaritmusára arányos közepes világosságukkal. Ami más szóval azt jelenti, hogy a pulzáció időköze az öregedéssel — bizonyos állapottól kezdve tehát magával a hűléssel — logaritmikusan csökken.

És itt érdekes összehasonlítási alap kínálkozna a Cepheidák periodicitása és a Földnek pl. az orogenezisekben és a sarki eljegesedésekben megnyilvánuló nem időarányos pulzációja között. Feltevé természetesen, hogy a geológiai időszámítások egyezőek és nagyságrendre teljesen megbízhatók. Ennek hiányában, az ilyen kísérletek egyelőre nem vezethettek még konkrét eredményre.

Annyi azonban mégis bizonyosnak látszik, hogy a régebbi orogenezisek (pl. a kaledoniai és a hercin) ritkább, a fiatalabb orogenezisek (pl. az alpi) pedig sűrűbb hegyképződési fázisokat mutatnak.

Az alpi hegyképződésen belül pedig a főbb fázisok egyrésze parabolikusan látszik változni.

E jelenség okát egyelőre nem ismerjük, de nem lehetetlen, hogy interferencia jelenségéről és csillapított rezgésről van szó, amely egyrészt a hegyképző erő, ill. a kőzetfeszültség ellanyhulásából, másrészt az igénybevett kőzetrétegek anyagának tömörüléséből és megmerevedéséből, vagyis a rugalmassági modulusz megnövekedéséből adódhatik.

A még teljes egészében tisztázásra váró összefüggések ellenére is világosabbá és érthetőbbé válik tehát a földi periódusok egy részének sűrűsödése és különösen az alpi hegyképződési fázisok időközeneinek csökkenő volta és tendenciája.

## VIII. Hegyképződés, vulkanizmus és ércképződés.

Azok a törekvések, amelyek a különböző magmatikus kőzetek elterjedésének módját és okát kutadják, messzire nyúlnak vissza és sok kimagasló névhez fűződnek. Közülük ehelyütt példakép csak néhányat említhetek meg.

F. Becke és G. F. Prior 1903-ban egyidejűleg ismerték fel azt az alapvető különbséget, amely a mészkalkáli (pacifikus) és az alkáli (atlanti)-sorbeli kőzetek, valamint azok földrajzi és földtani elterjedése között fennáll. Később P. Niggli a tágabb értelemben vett atlanti-sorbeli kőzetek csoportján belül megkülönböztette a mediterrán (K) és a szűkebb értelemben vett atlanti (Na) kőzetek csoportját. E. Suess már 1883-ban utalt arra, hogy a gyúrt lánchegységek belső peremét vulkáni koszorú szokta kísérni. 1909-ben pedig az ú. n. zöldkövekről állapította meg, hogy azok kizárólag a gyúrt hegységeken belül fordulnak elő. Azóta e kőzetek keletkezési körülményeivel és a geológiai eseményekhez való viszonyukkal többek között Nopcsa Ferenc (1927), R. Staub (1922 és 1928), L. Kober (1928), A. Rittmann (1942) és mások foglalkoztak, fontos megállapításokkal járulván hozzá a kőzetek tektonikai vonatkozásainak megismeréséhez. Ezúttal inkább csak a köztettípusok, valamint a velük járó ércesedés és a pulzáció közötti összefüggésre kívánok rámutatni, azzal a megjegyzéssel, hogy a következőkben a geoszinklinális fázis alatt mindig a Föld lapultabb, az orogén fázis alatt pedig annak kigömbölyödöttebb alakját kell érteni.

A geoszinklinálisok, tehát a földkéregnek húzás, nyújtás folyán elvékonyodó és fel-felszakadó kéregrészleteibe differenciálatlan, bázikus magma-tömegek ömlenek, amelyek effuzív lepelképződeményekként való megmerevedésre hajlamosak (platóbazaltok).

A geoszinklinális periódus vége felé, az orogenezis kezdetén egészen más jellegű eruptívumok, az ú. n. ofiolitok vagy zöldkőves kőzetek jelennek meg. Utóbbiak gyengén differenciált (gyengén atlanti vagy gyengén pacifikus) sötét, bázikus kőzetek (pl. szerpentin, perioditok és gabbrók, vagy kiömlési kőzetek esetén diabázok, porfiritok és tufáik), amelyekben a színes ásvány-elegyrészek, főképp az amfibolok, többé-kevésbé kloritá alakultak át.

E jelenség hasonló ahoz, amelyet propilitesedés, vagy zöldkövesedés néven, harmadkori vulkáni kőzeteinkből is ismerünk és ahol ez a folyamat Pálffy (16) szerint nem a Föld felszínén — mint ahogy azt pl. még Szabó József hitte — hanem még a szilárd kéreg nem túl nagy mélységében ment végbe. És pedig a magma megszilárdulása előtt, amikor a bázikus, színes elegyrészek már kiváltak, de a savanyú földpátok még nem. Ezért csak a színes kőzetalkotó ásványok alakultak át, míg a később kivált földpátok az üde zöldkőves kőzetekben teljesen épek. Az átalakulás kloritosodásformájában, tehát vízfelvétel mellett ment végbe. Olyan hőmérsékleten, amely kb. az amfibol kiválásának felel meg és amely hőmérsékleten a túlhevített vízgőz kovasavnál is erősebb savként hat.

A geoszinklinálisok elvékonyodott és diszjunktív hasadékoktól átjárt kéregsávjában bőven nyílt alkalom ilyen folyamatokra. Nevezetesen bázikus magma betódulására, a vízzel telt üledékes kőzetek között vízfelvételeire, majd a hegyképződés elején — főleg átoltatási síkok mentén — magmavándorlásra, intruziók és extruziók keletkezésére. Ezért ezek az ofiolitos vagy zöldkőves kőzetek csapásirányban mindenütt végigkísérik az orogéneket. Rendesen a gyűrt lánchegységek belső övében és többnyire mélytengeri eredetre utaló radiolaritos üledékek társaságában. Az alp-kárpáti orogénben legtöbbször a jurakori hegyképződéssel kapcsolatban kezdődött vagy volt a fő kilörésük, amely a felső krétában már meg is szűnt. Ezek a geoszinklinális fázis végére annyira jellegzetes bázikus, zöldkőves képződmények fellelhetők a Nyugati-Alpokban, az alsó keletalpi takarókban, foltokban a Dráva—Száva közti hegységrögökben, hatalmas kifejlődésben a Dinaridákban, a Hellenidákban, a Taurusban és így tovább. A Kárpátokban ofiolitos kőzeteket kell látnunk az alduai ív szerpentinjében, a Déli-Kárpátok diabázos kőzeteiben, az Erdélyi Érc-hegység diabázokból, porfiritekből és tufáikból álló bázikus eruptív vonulatában, a hézagos Keleti Kárpátok alsó miocén konglomerátumainak és flis vonulatának «zöldkő» zárvényaiban, a Gömör-Szepesi Érc-hegység 70 km hosszú és 30—40 km széles diabázos zöldpala és porfiroidos sorozatában, a Kis-Kárpátok hasonló de melafiros eruptívumoktól kísért képződményeiben, stb. (19).

Az ofiolitok képződésével kapcsolatos vulkáni tevékenység is ércesedéssel járt, amely helyenként tekintélyes bányászati objektumok kifejlődéséhez vezetett. Ércsei többnyire a jellegzetesen bázikus magmához kötött króm, titán és nikkel ásványait is tartalmazták, továbbá az ugyancsak bazicitást kedvelő Fe, Co, As és Mg ásványtársulásait. Ilyenek pl. az alduai krómvasérc (Tiszovica, Dubova, stb.), az Erdélyi-Érc-hegység-beli kovand-tömzsők (Kazanesd, Csungány Ni tartalommal, Rossia, Soborsin), a Gömör-Szepesi Érc-hegység ércstermő sorozata: Au, Ag, Hg, Cu, Zn, Pb, Ni, Co, Sb, As-tartalmú hatalmas vasérctelepeivel és magnezitvonulatával stb. De fellelhető az ércesedés nyomai a Kis-Kárpátokban is, Sb-al.

A kész orogének ezzel szemben ismét más anyagot szolgáltatnak. Területükön ú. n. pacifikus, tehát viszonylag savanyúbb, mészkáli-sorbeli magmatikus kőzetek törnek fel, miután a sialkéregnek ehelyütt történt tetemes megvastagodása révén, a benne keletkezett törések mentén felhatoló magma aránylag sok szilikátos és mészes kőzetanyagot olvaszt magába. Szép példa erre a belső-kárpáti harmadkori vulkáni hegykoszorú, amely andezites, dacitos és riolitos kőzetekből épült fel. Ennek a vulkánosságnak zöldkőves részével kapcsolatosak a Kárpát-medence tekintélyes arany és ezüst előfordulásai is. Ez szolgáltatta a Selmecbánya- és Körmöcbánya-vidéki (Au, Ag, Pb, Cu, Zn), a Mátra-vidéki (Au, Ag, Cu), a Telkibánya-környéki (Au, Ag), a Nagybánya- és Kapnikbánya-vidéki (Au, Ag, Pb, Cu, Zn, Sb, W), az Erdélyi Érc-hegységbeli (Au, Ag,

Pb, Cu, Zn, Sb, Te) nagyhírű ércbányászat alapját. Valamennyi itt előforduló fém savanyú és intermedier magmához kötött.

Megint más erupliv kőzetek jelennek meg a hegyképző erők hatására átlósan, még pedig nagy mélységekig összetöredezett merovítáblákban. Ott a sial közepes vastagságú és nyugodtabb településű lévén, benne a magma, — idegen anyagok lényeges beolvasztása nélkül, — közel eredeti összetételben tör a felszínre. Ezért a kratogén területeket többnyire bázikus, alkáliás ú. n. atlanti-sorbeli kőzetek jellemzik. A magyar közbenső tömegben is főképp bázikus kőzetek, bazaltok törtek fel, pl. a Balaton-felvidéken, Salgótarján környékén stb. Az a körülmény, hogy ezek a bazaltféleségek nem képviselik olyan tisztán az atlanti sort, mint a nagy kratogén táblák erupliv kőzetei, annak az az oka, hogy a magyar közbenső tömeg tulajdonképpen még az orogénhez tartozik. A közbenső tömeget körülölelő orogén két ága, a Kárpátok és a Dinaridák, túl közel vannak hozzá és ezért benne a pacifikus jelleg (Ca-K-Na) részben még dominál, bár atlanti bélyegek (K-Na) is jelentkeznek már. A kőzetek főképp a mediterrán sor felé (K), de a nefelin és titán felléptével helyenként már a tiszta atlanti sor (Na) felé is átmenetet mutatnak.

A kárpáti harmadkori vulkáni koszorú magmatikus kőzeteinek érceloszlási viszonyaival kapcsolatban a közelmúltban két átfogó munka is jelent meg. Beható statisztikai kőzet-vizsgálatok alapján *Szádeczky-Kardos Elemér* (29) a magmatikus kőzetek kristályosságának foka, *Vendel Miklós* (32, 33) pedig a magma savanyúságának foka és az ércelosztás közötti összefüggésekre mutatott élesen rá.

Előbbi szerint a kristályosság, de az ércesedés is függvénye lévén a lehülési, a megmerevedési, tehát végeredményben a mélységi viszonyoknak is, a magmatikus kőzetek kristályossági fokából következtetni lehet a várható ércesedés mértékére és mélységére. *Szádeczky* vizsgálatai szerint a harmadkori nemesítelérekkel kapcsolatos kristályossági optimum intermedier magmaösszetétel (andezit-dacit) esetén a mikro-holokristályos szövet; alacsonyabb vagy magasabb kristályosságnál az ércesedés megszűnik. A viszkozusabb savanyú magmák (riolit) esetén a kristályossági fok valamivel alacsonyabb, bázikusabb magmánál valamivel magasabb.

A zöldkövesedés vagy propilitesedés azért is velejárója az ércesedésnek, mert a propilitek uralkodóan éppen a kérdéses nemesítő formációk optimális kristályossági — (lehülési-, mélységi-) öv képződményei.

*Vendel* szerint a propilitesedés és az ércesedés intenzitása nem csak együtt jár, de függvénye is a magma savanyúságának. Az ércesedés és ezzel a propilitesedés optimumának megfelelő magmasavanyúságot (ebben a pacifikus kőzet- és fémtartományban) kb. 60—63% SiO<sub>2</sub>-nek találta. Innen kezdve, csökkenő SiO<sub>2</sub> felé haladva gyorsabban, növekvő savanyúság mellett pedig lassabban, de határozottan gyengül az ércesedés. Tudományos statisztikai alapon is igazolást nyert tehát a régi ércbányászok ősi tapasztalatán alapuló szabálya: «Quarz bringt und Quarz nimmt Erz.»

## IX. Az orogenezis, valamint a szén, olaj, só, bauxit, mészkő-dolomit és általában az üledékes kőzetek képződése.

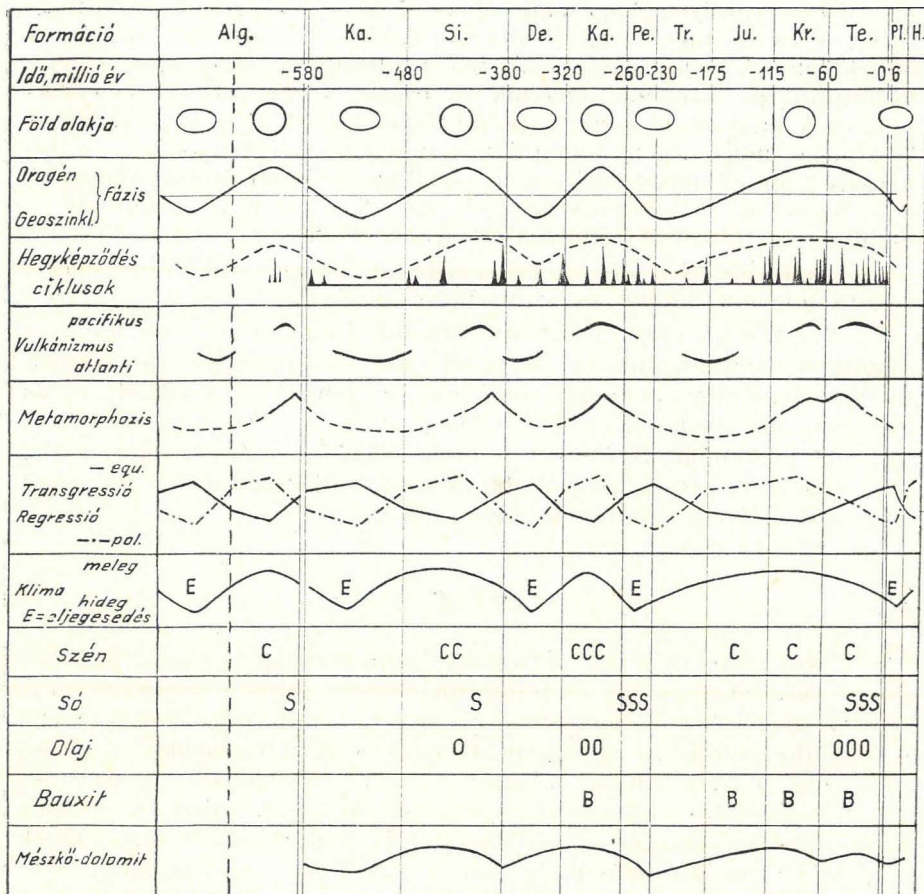
A szén- és sóképződésnek mint ismeretes egyik legfontosabb tényezője a klíma. Ez azonban a Föld hegyképződési periódusaiban általában kedvezőbb. Nem csak a sarki régiókban, hanem a forró és mérsékelt földöveken is. A Föld kisebb lapultsága, gömbölydedebb formája miatt szélesebb pásztában éri a Nap sugarai merőlegesen, ill. nagy szög alatt. A melegebb klíma pedig erősebb párolgással és dúsabb növényzettel jár. Előbbi, megfelelő körülmények között, a tengervíz intenzívebb besűrűsödéséhez, tehát a sótartalom kicsapódásához, utóbbi nagyobb szénképződési lehetőséghez vezet. Maga a hegyképződés, gyakori térszíningadozásaival, mindkét folyamatnak kedvez. A lassú süllyedés a szénképződésnek, a lassú emelkedés a sóképződésnek. Az orogének mentén ilyenkor lefűződő és szellőzetlen vízi tengeröblök pedig az olaj-képződésnek kedveznek.

Mindezek a feltételek lokálisan természetesen a Föld más periódusaiban is bekövetkezhetnek, de nagyobb mértékben kétségtelenül orogen fázisában állanak be.

Ezért jelentkezik az első *szenesedés* 2 m vastag antracit-telep formájában a finnországi proterozoikum gyűrt kőzetsorában, az első tekintélyesebb szenesedés a kaledoniai orogenezissel kapcsolatban pl. az északamerikai, az angliai, a cseh- és svédországi szilurban, a leghatalmasabb szenesedés a karbonban és a legkiterjedtebb a jurától a terciérig bezárólag, tehát az alpi orogenezissel kapcsolatban. Ezzel szemben a kambriumban, a devonban, a permo-triaszban, valamint a kvarterben a szenesedés vagy teljesen hiányzik, vagy lényegesen kisebb jelentőségű.

Hasonló a helyzet a *földi olaj* terén. Nagyjelentőségű olaj és gáz előfordulás ismeretes Észak Amerikában, az Appalach v. Allegheny hegység szilur- és karbonjában, valamint az alpi orogenezishez kötötten, a kréta- és főleg a terciérben, ahová többek között a hazai és szomszédos gáz, petróleum, ozokerit és aszfalt előfordulások is tartoznak.

Jelentős, a kaledoniai orogenezissel kapcsolatos *sóelőfordulások* ismeretesek Észak-Amerika, Pennsylvania szilurjából, gyengébb előfordulások a kélettengeri tartományokból és igen tekintélyesek a német Zechstein-ből, tehát a hercin orogenezist követő karbon-perm határáról és a felső permből, továbbá az alpkárpáti területek harmadkórától. A sótelepek képződése itt is, mint mindenütt, követni látszik a hegyképződési fázisokat és szoros összefüggésben áll a regressziókkal, amint ez pl. *Szádeczky E.* 1931. és *F. Lotze* 1936. évi diagrammjaiból, *Kober* 1933. évi adataiból és *Szalai*-nak 1936. évi, a hegyképződés és az élet evolúciója közötti kapcsolatot feltüntető diagrammjából is kitűnik.



17. ábra.

A bauxit keletkezése is szoros kapcsolatban áll az orogenezissel. Még pedig kéregemelkedéssel és forró, nedves, tehát trópusi ill. szubtrópusi klímával jár együtt. Az európai bauxitok (a spanyol, francia, olasz, jugoszláv, görög, román, magyar, osztrák, német és ír) a jurától kezdve a kréta és terciären át közvetlenül az alpkárpáti hegyképződési éra különböző fázisait kísérik. Ugyanígy az észak- és délamerikai, valamint az indiai előfordulások is. Érdekes kivételt képez az egyik orosz bauxit-előfordulás, amely Tichvin-nél, a Novgorod-i járásban, Leningrád közelében fekszik. Ennek alsó-karbon kora paleontológiai leletek alapján (*Stigmaria ficoides*) is kétségtelen bizonyítást nyert és a devon-alsó karbon határán lezajlott breton orogén fázissal függhet össze, tehát a variszkusi v. hercin éra orogenezisével.

De ugyanilyen kapcsolat áll fenn a hegyképződés ill. klímaváltozás és a nagy tengeri *mész-lerakódások* között is. Miután a mészkőtelepek főleg mészkiválasztó baktériumok, moszatok, algák, foraminiferák, korallok, kagylók és esigák közbenjöttével keletkeznek, ezek nagy része pedig napfény- és melegkedvelő lévén, könnyen belátható, hogy ilyen klimatikus viszonyok között jobban is tenyésznek és elhalásuk után mészvázakkal erősebb ütemben növelik a mész-anyag felhalmozódását. (I. Ch. Schuckert diagrammját is az atmo- és litoszféra változásairól, Kober 1942.)

De a *klasztikus üledékek* képződése is meggyorsul az orogenezis okozta nagyobb klíma- és szintkülönbségekkel.

Végeredményben tehát megállapíthatjuk, hogy nem csak a pacifikus vulkanizmus és az ezzel járó ércképződés, valamint a metamorfózis, hanem a szén, olaj, gáz, só, bauxit, mészkő-dolomit (és általában az üledék-képződés is megelégnül a Föld orogén, vagyis kigömbölyödöttebb fázisaiban. Épúgy, mint a klíma-rosszabbodás, az eljegesedés és a fokozottabb atlanti vulkanizmus is, bolygónk geoszinklinális ill. lapultabb fázisába esik.

## X. Végszó.

Összegezve és a 17. ábra diagrammjába foglalva az elmondottakat, egészen világossá és félreérthetlenné válik a kozmikus erők okozta tengelykörüli forgásnak és az ezzel járó pulzációnak nagy, sőt döntő szerepe a geológiai események létrehozásában. A belső erők, úgy mint a kémiai, valamint a hő, az izosztázia és a kontrakció radiális hatásának érintetlen hagyása mellett is, mind világosabbá válik a rotáció szerepe a Föld életében és háztartásában, arculatának kialakításában. Különösen, ha azt is figyelembe vesszük, hogy nem csak a Föld felszínének tagozódását, hanem azon belül a kratogének és orogének szerkezetét kialakító ú. n. tektonikus erők legnagyobb és legfontosabb részét is, a rotáció szolgáltatja.

\*

A geomechanika révén kiszélesülő geológia és rokontudományai, az asztronómia, a geofizika, geokémia stb. közötti kezdetben gyenge szálak, mind erősebb kapcsolatokká épülnek ki.

Igy válik a szilárd kéreggel foglalkozó földtan — érdeklődési és munkaterületének bővülésével — egyszerű *plutógeológiává*, a mély ségek geológiájává, másrészt Kober egy újabb kifejezésével élve, *kozmo-geológiává*, a mindenség geológiájává. És ezzel a földtan szakigazságai is mind általánosabb érvényűekké, mert nemcsak geológiai, hanem egyben asztronómiai, fizikai, kémiai, mechanikai és matematikai igazságokat is igyekeznek kifejezni. Tehát természeti igazságokat, egyetemes igazságokat. Vagy egyszóval: igazságokat.

## HOZZÁSZÓLÁSOK:

*Egyed László:* Nagy érdeklődéssel hallgatta az értékes előadást, de néhány kétségének kíván kifejezést adni a szerző fizikai magyarázatával szemben. Az árapály jelenségekkel kapcsolatban fellépő tömegelmozdulások nem befolyásolhatják olyan mértékben a geometriai középpont és a súlypont egymáshoz való viszonyát, mint azt a szerző feltételezi. A maximálisan 30 cm-es illetőleg a tengerek esetében fellépő legfeljebb 10—20 m-es ingadozások igen kicsinyek a Földkéreg egyéb sűrűségviszonyaihoz képest.

A centrifugális erő hatására konvekciós áramlások egyáltalában nem léphetnek fel, mert a folyadékszerűen viselkedő magma részecskéi a nehézségi erőnek a Föld belsejébe eső vívfelületei mentén a sűrűség szerint helyezkednek el (Poincaré, Liapounoff, Lichtenstein). A részecskékre ható nehézségi erő, amely a tömegvonzás és a centrifugális erő eredőjeként adódik, merőlegesen a vívfelületre. A vívfelületek mentén tehát nem jöhet létre elmozdulás. Kétségtelenül vannak magmaáramlások (Griggs, Vening Meinesz) lehet, hogy az irányuk is megfelel az előadásban feltételezett irányoknak és így a feltételezett módon függhetnek össze a geológiai jelenségekkel, de okuk semmiesetre sem lehet a centrifugális erő.

A pulzációt sem tudja elképzelni az előadásban vázolt módon. A szeizmikus vizsgálatok alapján a földkéregnek mintegy 2900 km vastag héja teljesen szilárdként viselkedik rugalmassági szempontból a rövid ideig tartó behatásokkal szemben. Mindenesetre probléma, hogy mekkora kellene legyen a Föld saját pulzációs ideje, de ahhoz, hogy vele geoszinklinális és orogénképződést magyarázhassunk, szilárdsági szempontból hosszúnak kell feltételeznünk; ekkor azonban, ha valami okból fel is lép a Földben valami deformáció, amit a pulzáció elmulásának okaként könyvelhetünk el, a fellépő belső surlódás miatt, (amire az említett szeizmikus megfigyelések adnak alapot), az eredeti alakba való visszatéréskor le kell a pulzációnak csillapodnia és így a pulzáció helyett legfeljebb egy aperiodikus mozgás jön létre.

A jégkorszaknak említett magyarázatát nem tartja valószínűnek. A Föld lapultsága kerekén mindössze 1/300. Erzékeltni ezt úgy lehetne, hogy ha egy olyan ceruzával, amely 1 mm vastag nyomot hagy, 30 cm-es sugarú kört írunk, akkor a lapult Föld ebbe belerajzolható úgy, hogy a sarkokon a Föld felszíne a ceruzanyom belső részével esik egybe, míg az egyenlítőn a külsővel. Ennek ingadozása tehát olyan sugárzásbeli eltérésekre aligha vezethet, hogy belőle a sarki eljegesedések kiterjedését a kisebb szélességi helyekre magyarázni lehessen, különösen, ha tekintetbe vesszük, hogy a Föld lapultsága lényegesen nagyobb a geológiai múlt egyik időszakában sem lehetett.

Mindezekkel az ellentétesekkel egyáltalában nem az előadás értékét óhajtotta érinteni, csupán olyan elemek kiküszöbölésére szeretné a figyelmet felhívni, amelyek az elméletnek fogyatékosai. Ezekről eltekintve nagy érdeme az elméletnek, hogy a széteső geológiai jelenségeket egységesen igyekszik magyarázni.

*Scherf Emil:* *Bacsák* érdekes dolgozatára kívánja felhívni a figyelmet, melyet az INQUA kongresszusra benyújtott. Ebben a *Milankovitch*-féle elmélet második problémáját kozmikus okokkal megmagyarázza. Valóban csak a permbea léptek föl ugyanazok a kozmikus feltételek, mint a diluviumban, melyek a *Köpper*-féle küszöbértéket meghaladó eljegesedésre vezettek.

*Schmidt* szíves volt megígérni, hogy eljegesedési elméletét az INQUA kongresszus internacionális tudományos fóruma elé terjeszti, ahol közte *Milankovitch* és *Bacsák* között érdekes eszmecsere kerülnék sor.

*Schmidt Eligius Róbert:* A geofizikus és geológus elképzelései egymástól eltérnek. A geofizikus általában nem számol azokkal az időkkal, melyekkel a geológus megszokta, hogy számolnia kell. Évmilliók alatt a magma is elmozdul, látszólag rideg rendszeren is folyási jelenségek érvényesülnek. A geofizika számadataival szemben megjegyezni kívánja, hogy a matematika csalóka, Nopcsa egy idézetét citálja, mely szerint a matematika olyan, mint a kávédaráló, igen pontosan őröl, az eredmény mégis attól függ, hogy mit dobunk bele. A magma igenis áramlik. *Vening Meinesz* és mások konkrétumokkal bizonyították. A geológiai jelenségek közvetlen kapcsolatba hozhatók magmaáramlásokkal, tehát ez is



bizonyítja meglétüket. Nagyságrendileg nem mondott rólok semmit és nem is kívánja becslésekbe bocsátkozni. Előadásában a geológiai folyamatokat nagyjából követte, hogy képet nyerjünk a jelenségek összefüggéséről. Kísérlet, nem ki nyilatkoztatás volt az előadás célja. A sial betüremkedését nem a gravitáció, hanem a kihajlásra való igénybevétel okozza. A Jupiter lapultsága  $1/15$ , az Uranusé  $1/14$ , a Saturnusé  $1/10$ . Ezeket az alakváltozásokat a centrifugális erő okozza, mégpedig anyageltolódás révén. Hatása geológiai időkben sem tagadható. *Hanssen* szerint egyébként a Hold tömegközéppontjának és geometriai középpontjának a Föld irányában mért egymástól való távolsága mintegy 59 km.

*Egyed László:* Igaz, hogy a centrifugális erők hatásaképen elképzelhetők mozgások, mint pl. a pólustól való menekvésnek nevezett jelenség, azonban ez is csak akkor képzelhető el, ha a Földkéreg külső részét szilárdnak tételezzük fel az alatta lévő folyékony magmával szemben. A fizikai magyarázat kötelez. Ha a szilárdtat szilárdnak vesszük, a folyadékokról is azt kell feltételezni, hogy követi a folyadékok törvényeit és nivófelületre áll be, melyen a nyomási és a sűrűség állandó.

*Schmidt Eligius Róbert:* Ha elérte az egyensúlyi állapotot. Ezt azonban külső erők gyakran megzavarják. Egyébként a centrifugális erő nem a halmaz-állapotnak, hanem a tömegnek a függvénye.

*Egyed László:* Ha forgó folyadékot tételezünk fel, az egyensúlyi helyzetet el kell, hogy érje. Inhomogenitások a magmában lévő nivófelületeken nincsenek.

*Schmidt Eligius Róbert:* Időközönként fellépnek mégpedig nyomásosozta sűrűségváltozások formájában.

*Egyed László:* A Föld belsejében lehetnek áramlások, de nem centrifugális okokra visszavezethetők. A hőokozta áramlások jelentősége sokkal nagyobb.

*Schmidt Eligius Róbert:* Az évmilliók szerepét is figyelembe kell venni a centrifugális erő hatáánál.

*Egyed László:* Az idő szerepét csak annyiban lehet figyelembevenni, hogy a szilárd anyag folyadékként viselkedik és éppen ez az oka annak, hogy a centrifugális erő nem hozhat létre áramlást.

*Szentes Ferenc:* Miért változik a Föld gömbölyű és lapult alakja és miért olyan periódikussággal, ahogy azt *Schmidt* táblázata feltünteti?

*Schmidt Eligius Róbert:* A pulzáció matematikai, fizikai és kozmikus okait előadásának elején ismertette. A táblázaton *Stille* időbeosztását tüntette fel, nem akarta ezt módosítani, mert akkor azzal vádolhatnák, hogy elgondolásaihoz illően változtatta meg azokat. A gömbölyűbb és lapultabb Föld-alak azonkívül geometriai-mechanikai elgondoláson is alapszik, amely a geológiai jelenségekkel összhangban áll. Az ellapulás húzással, a gömbölyödés felületzsugorodással, nyomással jár együtt. A pulzáció az egyensúlyi helyzet beálltáig tart. Ugyanezek a jelenségek más égitesteken is megfigyelhetők, így a nagy átmérőjű Szaturnusz és Jupiter esetében kis térfogatsúllyal nagy szöcselenség jár együtt. A Hold esetében, mely csaknem teljesen merev, anyag-elmozdulásra nem képes égitest, forgást nem tapasztalunk, súlypontjával a Föld felé fordulva írja le pályáját és közben csupán billenő mozgást végez, amelyet fizikai libráció néven ismerünk.

*Szalai Tibor:* Az előadás témájában rejlik, hogy aránylag kevesen szóltak hozzá. A geológusok évszázadok óta bizonyos jelenségeket figyeltek meg és foglaltak rendszerbe. *Schmidt* ezeknek mélyebb magyarázatára vállalkozott és az egészét egységes képbe foglalta. Tettek már mások is hasonló kísérleteket, pl. *Staub*, *Kober*, azonban a fizikai jelenségeknek a geológia történéseivel ilyen szoros összehangolására egyikük sem jutott el. A geológia mindenestre eljutott már oda, hogy általános megállapítások (pl. *Stille* időszabálya) okát kutatja.

A pulzáció általános Földre kiterjedő magyarázata, s ennek a poláris jégkorszakokkal összefüggésbe hozása az első kísérlet, amely a poláris jégkorszakok kialakulását a történések keretébe logikusan helyezve magyarázza. A pulzációval már sokan foglalkoztak, e helyen *Böckh*, *H.*, *Nölke F.*, *Sitter*, *Jolly* nevét említem. Míg ezek a kutatók azonban valamennyien részletjelenségeket figyelve megismertették elgondolásait, addig *Schmidt* az egységes és egész Földre terjeszti ki a kérdést. Ez egységes szemléletbe beillenek az említett szerzők elgondolásai.

# DIE GEOMECHANIK DES ERDINNEREN UND IHRE AUSWIRKUNG AUF DIE ERDKRUSTE.

Von DR. E. R. SCHMIDT.

## Inhalt:

I. Einleitung. . . . .	193
II. Die Drehung um die Erdachse. . . . .	194
III. Die Pulsation. . . . .	196
IV. Die innere Struktur und stoffliche Zusammensetzung der Erde. . . . .	199
V. Die Magmaströmungen. . . . .	200
VI. Die Krustenbewegungen. . . . .	209
VII. Die Eiszeitalter und die geosynklinalen Phasen der Erde. . . . .	213
VIII. Gebirgsbildung, Vulkanismus und Erzbildung. . . . .	217
IX. Die Orogenese und die Bildung von Kohle, Erdöl, Salz, Bauxit, Kalkstein, Dolomit und der Ablagerungsgesteinen im allgemeinen. . . . .	221
X. Schlusswort. . . . .	223

## I. Einleitung.

Das klassische Forschungsgebiet der Geologie bildet die Erdkruste. Die Aufgabe der Geologie besteht in der Erforschung der stofflichen Zusammensetzung, der Struktur, der Bewegung und der historischen Entwicklung der Kruste. Die Erdkruste ist einesteils aber nur eine dünne Schale am mächtigen lebendigen Körper der Erde, andererseits ist aber auch die Erde selbst nur ein bescheidenes Mitglied unseres Sonnensystems und mit diesem zusammen ein solches der Milchstrasse, dieses astronomischen Weltsystems, und noch weiter ein solches der unabsehbaren Welt der Sterne.

Darum ist es für den Geologen unerlässlich, sowohl bei der Erforschung der tieferen Gründe wie auch bei der der höheren Zusammenhänge seinen forschenden Blick einmal auf das Innere der Erde und ein anderes Mal auf das Weltall, den Kosmos, zu werfen. So muss er bald erkennen, dass hier die Masse sowohl an Stoff als auch an Energie im Verhältnis zu der Erdkruste immens sind. So wirkt dann die Erkenntnis ganz natürlich, dass auch die Lebenserscheinungen der Kruste fast ausschliesslich von diesen

äusseren und inneren Kräften beherrscht werden und zwar in den meisten Fällen in einer untrennbaren Einheit. Doch ist die Wirkung der kosmischen Kräfte meistens primär, aktiver.

Wenn man die wirklich übersinnliche mathematische und dynamische Harmonie im Reiche der Himmelskörper, ferner die einfachen Gesetze in der Entfernung von den Planeten und Satelliten der Grösse, der Reihenfolge, der Bewegungsgeschwindigkeit, der Rotation, der Physik und der Chemie betrachtet, kann man auch von den grossen Gesetzmässigkeiten, die sich in der inneren Struktur der Planeten und in ihrer Bewegung offenbaren, nicht überrascht werden.

In unserem ganzen System kommt überall die Tendenz zum Gleichgewicht, zur Harmonie, zur Geltung. Wird das Gleichgewicht durch irgend eine äussere Kraft gestört, so wird auch die entstandene Bewegung für die Herstellung des neuen Gleichgewichts aufgebracht.

## II. Die Drehung um die Erdachse.

Die Schalenstruktur wird durch radialwirkende Kräfte, die Dichte und die Temperatur, geregelt. Beide weisen im Mittelpunkt den grössten Wert auf und nehmen nach aussen zu allmählich ab. Darum können, mit Ausnahme der äussersten erstarrten Gesteinskruste, etwa von 120 km abwärts, nebeneinander nur Stoffe von gleicher Dichte vorhanden sein.

Die Erde und die Planeten sind also infolge der radialwirkenden inneren Kräfte bestrebt, die Form des vollkommenen Gleichgewichtes, also die Kugelform, aufzunehmen. Die Kugelform wird aber durch die äusseren Kräfte oft deformiert. Als solche gelten in erster Linie der Mond und die Sonne, die mit ihrer Anziehungskraft die Erscheinungen von Flut und Ebbe hervorrufen. Infolge der Wirkung dieser Kräfte kommen nicht nur die Wassermengen der Ozeane in Bewegung, sondern auch die leichter mobilisierbaren Gesteinsmassen. Nach *W. Schweydar* beträgt z. B. die maximale halbtägige Amplitudo der durch die Flut und Ebbe verursachte radiale Bewegung der Erdkruste 32 cm.

Es ist bekannt, dass *G. H. Darwin* (7) der Flut und Ebbe eine bremsende Wirkung zuschrieb, durch die die Achsendrehung abnimmt (s. Abb. 1). Demgemäss zieht der Mond einen Teil der beweglichen Massen der noch nicht festen Erde ( $m_1$ ) zu sich. Die Bewegungen der Massen zeigt sich aber infolge der inneren Reibungen nur später. Der andere Teil der beweglichen Massen ( $m_2$ ) bewegt sich in der der Anziehungskraft entgegengesetzten Richtung, aber infolge der Trägheit der Massen mit einer noch grösseren Verspätung. Auf diese verrückten Massen ( $m_1$  und  $m_2$ ) übt der Mond ebenfalls Ziehkraft aus. Diese Gravitation steht der Formel  $\frac{m \cdot m_1}{t_1^2}$  ent-

sprechend mit dem Produkt der Massen im Geraden und mit dem Quadrat der Entfernungen in einem umgekehrten Verhältnis. Das heisst, dass der Mond die ihm näher gelegene Masse  $m_1$  wesentlich stärker anzieht als die von ihm weiter entfernt liegende Masse  $m_2$ , infolgedessen nimmt die Winkelgeschwindigkeit, die Rotation der Erde, ab. Zur Zeit wird diese Auffassung im allgemeinen angenommen.

Die ganze Sachlage ist aber nicht so einfach und sie kann, wie wir sehen werden, auch im umgekehrten Sinne gedeutet werden. Nämlich so, dass die Flut und Ebbe nicht bremsend sondern im Gegenteil anregend wirkt.

Die Astronomie gab bis jetzt über die Rotation der Himmelskörper keine einheitliche, allgemein angenommene Erklärung. Manche versuchen sie aus dem anfänglichen Wirbeln des Urnebels abzuleiten. Diese Ableitungen sind aber nicht immer ganz klar und beruhigend.

Viel verständlicher ist die Erklärung von *K. Gáspár* (10). Seiner Auffassung nach besteht zwischen den Himmelskörpern nicht nur Gravitation sondern auch eine gegenseitige Abstossung. Diese beiden in radialer Richtung gegeneinander wirkenden Kräfte halten die Himmelskörper in einem gewichtslosen schwebenden Zustande und zwingen sie, ihre Bahnen einzuhalten. Die Anziehung ist eine Funktion der Masse, die Abstossung die der strahlenden Energie (Glühen).

Die Rolle der Abstossung hat man bis jetzt im allgemeinen abgeleugnet. Man muss aber bemerken, dass neuerdings nicht nur die korpuskulare Verbreitung des Lichtes sowie die Wärmewirkung der am meisten subtilen Energien wie z. B. der  $\gamma$ -Strahlen festgestellt werden konnte, sondern dieselben auch gemessen werden konnten. Über die kosmische Strahlung wurde z. B. festgestellt, dass sie die obere Grenze der Atmosphäre mit einer Kraft erreicht, die pro Sekunde und Quadratcentimeter einem Effekt von  $0,0035 \text{ erg}$  ( $1 \text{ erg} \cong 1,02 \cdot 10^{-8} \text{ mkg}$ ) gleichkommt (2). Eine so grosse und vielleicht auch noch andere strahlenden Energien üben offenbar auf die gewichtslos schwebenden Planeten der kinetischen Energieformel  $\frac{m \cdot c^2}{2}$  entsprechend

eine gewisse dynamische Wirkung aus.

Im Falle des Vorhandenseins von kosmischer Abstossung werden die im Zusammenhange mit den Erscheinungen der Flut und Ebbe erwähnten Feststellungen einer Modifikation unterzogen werden müssen.

Stellen wir uns vor, dass in der obigen Abbildung an Stelle des Mondes die Sonne mit ihrer strahlenden Energie (natürlich in der entsprechenden Entfernung und Grösse) tritt. Beachten wir auch die Tatsache, dass infolge der durch die Gravitation verursachten Massenverrückungen der Mittelpunkt der Erde nicht mehr mit ihren Gewichtspunkt zusammenfallen wird, weil letzterer vom ersten sich verrückt hat. Es entsteht also ein Drehmoment, das den geometrischen Mittelpunkt um den Gewichtspunkt dreht. Die Grösse

der Winkelgeschwindigkeit steht im geraden Verhältnis zu der Grösse der Oberfläche und der Verrückung des Gewichtspunktes bzw. des geometrischen Mittelpunktes des sich rotierenden Himmelskörpers. Sie hängt ferner auch von der Grösse der strahlenden Energie, d. h. von der Wärmemenge des strahlenden Körpers, von der Hinderungslosigkeit der Ausstrahlung (vom Erstarrungsgrad und der Tiefe der äusseren Kruste) und der Entfernung ab. Die Verrückung des Gewichtspunktes hängt von der Grösse der Anziehung, d. h. von der Masse der auf einander wirkenden Himmelskörper, von Quadrat ihrer Entfernungen und vom Erstarrungsgrad ab. Darum ist die Rotation gross bei den Planeten mit einem grossen Radius und kleinem Volumengewicht (Jupiter, Saturnus) und klein oder gleich Null bei denen, wo infolge der Erstarrung der Gewichts- und der Mittelpunkt einander so nahe liegen, dass die abstossende Kraft sie nicht mehr drehen kann. Die abstossende Kraft kann nach dem Aufhören der Achsendrehung, aber noch vor der vollkommenen Erstarrung den Planeten, dessen Gewichtspunkt dem zentralen Himmelskörper zugewendet ist, von Fall zu Fall wippen (s. die physische Libration des Mondes).

Man könnte auch an eine magnetische und elektrische Abstossung denken.

Wie immer man es auch erklärt, besteht die Tatsache, dass die Erde sich um ihre Achse dreht und diesem Umstand — wie wir weiter unten noch sehen werden — in der Erdgeschichte eine bedeutend grössere Rolle, wie bis jetzt, ja sogar eine schicksalsvolle Bedeutung zugeschrieben werden muss.

### III. Die Pulsation.

In meiner letzten Studie (24) habe ich abgeleitet, wie infolge der Drehung um die Achse die Kugel sich in einen Ellipsoid verwandelt, ferner habe ich nachgewiesen, welche Spannungen und Deformationen währenddessen in der festen Erdkruste entstehen. Es konnte nachgewiesen werden, dass infolge der zentrifugalen Kräfte einerseits in der meridionalen und äquatorialen Richtung Zugspannungen, andererseits entlang der höheren Breitengrade Gleitspannungen auftreten. Unverkennbar konnte darauf hingewiesen werden, dass diese Richtungen mit den grossen tektonischen Richtungen der Erde, mit den Streichrichtungen der Geosynklinale und der Orogene zusammenfallen und dass sie die unmittelbaren Ursachen der Zergliederung der Erdkruste in Schilder und Geosynklinale darstellen.

Im folgenden möchte ich nun das Problem näher betrachten, infolge welcher geomechanischen Kräftewirkungen und Vorgänge die grossen Sedimentationsräume der Geosynklinale in Orogene aufgefaltet werden.

Während die um eine Achse sich drehende Kugel in einen Ellipsoid übergeht, verändert sich auch das Trägheits- oder Inertienmoment, und zwar es nimmt zu. Dieser Vorgang kann in folgenden Formeln veranschaulicht werden. Die Zunahme erfolgt, vom  $I_g = \frac{2}{5} M \cdot r^2$  (wo  $I_g$  das Inertienmoment,  $M$  die Masse und  $r$  den Halbdurchmesser der Kugel bedeutet) bis  $I_e = \frac{2}{5} M \cdot a^2$  (wo  $I_e$  Inertienmoment,  $M$  die Masse und  $a$  die Hälfte der auf die Drehungsachse rechtwinkeligen, in unserem Falle also der grossen Achse des Ellipsoids bedeutet).

Während der Veränderung der Form ändert sich die Masse nicht. Auch die kinetische Energie (KE) ändert sich nicht, wenn keine Zugabe oder Abnahme einer Energie erfolgt. Daraus folgt, da  $KE = I \frac{\omega^2}{2}$ , dass mit der Zunahme von  $I$   $\omega$ , d. h. die Winkelgeschwindigkeit, abnehmen muss. Oder in einer Form, in der die Halbdurchmesser beachtet werden, die in den obigen Formeln von  $I$  angegeben wurden, da

$$KE_g = KE_e \text{ bezw.}$$

$$I_g \frac{\omega_1^2}{2} = I_e \frac{\omega_2^2}{2} \text{ bezw.}$$

$$\frac{2}{5} M r^2 \frac{\omega_1^2}{2} = \frac{2}{5} M a^2 \frac{\omega_2^2}{2} \quad \text{und vereinfacht}$$

$$r^2 \cdot \omega_1^2 = a^2 \cdot \omega_2^2 \text{ bezw.}$$

$$r \cdot \omega_1 = a \cdot \omega_2$$

Dieses bedeutet, dass — da das Produkt des entsprechenden Radius und der Winkelgeschwindigkeit konstant ist — *die Zunahme des Trägheitsradius eine Abnahme der Winkelgeschwindigkeit mit sich zieht und umgekehrt.*

Daraus folgt, dass im Falle eines noch nicht vollkommen starren, zu relativen Massenverschiebungen noch fähigen rotierenden Körpers — wie auch unsere Erde einer ist — infolge des Überkompensierens die neue Gleichgewichtsform nicht sofort erreicht wird, sondern es erfolgt eine gewisse Pulsation. Diese Pulsation offenbart sich darin, dass die Drehungsachse des sich rotierenden Körpers zuerst kürzer und die Kugel flacher wird, infolgedessen nimmt die Winkelgeschwindigkeit ab, die Achse wird wieder länger und der sich rotierende Körper wieder zu einer Kugel. Das Inertienmoment nimmt nun aber wieder ab, die Winkelgeschwindigkeit nimmt wieder zu, was wieder zu einer Abplattung führt usw., solange das ganze System nicht ganz erstarrt.

Wollen wir nun die geologischen Folgen dieser Pulsation näher betrachten.

Wir haben schon gesehen, dass das Flacherwerden eine Zunahme der Oberfläche und so die Entstehung von Zugspannungen in gewissen Richtungen bedeutet, also mit der Ausbildung von Geosynklinalen verbunden ist. Das sieht man auch leicht ein, wenn man sich überlegt, dass die Kugel diejenige geometrische Form darstellt, die im Falle gleicher Massen die kleinste Oberfläche besitzt. Eine Verwandlung in eine wie immer andere Form bedeutet also notwendig eine Zunahme der Oberfläche, d. h. einen tangentialen Zug, während die Rückverwandlung zur Kugelgestalt eine Oberflächenverminderung, Schalenschrumpfung, d. h. einen Druck zur Folge hat. Die Verhältnisse der Spannungen und der Massenverschiebungen im Falle einer Kugel und eines Ellipsoids sind in der beiliegenden Abbildung 2 dargestellt. Bei der Abnahme der Winkelgeschwindigkeit wird also die Annäherung zur Kugelgestalt durch übergangsweise auftretende, in entgegengesetzter Richtung wirkende Spannungen verursacht, d. h. anstatt Zug tritt Druck auf, was im Gebiete der Geosynklinale zur Gebirgsbildung, zur Orogenese führt. *Das ist die geomechanische Erklärung des Stille'schen orogenetischen Zeitgesetzes* (Gleichzeitigkeit der orogenen Phasen und ihre Ausdehnung auf die ganze Erde). Ohne diese Annahme — z. B. lediglich auf Grund der Kontraktion — könnte weder die Gleichzeitigkeit noch der weltumspannende Ablauf der schmalen orogenen Zonen in einer annehmbaren Weise erklärt werden.\*

Der Gedanke, der oben auch geomechanisch erwiesenen Pulsation tauchte in der Geologie schon des öfteren auf. Später wird darüber noch berichtet. Hier möchte ich nur soviel bemerken, dass z. B. auch *Hugó Böckh* (4, 5) in seinen iranischen Studien die Ursache der in den Orogenen rhythmisch erfolgenden Senkungen und Hebungen, d. h. der Dilatation und der Kontraktion in der Pulsation, Oszillation des Erdkernes, der sich die feste Kruste fügt, vermutet.

Untersuchen wir nun die Möglichkeiten und Bedingungen der Bewegungen und Strömungen im Kerne, im Inneren der Erde. Um diesen Untersuchungen eine konkretere Grundlage zu geben, behandeln wir zuerst die Frage, wie man den Aufbau der Erde nach dem heutigen Stand der Wissenschaft sich vorstellen kann.

---

\* Eine solche Krustenbewegung bedeutet im gewissen Masse und Sinne eine Annäherung zu den älteren Auffassungen: *Ampherers* (24. Lit. 1.) und der von *Kober-Schmidt* (24. Lit. 7.). Bei diesen, wie bekannt, spielen — z. B. bei der alpinen Gebirgsbildung — ausser den meridionalen, S—N gerichteten gebirgsbildenden Kräfte auch O—W gerichtete Kräfte eine Rolle.

Letztere entstehen aber — nach Abb. 2. — dadurch, dass infolge der Ausrundung der Erde, die nach den Polen sich verschiebende Parallelkreise auf engeren Raum zusammengedrückt werden.

#### IV. Die innere Struktur und stoffliche Zusammensetzung der Erde.

Über die innere Struktur und die stoffliche Zusammensetzung der Erde stehen uns zur Zeit nur bis zu einer Teufe von etwa  $5\frac{1}{2}$  km unmittelbare Erfahrungen zur Verfügung. Offenbar werden wir noch längere Zeit hindurch die Angaben aus grösseren Teufen entbehren, wenn grössere Teufen überhaupt zu erreichen werden. Der Forschungsgeist des Menschen ist aber ruhelos und kennt keine Hindernisse. Wo die Sinnorgane nicht mehr ausreichen, werden neue Instrumente, Verfahren und Apparate eingesetzt oder der Mensch versucht mit Hilfe seiner Logik in die Tiefe der Dinge einzudringen. Dank der Arbeiten von *E. Wiechert*, *E. Suess*, *Geiger-Guttenberg*, *A. Sieberg*, *P. Niggli*, *V. M. Goldschmidt*, *G. Tamann*, *R. A. Daly*, *G. Linck*, *H. S. Washington* und anderen konnten wir auf Grund des Ablaufes von seismischen Wellen der Schwereanomalien und geochemischer Überlegungen in das Innere der Erde einen Einblick gewinnen. Nach diesen Annahmen besteht die Erde aus einer äusseren Gesteinsschale und einem inneren Eisenkern. Beide werden weiterhin in je 2 Sphären gegliedert. Auch von unserem Gesichtspunkte aus genügt die Annahme von folgenden 4 Schalen:

1. *Die feste Gesteinsschale oder die Kruste* (auch Sial oder Sial, Lithosphäre, Silikatsschale genannt). Ihre Mächtigkeit beträgt 60, höchstens aber 120 km. Sie wird von dem Granit und Gneiss entsprechenden sauren (Si + Al) Gesteinen aufgebaut, die nach unten zu immer mehr Magnesium enthalten und allmählich in basaltische Gesteine übergehen. Das allgemeine spezifische Gewicht der Kruste beträgt 2,7. Sie weist bis 50—60 km Tiefe eine kristalline Struktur auf und ist bruchfähig. Unter dieser Teufe befindet sie sich im Zustande der latenten Plastizität. Sie ist inhomogen, indem in ihr die Stoffe von verschiedenen Dichten noch nebeneinander vorkommen. Gegen 120 km Tiefe hört diese Dichteanomalie bzw. die Inhomogenität auf. Die Stoffe von verschiedener Dichte sind hier isostatisch bereits alle ausgeglichen. (Oberfläche der isostatischen Ausgleichung). Da die Gebirgsbildungen sich in dieser Zone abspielen (*O. Ampferer*) pflegt man auch über eine Tektonosphäre zu sprechen (*R. Schwiner*). Unter dieser Teufe gehen nur noch thermische und chemische Veränderungen, ferner langsame Stoffwanderungen vor sich.

2. *Die Magmazone oder der Mantel* (auch Sima, Eklogit-Zone, neuerdings auch Sialsima usw. genannt.) streckt sich zwischen 120 und 1200 km Tiefe aus. Sie besteht aus einem den Plateau-Basalten entsprechenden pleo- und monomolekularen Gemisch von undifferenzierten und komprimierten Silikaten. Das spezifische Gewicht dieser Zone ändert sich in der Funktion der Tiefe zwischen 3 und 5. Von dieser Teufe abwärts befinden sich die Stoffe in einem amorph-glaserigen und latent plastischen Zustand. Gerade infolge der latenten Plastizität spielt diese Zone in den Vorgängen der Gebirgs-



bildung eine ausserordentlich wichtige Rolle. Darum muss sie von geomechanischem Gesichtspunkte aus weiter unten noch recht ausführlich behandelt werden.

3. *Die Zone der Übergangsschichten* (auch Crofesima + Nifesima, Sulfid-Oxyd-Schale, Erzschale und neuerdings auch Sima genannt) befindet sich zwischen 1200 und 2900 km Tiefe. Diese Zone bildet einen Übergang zwischen dem Silikatmantel und dem Eisenkerne. Ihr Stoff dürfte dementsprechend am meisten mit dem von Steinmeteoriten übereinstimmen. Sie besteht aus Schwermetallen, hauptsächlich aus Fe und Ni, ferner aus den Sulfiden und Oxyden derselben. Sie ist monomolekular, pleoatomär und monoatomär. Das spezifische Gewicht beträgt 5—9. Ihr Aggregatzustand ist unbekannt. Den Erdbebenwellen gegenüber verhält sie sich wie ein fester Körper, steif. Nach unten zu wird sie auf Grund von seismologischen Angaben in 2900 m Tiefe durch eine physikalische Hauptgrenzfläche vom

4. *Erdkern* (Erzkern, Eisenkern, Nickeleisenkern, Nife) getrennt. Der Kern besteht, den Eisenmeteoriten ähnlich aus siderophilen Elementen bzw. hauptsächlich aus Metallen, etwa 90% Eisen, 8% Nickel und ein wenig Kobalt enthaltenden monoatomären Stoff. Nach unten zu wird die Temperatur 5000° oder noch mehr und der Druck kann auf etwa 4—5 Millionen Atmosphären geschätzt werden. Unter solchen Umständen ist der Aggregatzustand auch von dem Erdkern unbekannt. Allerdings muss er aber so dicht sein, dass er praktisch für härter als Stahl gehalten werden muss.\*

## V. Die Magmaströmungen.

Rührt man eine Flüssigkeit in einem Glas um, so nimmt ihre Oberfläche eine Trichterform, die Form einer Rotationsparabel an, während die Ablagerung in der Mitte des Bodens des Glases sich in einen Kegel anhäuft. Diese Erscheinung zeigt, dass in der Flüssigkeit ausser der unmittelbar entstandenen wagerechten Strömungsbewegung akzessorisch auch eine mehr oder minder senkrechte Strömung auftrat. Die durch die Zentrifugalkraft an die Glaswand gedrückte Flüssigkeit strömt nämlich entlang der Wand nach unten — während sie infolge der Reibung in der der horizontalen Strömung entgegengesetzten Richtung allmählich zurückbleibt — dann strebt sie am Boden des Glases dem Mittelpunkt zu, um dort in der Richtung der kleinsten Flüssigkeitssäule, d. h. in der des kleinsten Widerstandes, aufwärts zu steigen.

Was geschieht nun aber in einer mit Flüssigkeit gefüllten Kugel, während sie sich um eine senkrechte Achse dreht?

\* Neuerdings haben *W. Kuhn* und *A. Rittmann* erklärt, dass innerhalb der Nife-Sphäre der innerste Teil des Kernes aus solaren Stoff zu bestehen hat, in Anbetracht dessen, dass nach dem Mittelpunkt zu die Gravitation durch die Kompensation theoretisch bis auf 0 abnimmt und vorausgesetzt, dass die Erde aus einem homogenen Stoff hervorging. (Geologische Rundschau 52, 1941, S. 215—255.)

Die Flüssigkeitspartikeln streben nämlich infolge der Wirkung der auf sie wirkenden zentrifugalen Kraft von den Achsenenden, d. h. von den Polen, entlang der Wand dem Äquator zu. Ihre Bewegung wird aber infolge der gleichzeitig auftretenden Corioliskräfte nicht in eine vertikale Ebene, d. h. in die meridionale Ebene fallen, sondern sie erfolgt entlang einer von dieser abweichenden räumlichen krummen Linie. Die einzelnen Flüssigkeitspartikeln werden nämlich während ihres Weges nach dem Äquator zu — infolge der Gestalt der Kugel — zu einer immer grösseren Umfangsgeschwindigkeit gezwungen, der sie aber infolge ihrer Trägheit nur verspätet Genüge leisten können. Darum bleiben sie im Verhältnis zu der meridionalen Richtung immer mehr zurück. Aber ebenfalls aus der Gestalt der Kugel folgt, dass das Mass der horizontalen Abweichung in der Nähe der Pole am grössten wird, während es am Äquator gleich Null ist. Der vertikale, dem Mittelpunkt zustrebende Komponent der Corioliskraft dagegen ist am Äquator am grössten und hat an den Polen einen Wert gleich Null. Die Partikeln der Flüssigkeit werden also in der Gegend des Äquators gegen den Mittelpunkt der Kugel und von dort gegen die Pole strömen, während sie eine Bahn begehen, wie sie in Abbildung 3. dargestellt ist.

Die subkrustale Magmaströmung wird natürlich auch die bewegbaren und isostatisch in sie eingetauchte Krustenpartie durch ihre kinetische Kraft, Reibung und Druck mit sich nehmen, wodurch es zum Kontinentaldrift kommen kann.

Besonders die Weise der Entstehung von äquatorialen Orogenen, die langsame Wanderung der Kontinente nach Westen sowie die eigenartige schiefe Gegenüberstellung der Kontinente der nördlichen und der südlichen Halbkugel — wie ich darauf in einer meiner früheren Arbeiten (25) bereits hingewiesen habe — beweisen es, dass die Rolle der erwähnten Magmaströmungen in der Ausbildung des Erdenantlitzes eine vorherrschende ist.

Anlässlich der Behandlung der inneren Struktur der Erde wurde bereits erwähnt, dass nur ein Teil, nämlich die Magmazonen von latenter Plastizität und nach der Auffassung von manchen eventuell auch die Zone der Übergangsschichten von solcher Beschaffenheit ist, dass darin eine ständige oder zeitweise Strömung zustande kommen kann. Der Eisenkern der Erde ist bestimmt von einer solchen Konsistenz, dass in ihm eine Stoffwanderung für unmöglich gehalten werden muss. Dieses ändert aber nichts an dem Wesen der Dinge, an der Gesetzmässigkeit der oben beschriebenen dynamischen Strömungen. Dieses bedeutet nur soviel, dass diese Strömungen sich auf einen engeren Raum, auf die 1100 bzw. 2800 km mächtige Kugelschale zwischen dem festen Kern und der festen Kruste beschränken. Ihre Bahn wird also keine so breite Schleife beschreiben wie im Falle einer mit Flüssigkeit gefüllten Kugel oder in dem eines innen ausschliesslich von latent plastischen Stoffen aufgebauten Himmelkörpers, sondern viel engere Schleifen (Abb. 4.).

Ausser den erwähnten dynamischen Strömungen ist aber das Magma auch anderen Strömungen unterworfen, nämlich den thermischen und den durch die Dichte hervorgerufenen Strömungen.

Besteht zwischen zwei in gleicher Tiefe sich befindenden Punkten der subkrustalen Schichten eine Wärmedifferenz, so entsteht eine Konvektionsströmung.

Nach der Auffassung von *R. Swinney*, *A. Holmes*, *F. A. Vening-Meinesz*, *D. T. Griggs* und anderen ist unter den dicken Kontinentaltafeln eine höhere Temperatur vorhanden als unter den Ozeanen in den entsprechenden Tiefen. Die Ursache dieser Tatsache ist auf den geothermischen Gradienten und die Niveaudifferenz, ferner auf den Umstand zurückzuführen, dass die Sialkruste von bedeutender Mächtigkeit der Kontinente ein besserer Wärmeisolator ist als die dünnere Erdkruste unter den Ozeanen, die sowieso aus Gesteinen besteht, welche die Wärme besser leiten. Darum kühlt sich das Magma unter den Ozeanen schneller und im grösseren Masse ab, wodurch es ein höheres Volumengewicht erreicht und infolgedessen absinkt und dadurch ermöglicht, dass an seine Stelle Magma von kleinerer Dichte hinströmt, das unter den Kontinenten im höheren Grade aufgewärmt wurde. So entsteht von unter den Kontinenten den Ozeanen zu eine Konvektionsströmung, die bis zur sehr grossen Tiefe sich erstreckt und dort dann natürlich eine entgegengesetzte Richtung einschlägt (Abb. 5.).

Die berühmten ostindischen gravimetrischen Messungen von *Vening-Meinesz* im Jahre 1930 ergaben auf der dem Ozean zugekehrten Seite des von Sumatra, Java, Timor, Tanimber, Key, Ceram, Talaül und den Philippinen gebildeten Inselbogens einen etwa 8000 km langen und 100—200 km breiten negativen isostatischen Schwereanomalienstreifen von  $-150$ , ja sogar  $-200$  mgal Wert. Ähnliche Verhältnisse wurden seitdem auch auf anderen Stellen der Erde festgestellt. So unter anderem in Mittelamerika an der dem Ozean zugewendeten Seite der westindischen Inselwelt sowie im fernen Osten, ebenfalls auf der dem Ozean zugewendeten Seite des Japanischen Inselbogens.

*Vening-Meinesz* (11) vermutet in dieser Erscheinung eine sich im Werden befindliche Orogenese und erklärt sie dadurch, dass an diesen Stellen — infolge der Wirkung von horizontalen Kräften — die Sialkruste von kleinerer Dichte in die unter ihr liegenden Simaschicht etwa eingezwickelt wurde, während dessen die Simaschicht beiseite geschoben worden ist.

Er hat also diese vom Gesichtspunkte der Gebirgsbildung aus ausserordentlich wichtige Erscheinung nicht nur erkannt, sondern auch als erster richtig interpretiert. Um die Ursache und den Ablauf dieses Vorganges erklären zu können, führten der Holländer *Ph. H. Kuenen* und besonders der Amerikaner *Griggs* mit entsprechenden und die natürlichen Verhältnisse nachahmenden Systemen Experimente im Laboratorium durch. Im Laufe dieser Experimente

konnte *Griggs* feststellen, dass neben dem horizontalen Druck auch noch ein kleinerer vertikaler Komponent vorhanden sein muss, damit die erwünschte Erscheinung zustande kommt. Die dem Sial entsprechende Schicht kann in das untere Magma von grösserer Viskosität nur unter dieser Bedingung eingezwickelt werden. Dieser vertikale Komponent wurde so hervorgerufen, dass er Walzen von wagerechter Achse in der unteren Masse untergebracht hat. Wenn nun die Walzen mit verschiedener Geschwindigkeit gedreht wurden, entstand die gewünschte Erscheinung, die Einzwickung des Sial, ja es traten sogar auch andere Erscheinungen auf, die an die verschiedenen Phasen der Gebirgsbildung erinnerten.

*Griggs* erklärt die Entstehung der negativen Schwereanomalienstreifen auf Grund der zweifellos bestehenden Analogien durch die nach der Tiefe gerichteten Magmaströmungen. Die Konvektionsströmungen hält er — entsprechend seinen experimentellen Resultaten — für periodisch. Es werden folgende 4 Phasen unterschieden:

1. Phase: Strömung, die allmählich schneller wird, sie dauert 25 Millionen Jahre an (es entstehen Geosynklinale).
2. Phase: Schnelle Strömung, die 5—10 Millionen Jahre lang dauert (die Schichten werden übereinander und in die Tiefe gefaltet).
3. Phase: Strömung mit abnehmender Geschwindigkeit, 25 Millionen Jahre hindurch (isostatische Hebung der Massen bis zum Erreichen des Gleichgewichtes).
4. Phase: Ruhe, 500 Millionen Jahre hindurch.

Abgesehen davon, dass diese Periodizität sich schwer mit den in den Orogenen feststellbaren wiederholten Faltungen und Gebirgsbildungsphasen übereinstimmen lässt, ferner abgesehen davon, dass auch die Ursache der Periodizität der Magmaströmungen nur schwer zu erklären ist, wenn man betrachtet, dass die Wärme sich in den in Rede stehenden Tiefen und Zeiten nicht nur durch Strömung sondern z. B. auch durch Leitung verbreiten kann, sehe ich die Erklärungen von *Griggs* hauptsächlich von folgenden Gesichtspunkten aus lückenhaft.

Er gibt keine Erklärung darüber, warum überhaupt diese Strömungen und warum nur an bestimmten Stellen zustande kommen. Warum gibt es keine negativen Anomalienstreifen z. B. in der Mitte der Ozeane, wo die Abkühlung und damit im Zusammenhange die nach der Tiefe gerichtete Strömung des Magmas offensichtlich am grössten ist. Warum entstehen die Magmaströmungen immer nur an solchen Stellen, die — wie wir das bereits bei der Besprechung der Schalenstruktur gesehen haben (Abbildung 2.) — mechanisch präformiert sind?

Folgen wir jetzt einmal den Weg des strömenden Magmas von unter den Kontinenten zu den Ozeanen (Abbildung 6) und stellen wir uns vor, dass an der Grenze derselben infolge der Pulsation der Erde aus einer ehemaligen Geosynklinale der Vorgang der

Gebirgsbildung gerade im Beginn ist. Es entsteht ein tangentialer Druck, der die dünne feste Kruste unter der Geosynklinale auf Ausbiegung in Anspruch nehmen wird. Da sie wegen der Gravitation sich nicht vom Magma trennen und in die Luft heben kann, muss sie nach unten zu ausweichen und so wird sie in das «Magma» eindringen. Dadurch wird aber im Wege der Magmaströmung ein Hindernis gestellt. Die Strömung ist also gezwungen, ihren Weg zu verändern und unter das Hindernis zu tauchen und hinter dem Hindernis wieder emporzukommen. Nun trifft sie unter einem Winkel die feste Kruste, wird von dort reflektiert und dadurch bildet sie eine zweite Welle, ehe sie wieder ungestört weiterströmen kann (Abbildung 7.).

Bei einer Strömung solcher Art entstehen vor und hinter dem Hindernis Wirbel, wie sie in Abbildung 8. dargestellt sind. An der Stelle der Einbuchtungen ziehen diese Wirbelbewegungen die Sialkruste, die Krustenpartie, die die Wurzel des Orogens bildet, auch weiter nach unten. An der Stelle der zukünftigen Gebirgsbildung können aber nur in dem Fall Wirbel und dadurch der Tiefe zu gerichtete Magmaströmungen entstehen, wenn die Kruste geomechanisch, tektonisch präformiert, eingeknickt wird.

Vor und hinter dem Hindernis — in der Abbildung 9. der schräg schraffierte Teil — befindet sich ein Bewegungsschatten. Die Geschwindigkeit ist so klein, dass sie praktisch vernachlässigt werden kann. An diesen Stellen, die gleichzeitig auch einen Druckschatten bedeuten, kommt die Gravitation, also die Möglichkeit der Separation nach der Dichte, zu einer grösseren Rolle. Es beginnt nun die Differenziation des Magmas, im Laufe deren die sich ausscheidenden und evtl. auskristallisierenden sauren Bestandteile an die Oberfläche des Magmas gelangen. [So wie das von *van Bemmelen* in seiner Undulationstheorie (1933), die er durch die Weiterführung der Oszilationstheorie von *E. Haarmann* (1930) herausgearbeitet hat, beschrieben und abgebildet wird (s. Abbildung 12.)]

Dieser Vorgang wird vom strömenden Magma ständig durch neuen Stoff genährt, sodass in den schattierten Teilen die Sialschicht zunehmen wird. Die an der Oberfläche des Magmas schwebenden leichten Sialteile können aber gegen die Gravitation nicht mit dem schwereren Magma zusammen unter das Hindernis tauchen, sodass sie dort hängen bleiben. Der durch die Orogenwurzel sozusagen abgeschöpfte salische Stoff wird dadurch eine ungleichmässige und zwar der Magmaströmung entgegenliegende einseitige Verdickung der Wurzel hervorrufen, was auch die Entwicklung der später noch zu behandelnden Geosynklinale zweiter Ordnung befördert (Abbildung 10.).

Die obere feste Sialkruste kann sich in den schräg schraffierten Gebieten an der Stelle des Druckschattens, allmählich vertiefen. Es entstehen hier langsam sinkende Sedimentationströge, die sogenannten Geosynklinale zweiter und dritter Ordnung. In den letzte-

ren, also entlang des äusseren Randes des sichtbaren Orogens und an der inneren Seite des Orogens müssen negative Anomalien auftreten. Die Entstehung dieser negativen Anomalienstreifen wird durch die Magmaströmung sogar auf zwei Weisen befördert und zwar dadurch, dass einerseits die Sialschicht (von unten durch neuere Differenzierungsprodukte verdickt wird, andererseits dadurch, dass von oben — infolge der Vertiefung — die Ablagerung von neuen Sedimentmassen (Abbildung 10.) erfolgt.

Aus den obigen geht aber hervor, dass Brüche, die bis zu denselben Tiefen reichen, entsprechend der Strömungskurve Eruptivmassen von verschiedener Zusammensetzung liefern können. Je nachdem, ob diese Brüche Wellenberg oder Wellental erreichen, liefern sie basischere bzw. saurere Gesteine. Die Amplitudogrösse der Wellen verstärkt diese Wirkung.

Betrachten wir nun, wie dieses von der Magmaströmung abgeleitete allgemeine geomechanische Bild mit einem durch ein Orogen gelegten geophysikalischen und geologischen Profil übereinstimmt.

Als Grundlage des Vergleichens wird das Profil durch die Nordostkarpaten gewählt, das in NO—SW-licher Richtung von Tarnopol bis Hajduszoboszló in einer Länge von 400 km verläuft. Dieses Profil ist nämlich gut bekannt, da hier zwischen 1892 und 1944 österreichische (*R. V. Sterneck*, Militärgeographisches Institut 1892—94), polnische (Pendel- und seismische Messungen in den Jahren 1930—36) und ungarische (*Roland Eötvös* Geophysikalisches Institut und Ungarisch-Italienische Erdölindustrie A.—G.) Forschungen durchgeführt wurden. Die Ergebnisse wurden geologisch interpretiert (von *Kossmat*, 1926) und auch die isostatischen Korrekturen durchgeführt, ausgewertet und zusammengefasst (von *L. Tanni*, 1942, und *V. Scheffer*, 1942.). Man kann also wirklich behaupten, dass es sich hier um ein gut bekanntes und durchforschtes Profil handelt.

Auf Grund dieser Ergebnisse, besonders aber auf dem der Forschungen von *Scheffer* (22) können von aussen nach innen, parallel mit der Streichrichtung der Karpaten folgende regionale Anomaliensysteme unterschieden werden:

1. *Die regionale Depressionszone der Karpaten*, die von unserem Profil zwischen Tarnopol und den Beskinden durchquert wird. Die grösste Depression befindet sich bei Bolechow mit einer Bouguer-Anomalie von  $-114$  mgal. Diese Depression also, die Randsenke *Kossmat's* geht tief unter die Karpaten, ihre Achsenlinie liegt aber bereits ausserhalb des Gebirgszuges. Im SW, in unserem Profil bis etwa Mezóterebes, schliesst sich dieser Depressionszone

2. *ein positives Anomaliensystem* an, dessen Grat unter dem Innenrand des Gebirges, durch das Gebiet von *Szolyva* verläuft mit einer Bouguer-Anomalie von etwa  $+36$  mgal. Von hier vergrössern sich die negativen Anomalienwerte, mit zwei kleineren von eingeschalteten regionalen Anomaliensystemen hervorgerufenen Undulationen, [und zwar:

a) eine schmale Depressionszone mit der Achse Billke—Talaborfalva—Máramarosziget—Dragomérfalva, mit miozänen Salzkörpern, in unserem Profil bei Mezőterebes mit einem Gravitationswert von etwa  $-6$  mgal und

b) ein hauptsächlich durch bedeckte vulkanische Gesteine zustandegebrachtes positives Anomaliensystem mit der Achse Csap—Nagyszöllös, in unserem Profil bei Tuzsér mit einer Bouguer-Anomalie von  $-4$  mgal] bis zu der Achsenlinie der

3. 60—70 km breiten *Gravitationsdepression in der Umgebung von Nyírbátor—Szatmárnémeti* (bei Kemece  $-72$  mgal), um von dort entlang unserer Profillinie

4. über *Ujfehértó bis Hajdusoboszló* zuzunehmen und einen Wert von  $+9$  mgal zu erreichen.

Daraus lässt sich nun genau erkennen, dass auch hier — wie auch in der Magmaströmungskurve — die sich über den Aussenrand des Orogens erstreckende Depression (1) vorhanden ist, die dann nach innen zu nach einem relativen Maximum (2) von einer inneren Depression abgelöst wird (3). Diese innere Depression ist bedeutend milder als die erste. Nachher (4) sind dann die Werte beinahe normal.

Die Karpatendepression (1) ist bereits aus den Messungsergebnissen von *Sterneck*, ihre Tiefe und Ausdehnung aus den Ergebnissen der polnischen Messungen bekannt. *Kossmat* erklärt diese Erscheinung dadurch, dass das Kettengebirge nicht für sich, sondern samt seinem Vorraum kompensiert wird, das heisst der Vorraum hilft im Tragen des Gebirges. Obwohl *Vening-Meinesz* dieselbe regionale Kompensierung annimmt, äusserte sich *Heiskanen* doch gegen die isostatische Erklärung *Kossmats*. *Heiskanen* beanstandet in den Ausführungen von *Kossmat* hauptsächlich die Tatsache, dass sich die Erklärung von *Kossmat* auf die Bouguer-Anomalien stützt, die im Falle einer Durchführung der isostatischen Reduktionen — wie das inzwischen durch die Arbeiten des Internationalen Isostatischen Institutes in Helsinki ermöglicht wurde — den Ablauf der Anomalien wesentlich verändern können.

*Scheffer* aber, der in diesem Profil unter Benutzung der Angaben von *Tanni* die isostatische Reduktion im Sinne von *Airy* und *Heiskanen* durchführte, konnte feststellen, dass «die Gravitationsdepression der Karpaten» sich auch in den isostatischen Anomalien in derselben Weise offenbart, wie im Bilde der Bouguer-Anomalien. Aus diesem Grunde nimmt er die isostatische Interpretation von *Kossmat* an, bzw. hält dieselbe nicht für verwerflich.

Auch unter Beibehaltung der isostatischen Kompensation geben uns die oben geschilderten Überlegungen über die Magmaströmungen eine Erklärung bezüglich der tieferen Gründe der Entstehung von Anomalien.

Übrigens fand auch *Hugó Böckh* (14) in Persien, dass sich zwischen der Zwischenmasse und der orogenen Zone Vertiefungen befinden, die in verschiedenen Altern entstanden sind. Für diese langsam sinkenden Gebiete von kleinerem Ausmass empfahl er laut Analogie der ausserhalb des Orogens liegenden «Randsenke» oder «Geosynklinale zweiter Ordnung», die Bezeichnung «Geosynklinale dritter Ordnung». Für solche hielt er das Siebenbürgische Becken, sowie das Becken von Győr, ferner den nordöstlichen Teil der Grossen Ungarischen Tiefebene.

*Scheffer* schreibt auf Grund der gravimetrischen Messungen auch den Appenninen und der Po-Ebene eine ähnliche Struktur zu.

Unter Berücksichtigung der Abbildung 10. und rein auf petrographischer Grundlage kann das Profil durch die Nordwestkarpaten ähnlich gedeutet werden. Dort treten nämlich, entsprechend der Sial-Mächtigkeit, bzw. der Sima-Entfernung in den Karpaten Granite, in der Umgebung von Selmec und Kőrmöc Andesite, in der Nähe von Salgótarján Basalte und im Cserhát-Gebirge wieder Andesite auf.

Die Magmaströmungen, die die erwähnten Erscheinungen zustandebringen, sind natürlich resultierende Bewegungen, die mehrere Komponente besitzen. Der eine von diesen ist auf die Drehung der Erde um die Erdachse, der andere auf den horizontalen thermischen Gradienten zurückzuführen.

Das Problem der dynamischen und Konvektionsströmungen wurde aber noch halbwegs nicht erschöpft. Aus der Tatsache, dass die thermische Aufwärmung unter den Kontinenten am grössten und unter den Ozeanen am geringsten ist, folgt unter Berücksichtigung der allgemeinen Topographie der Erde, der Verbreitung von Kontinenten und Ozeanen, dass die thermische Strömung, die von unter den Kontinenten gegen die umliegenden Ozeane gerichtet ist, im allgemeinen von radialer Richtung wird. Das wird besonders dann der Fall sein, wenn man bei einer symmetrischen Anordnung gleichmässige Mächtigkeit der Kontinente und gleiche Tiefe der Ozeane annimmt. In diesem Falle ist die kinetische Energie der thermischen Strömung nach allen Richtungen identisch, sodass eine Bewegung der schwimmenden Krustenpartien bzw. ein Drift der Kontinente nicht erfolgen kann. Das ist aber wohl nicht immer der Fall. Wenn aber die wirkenden Kräfte nicht gleich sind — entweder wegen der Verschiedenheit der Reibungsfaktoren, oder darum, weil an einem Rande des Kontinents eine in die Tiefe hineinragende Orogenwurzel vorhanden ist — entsteht in der Richtung der grösseren Kräfte eine Resultante sodass der Kontinent in dieser Richtung verschoben werden kann. Wenn aber der Schwerpunkt der kontinentalen Tafel nicht mit dem Angriffspunkt der Resultante oder mit der Richtung dieser Kraft zusammenfällt, so entsteht ein Drehmoment und der Kontinent kann sich drehen (z. B. bei *Wegener*) oder kippen.



Alles in allem muss man zu dem Resultat kommen, dass den dynamischen Strömungen, die durch die Drehung der Erde um ihre Achse entstehen, da sie auch ständiger sind, in der Ausbildung der Struktur der Erdkruste, eine bedeutend grössere Rolle zugeschrieben werden muss.

Über die von den dynamischen Kräften hervorgerufenen Strömungen wurde festgestellt, dass sie ständiger sind. Dies bedeutet aber nicht, dass sie wirklich ständig sind. Es wirken nur die sie hervorrufenden und aus der Rotation stammenden Kräfte ständig, selbstverständlich aber nur bis zum Zeitpunkt, in welchem die Rotation aufhört, bezw. dem Masse der Winkelgeschwindigkeit entsprechend. Es ist doch wohl bekannt, dass ihre Richtung und Grösse auch von der geographischen Lage in grossem Masse abhängig ist. Der meridionale Komponent der zentrifugalen Kraft ist nämlich — im Falle einer Kugel — am 45. Breitengrad am grössten, während er an den Polen und am Äquator gleich Null ist. (Ausführlicher s. bei *Schmidt*: Geomechanikai tanulmányok (Geomechanische Studien Abb. 1/b und 1/c mit den dazugehörigen Erklärungen.) (33) Demgegenüber ist der horizontale Komponent der Coriolis-Kräfte (entlang der Breitenkreise) an den Polen am grössten und am Äquator gleich Null, während der vertikale Komponent, der in radialer Richtung wirkt, gerade umgekehrt an den Polen einen Wert von Null and am Äquator den grössten Wert besitzt. Die dynamische Strömung selbst aber hängt ausser den obigen und natürlich ausser der Konsistenz des Stoffes von zahlreichen anderen Faktoren, wie z. B. jene, die thermische, isostatische oder Gravitationsströmungen verursachen, ab. Es wird von der Grösse und Richtung der letzteren entschieden, in welchem Masse die dynamische Strömung zur Geltung kommen kann. Fallen die Richtungen zusammen, nimmt die Geschwindigkeit zu, im Falle entgegengesetzter Bewegungsrichtungen wird sie aber kleiner. In gewissen Lagen kann sie auch aufhören, ja sogar, kann sie die Bewegung, die Strömung hindern, wenn sie z. B. von den isostatischen und thermischen Strömungen zeitweise übertroffen wird. (s. z. B. die Annahmen von *Staub* und *Schwinner* über die Entstehung der Orogene, *Schmidt*: Geomechanikai tanulmányok (Geomechanische Studien) Abbildungen 2. und 3. (23, 26)

Unter der «Konsistenz des Stoffes», wie sie vorher erwähnt wurde, muss man in erster Linie die physiko-chemischen Verhältnisse des Magmas verstehen. Es ist aber leicht einzusehen, dass auch diese — unter zahlreichen anderen, wie z. B. die ursprüngliche Magmazusammensetzung, Temperatur, Gasgehalt usw. — in grossem Grade vom äusseren und inneren Druck abhängen. Wenn der Druck herabgesetzt wird, wird das überhitzte Magma mobil und wandert noch grösseren Depressionen zu. Infolge des Hin- und Herwanderns des Magmas entstehen — im Sinne der Oszillations-theorie von *Haarmann* — Geotumore, von denen die Sedimente abgleiten können und so Teile von Faltungsgebirgen zustandekommen.

(Abb. 11.) Inzwischen erfolgt im Sinne der Undulationstheorie von *van Bemmelen* die Differenziation des dem Urmagma entsprechenden Sialsimas, das den mittleren Teil der für dreigliedrig gehaltenen latent plastischen Zone bildet, in Sial und Sima. Das erstere, da es leichter ist, steigt empor, das letztere, schwerere, sinkt ab und beginnt eine Strömung in entgegengesetzter Richtung, worin unter anderen auch der Reibung offenbar eine bedeutende Rolle zukommt. (Abbildung 12.)

Nach der skizzenhaften Darstellung der Verhältnisse, der kausalen Zusammenhänge und des Ablaufes von Magmaströmungen, betrachten wir nun ihre unmittelbare und mittelbare Wirkung auf die feste Erdkruste.

## VI. Krustenbewegungen.

Die verhältnismässig dünne feste Kruste versucht infolge der Wirkung der verschiedenen (isostatischen, gravimetrischen, dynamischen) Kräfte immer eine dem inneren Erdkern entsprechende Gestalt anzunehmen, der Geoidform zu folgen. Auch sie bewegt sich also sekulär anhand der Veränderung der Winkelgeschwindigkeit bzw. des Masses der Abplattung. Diese Bewegung ist eine langsame, pulsierende, im Achsenschnitt eines Quadranten gesehen pendelartig. Im Laufe dieser Bewegung steigt die Kruste am Äquator und sinkt an den Polen, in einer anderen Phase sehen wir eine entgegengesetzte Bewegung, die Kruste hebt sich an den Polen und sinkt am Äquator. Die erstgenannte Phase ist eine Folge der Zunahme, die zweitgenannte die einer Abnahme der Winkelgeschwindigkeit. Betrachten wir aber die Bewegung der Punkte an einem Meridian in ihren radialen und tangentialen Komponenten (Abbildung 2.), so kann festgestellt werden, dass ein jeder Punkt eine andere Bewegung macht. Die Punkte am Pol und am Äquator bewegen sich nur radial, während alle anderen, bis auf einen, in der Bewegung sowohl einen radial wie auch einen tangential gerichteten Komponenten aufweisen. Die Ausnahme bilden die Punkte auf dem Breitenkreis  $45^\circ$ , die sich fast ausschliesslich nur tangential bewegen, woraus — auf Grund des Kräfteparallelogramms — folgt, dass dort das Mass der horizontalen (tangentialen) Bewegung am grössten ist. (Die mathematische Ableitung s. Fussnote 1. in *Schmidt: Geomechanikai tanulmányok* (Geomechanische Studien). (23))

Die diese Bewegungen auslösenden Kräfte rufen in der Erdkruste Gewölbespannungen hervor, die — wie wir es in der Abbildung 2. gesehen haben — zu einer Orogenese führen. Die Mächtigkeit und Festigkeit, das heisst die Tragfähigkeit der Kruste ist aber viel geringer als dass sie die auftretenden Gewölbespannungen über so grosse Entfernungen hin, — wie weit sich die Geosynklinalen befinden, — weiterleiten könnte, ohne einen völligen Zusammenbruch der Kruste zu verursachen.

Die Kruste braucht aber auch nicht so grosse Spannungen weiterzuleiten, da sie diese Bewegungen, sozusagen im Schwimmen auf dem Magma, grösstenteils also passive mitmacht.

Aus der sog. Schalenstruktur der Erde sowie dem latent plastischen Zustand eines Teiles des Erdinneren folgt, dass die einzelnen Kugelschalen, infolge der Drehung um die Erdachse, nach aussen zu eine immer grössere Abplattung aufweisen und dem Äquator zu divergieren. Die innere (sog. Kugelschalen)-Struktur der Erde erinnert also in Wirklichkeit an die Struktur der Zwiebel (Abbildung 13.), in welcher das bewegliche Magma sozusagen die Rolle eines Regulators spielt.

Die feste Kruste nimmt in dieser Struktur eigentlich eine Zwischenlage zwischen dem «Magma» latenter Plastizität und der äusseren Hydrosphäre ein. Beide sind beweglicher als sie. Darum können sie auch jeweils früher die der Winkelgeschwindigkeit entsprechende Geoidgestalt annehmen. Zuerst passt sich die Hydrosphäre an, deren innere Reibung am geringsten ist, dann die Magmazone von latenter Plastizität und zuletzt die feste Kruste. Durch diese Phasenverschiebung entstehen ausserordentlich interessante und wichtige tektonische Inanspruchnahmen und Erscheinungen.

Das Magma, wie bereits gesehen, führt eine resultierende Bewegung von vielen Komponenten aus, deren Richtung und Grösse immer von ihren Komponenten abhängig ist.

Bei einer Abnahme der Winkelgeschwindigkeit wird z. B. die mit der Gestaltveränderung verbundene und dem Pol zu gerichtete Stoffwanderung grösser, als die durch die Drehung um die Erdachse erfolgte, dem Äquator zu gerichtete und mit der Winkelgeschwindigkeit zusammen abnehmende dynamische Bewegung. Das Magma strömt also effektive gegen die Pole. Da ihre Bewegung aktiver, schneller ist, als die der festen Erdkruste, wird sie die Krustenteile um die Pole heben, während die Krustenteile um dem 45. Breitengrad in horizontaler (tangentialer) Richtung kräftig gegen die Pole bewegt werden. Gleichzeitig entsteht unter dem Äquator — infolge Stoffabwanderung — eine Depression, die zwar mit einer Zunahme des Magmavolumens und einer Abkühlung verbunden ist, was wieder einen intensiveren Wärmeaustausch zu Folge hat, letzten Endes bricht die Äquatorgegend aber doch ein und passt sich wiederum vielfach dem Magma an. Die Hebung der Polgegend geht also langsam und gleichmässiger vor sich, während die Senkung des Äquators ruckweise erfolgt.

Mit der Zunahme der Drehung um die Achse entstehen natürlich entgegengesetzte Vorgänge. Hier wird die Hebung der äquatorialen Zone gleichmässiger und die Bewegung der Polgebiete wird ruckweise vor sich gehen. (Die sich verändernden Druckverhältnisse des Magmas werden in Abbildung 14. veranschaulicht.)

Entsprechend den ungleichmässigen Festigkeitsverhältnissen der Erdkruste erfolgt die behandelte Bewegung natürlich nicht gleichmässig, sondern periodisch und kann mit der Ausbildung von Geotumoren und Geodepressionen verbunden sein. (s. die Oszillationstheorie von *Haarmann*.) Dabei können die grossen und dicken Kontinentalfeln auch entlang ihrer Schweisstellen, z. B. entlang der Orogene sich scharnierartig bewegen. (s. *H. Cloos*, 1937.)

Die relative Bewegung von Hydrosphäre und Kruste ist die Ursache von weittragenden geologischen Geschehnissen, von Erscheinungen der regionalen Transgression und Regression.

Im Laufe eines Gebirgsbildungszyklus dürften diese theoretisch wie folgt vor sich gehen:

*Bei Zunahme der Winkelgeschwindigkeit (geosynklinale Phase)*

- |    |  |  |
|----|--|--|
| 1. | $\left\{ \begin{array}{l} \text{in der Äquatorgegend } \textit{langsame Transgression} \\ \text{in der Polgegend } \textit{langsame Regression} \end{array} \right.$   | $\left\{ \begin{array}{l} \text{Das Meerwasser nimmt die} \\ \text{neue Geoidform leichter} \\ \text{und gleichmässiger an als} \\ \text{die verhältnismässig steife} \\ \text{Kruste.} \end{array} \right.$ |
| 2. | $\left\{ \begin{array}{l} \text{in der Äquatorgegend } \textit{schnelle Regression} \\ \text{in der Polgegend (plötzlicher Einbruch)} \\ \text{\hspace{1.5cm} } \textit{schnelle Transgression} \end{array} \right.$ | $\left\{ \begin{array}{l} \text{Die feste Kruste nimmt} \\ \text{die neue Geoidform nur} \\ \text{verspätet (nach einem Ein-} \\ \text{bruch) an.} \end{array} \right.$                                      |

*Bei Abnahme der Winkelgeschwindigkeit (orogene Phase).*

- |    |  |  |
|----|--|--|
| 3. | $\left\{ \begin{array}{l} \text{in der Äquatorgegend } \textit{langsame Regression} \\ \text{in der Polgegend } \textit{langsame Transgression} \end{array} \right.$   | $\left\{ \begin{array}{l} \text{Die Hydrosphäre nimmt} \\ \text{die neue Geoidform leich-} \\ \text{ter, daher auch schneller} \\ \text{an.} \end{array} \right.$                                      |
| 4. | $\left\{ \begin{array}{l} \text{in der Äquatorgegend (plötzlicher} \\ \text{\hspace{1.5cm} Einbruch) } \textit{schnelle Transgression} \\ \text{in der Polgegend } \textit{schnelle Regression} \end{array} \right.$ | $\left\{ \begin{array}{l} \text{Die verhältnismässig steife} \\ \text{Kruste nimmt die neue} \\ \text{Geoidform erst nach einem} \\ \text{Einbruch, also verspätet} \\ \text{an.} \end{array} \right.$ |

Wenn man diese Erscheinungen näher betrachtet, kann nicht ausser acht gelassen werden, dass ein Teil dieser Trans- und Regressionen (die unter 1. und 3. angeführten) am Anfang ohne eine Bewegung der Kruste, lediglich durch die dynamisch hervorgerufene Umlagerung, Strömung der Hydrosphäre erfolgt und später sich mit einer eindeutigen aber langsameren Bewegung der Kruste verbunden abspielt. Nur die unter 2. und 4. angeführten Bewegungen sind von

solcher Natur, bei denen — in der üblicheren Weise — die Transgression tatsächlich eine Senkung und die Regression eine Hebung der Kruste bedeutet.

Man darf auch das nicht vergessen, dass die oben zusammengestellte Tabelle nur ein allgemeines Schema darstellt. Die tatsächlichen Erscheinungen können in grossen Masse von den lokalen Festigkeitsverhältnissen der Kruste beeinflusst werden. Infolge ihrer Wirkung finden die Trans- und Regressionen im allgemeinen mehr ruckweise statt.

Ein Teil der oben angeführten Gedanken taucht nicht das erste Mal auf.

Die mehr oder minder regelmässige Wiederholung der erdgeschichtlichen Ereignisse, ihre Rhythmizität, die Oszillation der Kruste, ihre Undulation und Pulsation fiel den Geologen schon lange auf.

*W. B. Taylor* wies bereits im Jahre 1885 darauf hin, dass die Abnahme der Drehung um die Erdachse die Gebirgsbildung beeinflussen könnte. *T. C. Chamberlin* (Chicago), der Verfasser der Planetesimaltheorie, rechnete schon im Jahre 1916 mit einer periodischen Veränderung der Rotationsgeschwindigkeit der Erde. *A. Böhm von Böhmersheim* war der erste, der im Jahre 1910 exakt, wenn auch nach seinem Kritiker etwas abstrakt, auf die Zusammenhänge zwischen Abplattung und Gebirgsbildung hingewiesen hat. (17) Seine Arbeit wurde 11 Jahre später von *H. Quiring* auch in ihren geologischen Beziehungen erfolgreich weiter ausgebaut und als Retardationstheorie in einer auch die Tiefenverhältnisse behandelnden Studie auch für uns zugänglich gemacht. Nach weiteren 10 Jahren befasste sich dann *F. X. Schaffer* (21) mit ihr und versuchte mit ihrer Hilfe die Probleme der Gebirgsbildung, der Verbreitung von Vulkanismus, der Meeresströmungen und der Vereisungen zu lösen.

Die Ursache dafür, dass die von diesen hervorragenden Wissenschaftlern niedergelegten ausserordentlich wertvollen Gedanken doch nicht in einem breiten Kreise Verbreitung fanden, sehe ich in dem Umstand, dass die ursprünglich von mechanischen Grundlagen ausgehenden Annahmen nur schwer in die Gedankenwelt und die Kenntnisse der Geologen einzubauen waren. Und dies umso weniger, da die geologische Bedeutung der Winkelgeschwindigkeitszunahme nicht erkannt wurde und infolge dessen keine Erklärung für die Anfangsphase der Gebirgsbildung, die Entstehung der Geosynklinalen und so für die wirkliche Anordnung der Geosynklinalen gegeben wurde. Ebenfalls blieb eine Erklärung für den engen ursächlichen Zusammenhang zwischen der Drehung um die Achse und der Tektonik des Orogens und Kratogens aus.

Die wirklich ausserordentliche geologische Bedeutung der Drehung um die Erdachse, bzw. der Veränderung der Winkelgeschwindigkeit konnte erst nach Erkennung all dieser Zusammenhänge in ihrer tatsächlichen Grösse ermessen werden. (23, 24, 25.).

## VII. Die Eiszeitalter und die geosynklinalen Phasen der Erde.

Von den möglichen Ursachen der Vereisung haben die verschiedenen Forscher bis jetzt bereits zahlreiche Faktoren bekannt gemacht. So viel steht zweifelsohne fest, dass die unmittelbare Ursache der Vereisung sich in der Veränderung des Klimas, in der Abkühlung ihre Erklärung findet. Die Abkühlung kann dann wieder auf lokale und auf allgemeine Ursachen zurückgeführt werden.

Als lokale Ursachen können erwähnt werden: Veränderung der Binnenseen und der Ozeane und damit im Zusammenhange die der Luft- und Meeresströmungen, Schwankungen des Kohlensäuregehaltes der Luft, Zunahme der absoluten Höhen der Krustenpartien u. s. w. Ihre Rolle lässt sich bei den lokalen Vereisungen bestimmt nicht ableugnen, sie können sogar in der tropischen und gemäßigten Klimazone eine ausschlaggebende Rolle spielen. Als Beispiele dafür kann man die am Ende der Orogenese erfolgte Vergletscherung der Gipfelregionen in den Alpen und im Himalaya erwähnen.

Unter den allgemeinen oder kosmischen Ursachen hat man die zeitweise Verminderung der Wärmeausstrahlung der Sonne, z. B. bei stärkeren Sonnenflecken, ferner den Umstand, dass unser Sonnensystem zeitweise durch kältere Teile des Weltalls oder kosmische Nebel (z. B. Orion) wandert u. s. w. erwähnt. Die Bestehung und Rolle dieser Ursachen lässt sich aber nicht beweisen.

Auf dem Gebiete der Erforschung von kosmischen Ursachen hat nach mehreren Vorläufern in den Jahren 1930 und 1936 der serbische Astronom *Milankovitch* konkrete Ergebnisse erzielt. Aus den Elementen der Erdbahn (Schiefe der Ekliptik, Achsenstellung und Gestalt der Ellipsenbahn) errechnete er auf eine Million Jahre — von 1800 n. Ch. zurückgehend — die Klimaschwankungen und wies dadurch auf die auffallenden Zusammenhänge hin, die zwischen den erwähnten astronomischen Faktoren und den glazialen und interglazialen Perioden der diluvialen Vereisung besteht. Seine Berechnungen wurden auch vom ungarischen Astronomen *G. Bacsák* geprüft und mit wertvollen Angaben, Gedanken und Konklusionen ergänzt.

Die Berechnungen von *Milankovitch*—*Bacsák* zeigen aber, wie darauf bereits auch von *I. Gaál* (9) hingewiesen wurde, trotz ihrer Präzision und Wahrscheinlichkeit doch gewisse Lückenhaftigkeit. Diese sind von solcher Natur, die vom geologischen Gesichtspunkte aus ausserordentlich zu bedauern und keinesfalls zu vernachlässigen sind. Sie geben nämlich keine Erklärung, warum die im Diluvium nachgewiesenen intensiven Abkühlungszyklen von 40, 21 und 92 Tausend Jahren während des Tertiärs und Mesozoikums, deren Zeitdauer nach den Berechnungen von *R. Lotze* und der neueren amerikanischen Literatur, hauptsächlich *Holmes*, *Lawson* u. s. w. 180 und nach *H. Stille* 230 Millionen Jahre beträgt, ausblieben bzw. warum

sie keine Vereisung hervorriefen. Ein weiterer Mangel der Ausführungen von *Milankovitch* besteht darin, dass sie uns überhaupt keine Erklärung über die Ursachen der beiden paläozoischen Eiszeitalter und der ebenfalls einwandfrei nachgewiesenen ältesten, protozoischen Vereisung geben.

Wenn man das überlegt, so taucht der Gedanke auf, dass die Perioden von *Milankovitch* vielleicht nur in den Orogenen und den Gipfelregionen — in Verbindung mit ihrer bedeutenden Hebung während und nach der Orogenese — ihre volle Gültigkeit haben, während in den grossen Vereisungen der Polgebiete, wenn auch nicht ausschliesslich, so doch grösstenteils anderen Faktoren die Hauptrolle zufällt, u. zw., solchen, die eine viel längere Periodizität aufweisen.

Ausgehend aus der Theorie von *Böhm v. Böhmersheim* versuchte zuletzt *F. X. Schaffer* (21) die Vereisung auch im Falle der Pole mit der Hebung der Kruste zu erklären. Er ging von der Überlegung aus, dass zu Ende des Diluviums, also zu Beginn der Abschmelzung des Eises, ein grosser Teil von Skandinavien und Kanada vom Meer überflutet wurde, woraus er auf eine Senkung der Kruste geschlossen hat und darum die Vereisung mit einem entgegengesetzt gerichteten Vorgang, mit einer Krustenhebung in Verbindung brachte.

Im obigen aber, anlässlich der Besprechung der durch die Veränderung der Winkelgeschwindigkeit hervorgerufenen Transgressions- und Regressionsverhältnisse, wurde bereits darauf hingewiesen, dass das Meerwasser infolge der geringeren inneren Reibung die Geoidgestalt immer schneller aufnimmt, z. B. bei der Abnahme der Winkelgeschwindigkeit die rundlichere Form, was am Anfang tatsächlich mit einer Überflutung der Polgebiete verbunden ist. Die absolute Höhe der Kruste ändert sich aber zu Beginn nicht, später aber erhebt auch sie sich, gefolgt von einer schnellen Regression. Die Abschmelzung der polaren Eisdecke kann also keine Ursache für eine Krustensenkung sein, weil eine solche dort zu dieser Zeit gar nicht stattfindet.

Andere Forscher versuchten die nacheiszeitliche Hebung der Polgebiete (Labrador, Skandinavien) mit der infolge der seit dem Diluvium erfolgten Temperaturerhöhung eingetretenen Abschmelzung der mehrere Tausend meter mächtigen Eisdecke zu erklären. Lokal kann das den ganzen Vorgang wohl befördern und beschleunigen, die Ursache kann es aber nicht sein. Und dies umso weniger, weil es teilweise auch selbst nur eine Folge ist. Darum gibt diese Vorstellung auch keine Möglichkeit für die Erklärung des Problems, wodurch die Abschmelzung der Eisdecke hervorgerufen wird.

Der ganze Problemkreis kann folgendermassen gelöst werden:

Wie wir es schon gesehen haben, folgt der Abnahme der Winkelgeschwindigkeit immer Gebirgsbildung und letzten Endes die dynamische Verringerung der Abplattung der Erdkruste. Das rundlichere Polgebiet erhält mehr Sonnenschein, die Tauung beginnt und, da dadurch die Eisdecke bzw. ein Teil derselben verschwindet,

erfolgt eine weitere isostatische Hebung der erleichterten Krustenteile. Die Abschmelzung der Eisdecke um den Pol ist also in erster Linie eine Folge und nur in zweiter Linie eine Ursache der Krustenhebung um den Pol.

Diese meine Auffassung stimmt vollkommen mit den Forschungsergebnissen von *Niskanen* überein (11). Nach diesen erhob sich die Oberfläche Skandinaviens bereits seit vor dem Ende des Eiszeitalters um 250 m und seit dem Ende des Eiszeitalters um etwa weitere 260 m, das Gebiet muss noch etwa weitere 210 m sich erheben, bis sich das isostatische Gleichgewicht einstellt.

Besonders klar sieht man den Zusammenhang zwischen den pulsierenden Formveränderungen der Erde, die sich um eine zu ihrer Bahn schief stehenden Achse dreht, und der Vereisung des Pols in der Abbildung 15. Im Falle einer mehr abgeplatteten Geoidform schiebt sich die Grenze der halbjährigen Polnächte dem Äquator viel näher zu. Da nun auch im darauffolgenden halbjährigen «Tage» nur bedeutend weniger Sonne dieses Gebiet bestrahlt, und auch diese Bestrahlung unter einem viel schiefen Winkel erfolgt, stellt sich, da keine Schmelzung stattfinden kann, die Vereisung ein.\*

Um zu beweisen, dass die Vereisung um den Pol in der geologischen Vergangenheit immer an die geosynklinale Phase, also der abgeplatteten Gestalt der Erde, dagegen aber die Erwärmung an die orogenen Phasen, also der rundlicheren Gestalt der Erde gebunden ist, stellte ich beiliegende Tabelle zusammen. In der Abbildung 16. bedeutet die Annäherung der gebrochenen Wellenlinien — wie auch die der festen Kontinenttafel — eine Orogenese, und das Auseinandergehen eine geosynklinale Phase. Die Ellipsen bzw. die Kreise stellen die jeweilige Gestalt der Erde bei einer vertikalen Achsenstellung dar.

(Die dritte Kolonne enthält die Benennung der entsprechenden Geosynklinebildungen und Orogenesen, die vierte Kolonne den Ort der Vereisung, die fünfte das geologische Zeitalter.)

Daraus ist klar zu erkennen, dass vom Proterozoikum angefangen sämtliche bekannte grosse Vereisungen um die Polgebiete mit dem geosynklinalen Stadium, d. h. der abgeplatteten Form der Erde verbunden sind. Die algonkische (huronische), kambrische, devonische, permische und diluviale Vereisungen fallen alle in diese Perioden. So kann es also als sicher angenommen werden, dass auch die polare Vereisung, die man durch einen Glücksfall vor der ältesten, huronischen, noch erkennen könnte, mit einem ähnlichen, also geosynklinalen Zustand der Erde verbunden gewesen sein muss. Nach unsere bisherigen Kenntnissen könnte man die Spuren einer,

\* Allerdings würde z. B. auch eine Schiefstellung der Rotationsachse zur Ekliptik eine Ausbreitung der Polarnacht verursachen, doch ist in diesem Falle die Insolation am Gegenpol bedeutend grösser; abgesehen davon, dass damit die übrigen geologischen Erscheinungen, wie Geosynklinebildung, Orogenese usw. gar nicht in Zusammenhang zu bringen sind.



solchen Vereisung (nach der amerikanischen oder kanadischen Nomenklatur) zwischen Sudburian und Algomian im Unterproterozoikum (Neolaurentium) und eventuell im Archäozoikum, an der Grenze des unteren und oberen Paläolaurentiums, d. h. Keewatin und Laurentian erwarten und suchen.

In der Zukunft wird man den Unterschied zwischen den mit der Orogenese verbundenen Vereisungen und den polaren Vereisungen schärfer betonen müssen. Die ersteren hängen meistens mit Krustenhebungen zusammen und folgen, wenn auch später, erst nach der Hebung und teilweise auch schon nach der Abtragung, unmittelbar der Orogenese. Die letzteren sind mit der Abplattung der Pole, letzten Endes mit einer Krustensenkung verbunden und fallen daher immer in die geosynklinalen Phasen, also in Perioden, in denen die kratogenen kontinentalen Tafeln den Polen verhältnismässig näher liegen, wo sie durch die Hebung des Niveaus selbst bis zu einem gewissen Grade zur Beförderung der Vereisung beitragen und durch die Konservierung der Vereisungsspuren die spätere Feststellung der Vereisungsvorgänge ermöglichen. In den Orogenen und hauptsächlich in ihren Gipfelregionen fallen nämlich diese Spuren der allgemeinen Abtragung viel eher zum Opfer und in den Ozeanen entwickeln sie sich kaum oder sind sie für uns vorläufig nicht zugänglich.

Im obigen wurde die polare Vereisung auf die Abplattung der Erde zurückgeführt. Auf Grund der Reziprozität und der für bewiesen angenommenen Zusammenhänge kann man aber auch umgekehrt das rhythmische Auftreten von polaren Vereisungen als einen Beweis für die ähnliche Pulsation der Erde halten.

Nach alledem ist die Frage berechtigt, ob für die Pulsation man noch unmittelbare Beweise anführen kann. Ob an irgendeinem anderen Körper des Weltalls ähnlich zu deutende Erscheinungen auftreten? Auf diese Frage muss man mit einem Ja antworten.

Die periodisch wechselnde Lichtintensität der nach dem Sternbilde Cepheus und seinem berühmten Sterne,  $\delta$ -Cephei, Cepheiden genannten Himmelskörper kann ebenfalls auf die mit der Rotation verbundenen Gestaltveränderungen zurückgeführt werden. Da es sich hier um glühende Gasmassen handelt, ist auch ihre Periodizität bedeutend kürzer, indem sie nur einige Tage ausmacht. Aber gerade durch diesen Umstand wird die Erscheinung klar zu beobachten.

An den Cepheiden wurde aber auch die Erscheinung festgestellt (*Miss Leavitt*), dass ihre Periode umso länger ist, je heller der betreffende Stern im Mittelwerte ist. Genauer abgefasst: Der Logarithmus der Periode steht im geraden Verhältnis zu der mittleren Helligkeit dieser Sterne. Mit anderen Worten heisst es, dass die Länge der Pulsation mit dem Alter — also von einem gewissen Zustand an mit der Abkühlung selbst — logarithmisch abnimmt.

Und nun bietet sich hier eine interessante Grundlage für einen Vergleich zwischen der Periodizität der Cepheiden und der Pulsation der Erde, die z. B. in den Orogenesen und in den polaren Vereisungen zum Ausdruck kommt. Vorausgesetzt natürlich, dass die geologischen Zeitrechnungen richtig und wenigstens der Grössenordnung nach vollkommen zuverlässig sind. In Ermangelung dessen konnten aber die diesbezüglichen Experimente noch keine konkreten Ergebnisse erzielen.

So viel scheint aber doch sicher zu sein, dass die älteren Orogenesen (z. B. die kaledonische und die herzynische) seltener, und die jüngeren Orogenesen (z. B. die alpidische) häufigere Gebirgsbildungsphasen aufweisen. Innerhalb der alpidischen Gebirgsbildung scheint sich ein Teil der Hauptphasen parabolisch zu ändern.

Die Ursache dieser Erscheinung ist vorläufig noch nicht bekannt. Es ist aber wohl möglich, dass man es hier mit einer Interferenzerscheinung und gedämpfter Schwingung zu tun hat, die sich einerseits aus der Verminderung der orogenetischen Kraft bzw. der Gesteinsspannung, andererseits aus der Verdichtung des Stoffes der in Anspruch genommenen Gesteinsschichten und der Erstarrung, das heisst, aus der Zunahme des Elastizitätsmodul ergeben kann.

Obwohl hier die Zusammenhänge noch in vielen Hinsichten einer vollkommeneren Erklärung harren, ist das Häufigerwerden eines Teiles der Perioden in der Erdgeschichte und hauptsächlich die Abnahme der Phasenintervalle der alpidischen Orogenese klarer und verständlicher geworden.

### VIII. Gebirgsbildung, Vulkanismus und Erzbildung.

Schon seit langem war man bestrebt, die Weise und die Ursache der Verbreitung von verschiedenen magmatischen Gesteinen zu erforschen. Viele und namhafte Verfasser befassten sich mit dieser Frage. Von diesen werden nur einige Beispiele unten angeführt.

*F. Becke* und *G. F. Prior* erkannten im Jahre 1903. gleichzeitig den grundlegenden Unterschied, der zwischen den Kalkalkali- (pazifischen) und den Alkali- (atlantischen) Gesteinen, sowie zwischen ihrer geographischen und geologischen Verbreitung vorhanden ist. Später unterschied *P. Niggli* innerhalb der Reihe der atlantischen Gesteine die Gruppe der mediterranen (K) und der im engeren Sinne genommenen atlantischen (Na) Gesteine. *E. Suess* wies bereits im Jahre 1883 darauf hin, dass der Innenrand der gefalteten Kettengebirge von einem Vulkankranz begrenzt zu sein pflegt. Im Jahre 1909 stellte er fest, dass die sog. Grünsteine ausschliesslich innerhalb der Faltungsgebirge vorkommen. Seitdem befassten sich mit den Entstehungsbedingungen dieser Gesteine und mit ihren Verhältnissen zu den geologischen Ereignissen unter anderen *Franz Nopcsa* (1927), *R. Staub* (1922 und 1928), *L. Kober* (1928) *A. Rittmann* (1942) und andere. Ihre Untersuchungen lieferten wertvolle Angaben über die Erkenntnis der tektonischen Verhältnisse dieser Gesteine. Bei dieser Gelegenheit möchte ich nur auf die Zusammenhänge hin-

weisen, die zwischen diesen Gesteinstypen und der mit ihnen verbundenen Vererzung sowie der Pulsation bestehen, mit der Bemerkung, dass unter der geosynklinalen Phase immer die mehr abgeplattete Gestalt und unter der orogenen Phase die rundlichere Form der Erde zu verstehen ist.

In die Geosynklinalen, also in die Krustenteile, die infolge des Zuges und der Streckung dünn geworden und zerrissen sind, dringen undifferenzierte, basische Magmamassen ein, die geneigt sind in Form von effusiven Decken zu erstarren (Plateau-Basalte).

Gegen Ende der geosynklinalen Periode, am Anfang der Orogenese erscheinen Eruptivgesteine von ganz anderer Art, u. zw. sog. Ophiolithe oder Grünsteine. Letztere sind schwach differenzierte (schwach atlantische oder schwach pazifische) dunkle, basische Gesteine (wie z. B. Serpentine, Peridotite und Gabbros oder im Falle von Ergussgesteinen Diabase, Porphyrite und ihre Tuffe), in denen die dunklen mineralischen Bestandteile, hauptsächlich die Amphibole, sich mehr oder minder in Chlorit verwandelt haben.

Diese Erscheinung erinnert an den Vorgang, der als Propylitisierung auch an den ungarischen tertiären vulkanischen Gesteinen beobachtet werden kann und wo dieser Vorgang, nach der Feststellung von *M. Páljy* (16), nicht an der Erdoberfläche, wie das noch auch von *J. Szabó* angenommen wurde, sondern in nicht sehr bedeutenden Tiefen der Erdkruste vor sich ging. Er soll sich noch vor der Erstarrung des Magmas abgespielt haben, als die basischen, dunklen Bestandteile bereits ausgeschieden waren, aber die sauren Feldspate noch nicht. Darum verwandelten sich nur die dunklen gesteinsbildenden Minerale, während die später ausgeschiedenen Feldspate in den frischen propylitischen Gesteinen gänzlich unverändert sind. Die Verwandlung erfolgte in Form von Chloritisierung, das heisst unter Aufnahme von Wasser, bei einer Temperatur, die etwa der Ausscheidung des Amphibols entspricht und bei der die überhitzten Wasserdämpfe als eine Säure, die stärker als die Kieselsäure ist, wirken.

In verdünnten und von disjunktiven Spaltungen durchsetzten Krustenstreifen der Geosynklinalen gab es reichlich Gelegenheit zu solchen Vorgängen, wie das Eindringen vom basischen Magma, zwischen den wassererfüllten Sedimentgesteinen die Aufnahme von Wasser, dann zu Beginn der Orogenese, hauptsächlich entlang der Überschiebungsflächen Magmawanderung, Entstehung von Intrusionen und Extrusionen. Darum begleiten diese Ophiolithe oder Grünsteine in der Streichrichtung der ganzen Länge nach die Orogene, u. zw. meistens in den inneren Zonen der gefalteten Kettengebirge und in der Gesellschaft der auf einen Tiefseeursprung hinweisenden radiolaritartigen Ablagerungen. Im Gebiete des alpidisch-karpatischen Orogens begann oder erfolgte ihr Hauptausbruch im Zusammenhang mit der jurassischen Gebirgsbildung und in der oberen Kreide hörten sie schon auch vollkommen auf. Diese für das Ende der

geosynklinalen Phase so charakteristischen basischen Grünsteinbildungen sind in den Westalpen, in den unteren ostalpinischen Decken, als Flecke in den Gebirgsschollen zwischen Drau und Save, in mächtiger Entwicklung in den Dinariden, Helleniden, im Taurus u. s. w. zu finden. In den Karpaten müssen als ophiolithische Gesteine betrachtet werden: die Serpentine im Gebirgsbogen an der Unteren Donau, der von Diabasen, Porphyriten und ihren Tuffen aufgebaute basische Eruptivzug des Siebenbürgischen Erzgebirges, die Grünsteineinschlüsse des untermiozänen Konglomerat- und Flyschzuges der Ostkarpaten, die 70 km lange und etwa 30—40 km breite diabasische Grünschiefer- und Porphyroidserie des Zips-Gömörer Erzgebirges, die ähnlichen, aber von melaphyrartigen Eruptivgesteinen begleiteten Bildungen der Kleinen Karpaten (19).

Die mit der Bildung von Ophiolithen zusammenhängende vulkanische Tätigkeit ist auch mit Vererzung verbunden, die stellenweise zur Entstehung von beträchtlichen Bergbauobjekten geführt hat. Diese Erze enthalten meistens die charakteristisch an das basische Magma gebundenen Chrom-, Titan- und Nickelminerale, ferner die ebenfalls basophilen Fe-, Co-, As- und Mg-Mineralienassoziationen. Solche sind die Chromeisenerzvorkommisse an der Unteren Donau (Tiszovica, Dubrova u. s. w.), die Pyritstöcke im Siebenbürgischen Erzgebirge (Kazanesd, Csungány mit Ni-Gehalt, Rossia, Soborsin), die erzführende Serie im Zips-Gömörer Erzgebirge mit den mächtigen Eisenerzlagernstätten von Au-, Ag-, Hg-, Cu-, Zn-, Pb-, Ni-, Co-, Sb-, und As-Gehalt und der Magnesitzug u. s. w. Die Spuren einer Sb-Vererzung lassen sich aber auch in den Kleinen Karpaten erkennen.

Die fertigen Orogene liefern dagegen wieder einen anderen Stoff. In diesen Gebieten brechen die sog. pazifischen, also verhältnismässig saureren, kalkalkalischen magmatischen Gesteine empor, nachdem infolge der hier erfolgten bedeutenden Verdickung der Sialkruste das durch die in ihr entstandenen zahlreichen Brüche aufsteigende Magma verhältnismässig viel Silikat- und Kalkgesteinmaterial einschmelzt. Ein schönes Beispiel liefert dafür der innerkarpatische tertiäre Vulkankranz, der von andesitischen, dazitischen und rhyolithischen Gesteinen aufgebaut wird. Mit den Grünsteinen (Propyliten) dieses Vulkanismus sind auch die bedeutenden Gold- und Silbervorkommen des Karpatenbeckens verbunden. Dieser Teil der vulkanischen Tätigkeit lieferte die Grundlagen der berühmten Bergbauwerke in der Umgebung von Schemnitz und Kremnitz (Au, Ag, Pb, Cu, Zn), um das Mátragebirge (Au, Ag, Cu), in der Umgebung von Telkibánya (Au, Ag), von Nagybánya und Kapnikbánya (Au, Ag, Pb, Cu, Zn, Sb, W) sowie im Siebenbürgischen Erzgebirge, (Au, Ag, Pb, Cu, Zn, Sb, Fe). Sämtliche hier vorkommende Metalle sind solche, die einem sauren und intermediären Magma anbinden.

Wiederum andere Eruptivgesteine erscheinen in den starren Tafeln, die diagonal zu den gebirgsbildenden Kräften und bis zu grossen Tiefen zerbrochen sind. Da hier das Sial eine mittlere Mächtigkeit besitzt und eine ruhigere Lagerung aufweist, bricht in ihm das Magma — ohne das wesentliche Einschmelzen von fremden Stoffen — in seiner fast ursprünglichen Zusammensetzung an die Oberfläche. Darum werden die kratogenen Gebiete meistens von basischen, alkalischen, also atlantischen Gesteinen charakterisiert. Auch in der Ungarischen Zwischenmasse sind grösstenteils basische Gesteine, hauptsächlich Basalte emporgestiegen, wie z. B. im Balaton-Hochland, in der Umgebung von Salgótarján u. s. w. Die Tatsache, dass diese Basaltabarten nicht so rein die atlantische Reihe vertreten, wie wir das im Falle der Eruptivgesteine der grossen kratogenen Tafeln sehen, kann auf die Ursache zurückgeführt werden, dass die Ungarische Zwischenmasse einigermassen noch zum Gebiet des Orogens gehört. Die beiden Äste des die Zwischenmasse umrandenden Orogens, die Karpaten und die Dinariden, sind ihr noch zu nahe gelegen, sodass in ihr der pazifische Charakterzug (Ca-K-Na) teilweise noch dominiert, obwohl auch die atlantischen Merkmale (K-Na) bereits auftreten. Die Gesteine weisen hauptsächlich zu der Mediterranen- (K-) Reihe, aber durch das Auftreten von Nephelin und Titan stellenweise schon zu der reinen Atlantischen- (Na-) Reihe einen Übergang auf.

Bezüglich der Verhältnisse der Erzverteilung der magmatischen Gesteine des tertiären Vulkankranzes in den Karpaten erschienen in der nahen Vergangenheit zwei umfassende Arbeiten. Auf Grund von eingehenden statistischen Gesteinsuntersuchungen wies *Elemér Szádeczky-Kardos* auf den Kristallisationsgrad der magmatischen Gesteine (29) und *Miklós Vendel* auf die Zusammenhänge zwischen dem Säuregrad des Magmas und der Erzverteilung (32, 33) scharf hin.

Nach dem ersteren kann man, da der Kristallisationsgrad, wie auch die Vererzung, eine Funktion der Abkühlung, der Erstarrung, also letzten Endes die der Tiefenverhältnisse ist, aus dem Kristallisationsgrad der magmatischen Gesteine auf das Mass und die Tiefe der zu erwartenden Vererzung schliessen. Nach den Untersuchungsergebnissen von *Szádeczky* ist das Kristallisationsoptimum der tertiären Edelerzlagerstätten im Falle einer intermediären Magmazusammensetzung (Andezit-Dazit) die mikro-holokristalline Textur, bei einem niedrigeren oder höheren Kristallisationsgrad hört die Vererzung auf. Im Falle von viskösere sauren Magmen (z. B. Rhyolith) ist der Kristallisationsgrad etwas niedriger, in dem von basischeren Magmen etwas höher.

Die Grünsteinbildung ist auch darum eine Begleiterscheinung der Erzbildung, weil die Propylite vorherrschend gerade die Produkte der optimalen Kristallisations- (Abkühlungs-, Tiefen-) Zone der in Rede stehenden Edelerzformation sind.

Nach *Vendel* steht die Propylitisierung und Vererzung nicht nur mit dem Säuregrad des Magmas, im Zusammenhange sondern sie hängt direkt davon ab. Den dem Optimum der Vererzung und damit im Zusammenhange dem der Propylitisierung entsprechenden Magmasäuregrad fand er — in dieser pazifischen Gesteins- und Metallprovinz — bei etwa 60—63%. Von hier an nimmt die Vererzung mit abnehmenden  $\text{SiO}_2$ -Gehalt rascher, mit einem zunehmenden Säuregrad langsamer, jedoch deutlich ab. Der uralte Bergmanns spruch: «Quarz bringt und Quarz nimmt Erz» hat sich also auch nach den wissenschaftlichen statistischen Angaben bewahrheitet.

### IX. Die Orogenese und die Bildung von Kohle, Erdöl, Steinsalz, Bauxit, Kalkstein, Dolomit und den Ablagerungsgesteinen im allgemeinen.

Einer der wichtigsten Faktoren der Kohlen- und Salzbildung ist das Klima. In den orogenen Perioden der Erde ist es aber im allgemeinen günstiger, u. zw. nicht nur in den Polarregionen, sondern auch in der tropischen und in den gemässigten Zonen. Da in diesen Perioden die Erde weniger abgeplattet ist und eine rundlichere Gestalt besitzt, erreichen die Sonnenstrahlen die Erde in breiteren Streifen rechtwinklig bezw. unter einem grösseren Winkel. Das wärmere Klima zieht eine Verdunstung höheren Grades sowie eine üppige Vegetation mit sich. Die erstere führt also unter Umständen zu einer intensiveren Eindunstung des Meerwassers, also zur Ausscheidung des Salzgehaltes, die letztere zu einer grösseren Möglichkeit der Kohlenbildung. Die Orogenese selbst mit ihren häufigen Niveauveränderungen befördert beide Vorgänge. Die langsame Senkung begünstigt die Kohlenbildung, die langsame Hebung aber die Salzbildung, ferner die sich entlang der Orogene während der Gebirgsbildung abschnürenden Meerbusen mit ihrem ungelüftetem Wasser die Erdölbildung.

All diese Bedingungen können natürlich lokal auch in anderen erdgeschichtlichen Perioden eintreten, in grösserer Masse aber sind sie zweifelsohne den orogenen Phasen angebunden.

Darum erscheint die erste *Verkohlung* in Form eines 2 m mächtigen Anthrazitflözes in den gefalteten Gesteinen des Proterozoikums Finnlands, die erste bedeutendere Verkohlung im Zusammenhange mit der kaledonischen Gebirgsbildung, z. B. im Silur Nordamerikas, Englands, Böhmens und Schwedens, die grösste Verkohlung im Karbon und die am meisten verbreitete vom Jura angefangen einschliesslich bis zum Tertiär, also an Hand der alpidischen Orogenese. Demgegenüber fehlt die Verkohlung im Kambrium, Devon, in der Permo-Trias und im Quartär vollkommen oder besitzt nur eine ganz untergeordnete Bedeutung.

Ähnliche Verhältnisse lassen sich in Verbindung mit dem *Erdöl* erkennen. Erdöl- und Erdgasvorkommen von grosser Bedeutung sind aus Nordamerika bekannt, aus dem Silur und Karbon der Appalachen oder des Alleghany-Gebirges, ferner in Verbindung mit der alpidischen Orogenese in der Kreide und im Tertiär, wo übrigens ausser den ungarischen auch die osteuropäischen Erdgas-, Erdöl-, Ozokerit- und Asphaltvorkommen hingehören.

Bedeutende, mit der kaledonischen Gebirgsbildung verbundenen *Salzvorkommen* sind in Nordamerika, im Silur Pennsylvaniens, Vorkommen von kleinerem Ausmass in den Ostseeprovinzen, dagegen aber sehr wichtige aus dem deutschen Zechstein, also von der der herzynischen Orogenese folgenden Karbon-Perm-Grenze und dem Oberperm sowie aus dem Tertiär des alpidisch-karpatischen Orogens bekannt. Die Bildung von Salzlagerstätten scheint auch hier, wie überall, den Gebirgsbildungsphasen zu folgen und steht in engem Zusammenhange mit den Regressionen, wie das übrigens auch aus dem Diagramm von *Szádeczky* (1931), und aus dem von *F. Lotze* (1936), ferner aus den Angaben *Kobers* (1933), und dem Diagramm *Szalai's* in welchem er die Zusammenhänge zwischen der Gebirgsbildung und der Evolution des Lebens darstellte, hervorgeht.

Auch die Bildung von *Bauxit* steht mit der Orogenese in enger Verbindung. Sie geht an Hand von Krustenhebung und warmem, feuchtem, d. h. tropischem und subtropischem Klima vor sich. Die europäischen Bauxitlagerstätten (in Spanien, Frankreich, Italien, Jugoslawien, Griechenland, Rumänien, Ungarn, Österreich, Deutschland, und Irland) folgen von Jura angefangen über die Kreide und das Tertiär unmittelbar den einzelnen Phasen der alpidisch-karpatischen Gebirgsbildung. Derselbe ist der Fall auch mit den nord- und südamerikanischen sowie mit den indischen Vorkommen. Eine interessante Ausnahme bildet das eine russische Vorkommen, das bei Tichwin, im Bezirk Novgorod, in der Nähe von Lennigrad liegt. Das unterkarbonische Alter dieses Vorkommens konnte auf Grund der paläontologischen Angaben (Vorkommen von *Stigmaria ficoides*) zweifelsohne bewiesen werden. Es kann mit der bretonischen Orogenese in Verbindung stehen, die an der Devon-Unterkarbon-Grenze stattfand, also eine Phase der variszischen oder herzynischen Gebirgsbildung darstellt.

Aber ein Zusammenhang von ähnlicher Natur besteht auch zwischen der Gebirgsbildung und den grossen *Kalksteinablagerungen* der Meere. Da die mächtigen Kalkablagerungen hauptsächlich unter Mitwirkung von Kalkausscheidenden Bakterien, Algen, Foraminiferen, Korallen, Muscheln und Schnecken entstehen und da der grösste Teil dieser Lebewesen licht- und wärmebedürftig ist, kann man leicht einsehen, dass sie unter günstigen klimatischen Verhältnissen in grösserem Masse gedeihen. Darum befördern sie mit ihrer Anhäufung nach dem Absterben in diesen Perioden die Bildung von Kalksteinen in grossem Masse. (s. das Diagramm über die Ver-

änderungen der Atmo- und Lithosphäre von *L. Ch. Schuchert* bei *Kober*. 1942.)

Die Entstehung von *klastischen Ablagerungen* wird durch die grösseren, von Orogenesen verursachten Klima- und Niveaudifferenzen bedeutend beschleunigt.

Letzen Endes kann man also feststellen, dass nicht allein die pazifische vulkanische Tätigkeit und die damit zusammenhängende Vererzung, ferner die Metamorphose, sondern auch die Bildung von Kohle, Erdöl, Erdgas, Steinsalz, Bauxit, Kalkstein, Dolomit und die Ablagerungen im allgemeinen in den orogenen, also rundlicheren Phasen der Erde lebendiger werden. Demgegenüber fällt die Verschlechterung des Klimas, die Vereisung und der erhöhte atlantische Vulkanismus in die geosynklinalen, also mehr abgeplatteten Phasen unseres Planeten.

## X. Schlusswort.

Wenn man das oben gesagte zusammenfasst und im Diagramm der Abbildung 17. darstellt, so wird es ganz klar und unmissverständlich, dass die durch die kosmischen Kräften bedingte Drehung um die Erdachse und die damit verbundene Pulsation eine bedeutende, ja sogar entscheidende Rolle in den Geschehnissen der Erdgeschichte spielt. Neben den radialen Wirkungen der inneren Kräfte, der chemischen und thermischen Vorgänge, der Isostasie und der Kontraktion, tritt immer deutlicher die Bedeutung der Rotation im Leben und Haushalt der Erde, in der Ausbildung ihres Antlitzes zum Vorschein. Besonders klar sieht man das, wenn man betrachtet, dass nicht allein die Gliederung der ganzen Erdoberfläche, sondern innerhalb deren auch der grösste und wichtigste Teil der tektonischen Kräfte, die die Struktur der Kratogene und Orogene ausbilden, auf die Rotation zurückzuführen ist.

Die anfänglich schwachen Fäden zwischen der Geologie — deren Forschungsgebiet durch die Geomechanik immer grösser wird — und den benachbarten Wissenschaftszweigen, wie Astronomie, Geophysik, Geochemie usw. werden zu immer stärkeren Verbindungen.

Dadurch wird aus der Geologie, die sich mit der festen Erdkruste befasst, — durch die Erweiterung ihres Interessen- und Arbeitsgebietes — einerseits Plutogeologie, d. h. die Geologie der Erdtiefen und andererseits, nach einer neueren Bezeichnung *Kobers*, Kosmogeologie, d. h. die Geologie des Weltalls. Und so erhalten die Wahrheiten der Geologie eine immer allgemeinere Gültigkeit. Sie bleiben also nicht nur Wahrheiten der Geologie, sondern sie versuchen auch astronomische, physikalische, chemische, mechanische und mathematische Wahrheiten auszudrücken, das heisst: Naturwahrheiten, universale Wahrheiten. Oder mit einem Wort: Wahrheiten.



KÖZVETLENUL FELHASZNALT IRODALOM. — UNMITTELBAR  
BENÜTZTE LITERATUR.

1. *Andrée, K.*: Abkühlung oder Gravitationskontraktion der Erde? Petermanns Geographische Mitteilungen 1944. Heft. 5/6.
2. *Bavink, B.*: Ergebnisse und Probleme der Naturwissenschaften, 1944.
3. *van Bemmelen, R. W.*: Das Permanenzproblem nach der Undationstheorie. Geologische Rundschau 1939.
4. *Böckh, H.*: Lóczy Lajos és a magyar geológia. (Ludwig Lóczy und die ungarische Geologie) Földrajzi Közlemények LVIII. 1930.
5. *Böckh, H.* — *G. M. Lees* — *F. D. S. Richardson*: Contribution to the stratigraphy and tectonics of the Iranian Ranges. (In *I. W. Gregory*: The Structure of Asia, Chapter III, p. 58—176.)
6. *Cloos, H.*: Einführung in die Geologie. 1936.
7. *Darwin, G. H.*: A tengerjárás és rokontinémények naprendszerünkben. (Die Bewegungen des Meerwassers und die ähnlichen Erscheinungen in unserem Sonnensystem.) Term. Tud. Társ. kiadása. Im Verlage der Ung. Naturwiss. Gesellschaft 1904.
8. *Fox, C. S.*: Bauxite and aluminous Laterite. London. 1932.
9. *Gaál, I.*: A Föld és az élet története. (Geschichte der Erde und des Lebens.) A Természet Világa. A Term. Tud. Társ. kiadványa. (Die Welt der Natur. Im Verlage der Ung. Naturwiss. Gesellschaft) 1939.
10. *Gáspár, K.*: Rétegek és szférák. (Schichten und Sphären.) Budapest 1918.
11. *Heiskanen, V. A.*: Das isostatische Gleichgewicht der Erdkruste. Beszámoló a Földtani Intézet vitauléseinek Munkálatairól. (Bericht über die Fachsitzungen in der Ung. Geol. Anst.) 3. 1941.
12. *Kober, L.*: Gestaltungsgeschichte der Erde. 1925.
13. *Kober, L.*: Der Bau der Erde. 2. Aufl. 1928.
14. *Kober, L.*: Tektonische Geologie. 1942.
15. *Nopcsa, F.*: Az eruptív kőzetek eloszlásának kérdéséhez. (Zur Frage der Verteilung von Eruptivgesteinen.) Földtani Közöny LVI. 1926.
16. *Pálffy, M.*: Az eruptív kőzetek zöldkővesedése. (Die Grünsteinbildung von Eruptivgesteinen.) Földtani Közöny XLVI. 1916.
17. *Quiring, H.*: Über das Problem der Krusten- und Gebirgsbildung. Geologische Rundschau 1921.
18. *Rittmann, A.*: Zur Thermodynamik der Orogenese. Geologische Rundschau 1942.
19. *telegdi Roth, K.*: Magyarország geológiája. (Die Geologie Ungarns) I. Tudományos Gyűjtemény. 104. 1929.
20. *Rüdemann, R.*: Neuere amerikanische Theorien über die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Geologische Rundschau, Sonderband p. 49-61. 1926.
21. *Schaffer, F. X.*: Wandlungen der Grossformen der Erdoberfläche. Földtani Közöny LXI. 1931.
22. *Scheffer V.*: Jelentés a Magyar-Olasz Ásványolajipari Rt. megbízásából Északerdélyben és a Kárpátalján végzett gravitációs mérésekről (Bericht über die im Auftrage der Ungarisch-Italienischen Erdölwerke. A. G. in Nordsiebenbürgen und Karpatenland durchgeführten Gravitationsmessungen). Budapest 1945.
23. *Schmidt, E. R.*: Geomechanikai tanulmányok... (Geomechanische Studien). Bányászati és kohászati Lapok Nr. 9—10. 1944.
24. *Schmidt, E. R.*: A Kárpátok és általában a lánchegységek szerkezetének geomechanikai szintézise (Zur Synthese der Tektonik der Karpaten und der Kettengebirge im allgemeinen). Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve (Annales Institutii Geologicae Publicii Hungarici) XXXVIII. 1947.
25. *Schmidt E. R.*: A Föld felszínének geomechanikája (Geomechanik der Erdoberfläche) Földtani Közöny LXXVIII. 1948.
26. *Staub, R.*: Der Bewegungsmechanismus der Erde. 1928.
27. *Stille, H.*: Der derzeitige tektonische Erdzustand. Sitzungsber. der Preuss. Ak. d. Wiss. Phys. — Math. Klasse XIII. 1935.

28. *Szádeczky, K. E.*: A sóképződés intenzitásváltozásai (Intensitätsänderungen der Salzbildung) Földtani Közlöny LX. 1930.

29. *Szádeczky, K. E.*: Ércelosztás a Kárpátok vulkánkoszorújában (Erzverteilung im Vulkankranz der Karpaten). Bányászati és Kohászati Lapok Nr. 12. 1942.

30. *Szalai, T.*: Der Einfluss der Gebirgsbildung auf die Evolution des Lebens. Palaeont. Zeitschrift 18. 1936.

31. *Vadász, E.*: Szénképződés, hegyképződés, bauxitkeletkezés Magyarországon (Kohlenbildung, Gebirgsbildung und Entstehung von Bauxit in Ungarn.) Bányászati és Kohászati Lapok Nr. 10. 1930.

32. *Vendel, M.*: Összefüggések a Kárpát-hegyrendszer magmatikus származású fiatal arany-, ezüst- és rokon- (szulfidos) ércesedései és magmái között. (Zusammenhänge zwischen den jungen Gold-, Silber und verwandeten (sulphidischen) Vererzungen magmatischen Ursprungs des Karpatensystems und den Magmen). Bányászati és Kohászati Lapok Nr. 10. 1947.

33. *Vendel, M.*: Studien aus der jungen karpatischen Metallprovinz. Mitteilungen, Sopron. XVI. 1944—47.

34. *Vening-Meinesz, F. A.*: De verdeding van continenten en oceanen over het aadoppervlak. Versl. an de gewone vergadering der Afdeling Natuurkunde K. Ned. Akad. Wetensch. LIII. Nr. 4.

35. *Walther, J.*: A Föld és az élet története. (Die Geschichte der Erde und des Lebens.) Term. Tud. Társ. kiadványa (Im Verlage der Ung. Naturw. Ges.) 1911.

# GEOMECHANICS OF THE INTERIOR OF THE EARTH AND ITS EFFECTS ON THE CRUST.

BY E. R. SCHMIDT.

After having described the principles of geomechanics, development of the earth's surface, formation of oceans and continents, geomechanical characteristics of cratogenes and orogenes, author is considering the geomechanic behaviour of the interior of the earth and its effects on the crust. His investigations furnished a coherent representation of mechanical regularities in the formation of the globe. By critical references a comparison can be made with earlier theories published in the literature.

After the introduction questions of the rotation are discussed. Ebb and tide phenomena may act in accelerating rotation if cosmic repulsion is supposed — contrary to the actually accepted theory. (Fig. 1.)

The not entirely rigid planets having certain mobility of material react to the rotation with pulsation movements due to over-compensation. This mechanically proved movement is ceasing when the whole mass becomes rigid.

According to the variation of the angular velocity and pulsation movements the globe becomes sometimes more flat, other times more convex. Flattening is connected with increase of surface, dilatation, formation of geosynclines, while upwarping with compression and orogenesis. (Fig. 2.)

The inner constitution of the earth and its above described movements determine the magma convections being controlled even by dynamic, thermal and density changes.

A closer study of magma movements reveal their close connection with regional anomalies: early stages of orogenesis, formation of geosynclines of second and third order. (Fig. 6—10. and 10—12.) These movements are documented even by geophysical, geological and petrographical sections across the Carpathians.

Crust movements are effects of magma movements. The variation of angular velocity in coincidence with magma and hydrosphere convections as well as phase differences caused by friction between the spheres result in rithmically alternating transgression and regression phenomena. (Fig. 13—14.)

The extensions of polar glaciation correspond with geosyncline phases, with the flattening of the globe. (Fig. 16.) At a more flat geoid form the region of the half year polar night is extending towards the equator. During the following half year the circum-polar region is lighted by less and more obliquely incident sunshine, glatiation is therefore promoted in lack of melting. (Fig. 15.)

Pulsation is documented even by the Cepheids. The frequent culminating stages of the Alpine orogenesis reveal a parabolic function.

These geomechanical principles are coordinating orogenesis, volcanism and metallization.

In the flattened stage of the earth (geosyncline phase) undifferentiated basic igneous rocks are manifested; at the end of the geosyncline phase and at the beginning of the orogene phase less differentiated ophiolitic rocks appear; during the orogenic phase differentiated rocks are intruding: in the orogene belts pacific rocks, in the cratogenes atlantic rocks and in the transitions belts (like the Hungarian median mass being a «Zwischengebirge») mediterranean rocks. Metallization — including magma cooling, crystallinity and acidity of rocks — is controlled by mechanical influences of tectonic stresses.

Ophiolitization is a rock alteration related to propylitization connected with hydration and chloritization.

Formation of coal, oil, gas, salt, bauxite, limestone, dolomite and clastic sediments is more intense in orogenic phases due to general warming of climate and great level differences.

Causal connection of geological events and rotation resp. pulsation is featured in fig. 17.

Geology dealing with the rigid crust is growing by the widening of geomechanical scientific methods to pluton-geology or even cosmogeology dealing with the whole universe.

# LE MÉCANISME DES MOUVEMENTS DE L'INTÉRIEUR DE LA TERRE ET SON INFLUENCE SUR L'ÉCORCE TERRESTRE.

PAR E. R. SCHMIDT.

Après avoir élaboré les bases du mécanisme des mouvements de la Terre et après avoir exposé la mécanique de la surface terrestre, de la formation des océans et des continents, de même que celle des cratogènes et des orogènes, l'auteur s'occupe cette fois-ci du mécanisme intérieur de la Terre et de son influence sur l'écorce terrestre. Les résultats de ses recherches offrent un tableau serré et cohérent des lois géomecaniques de la formation de notre planète. Ses références critiques relatives aux données littéraires facilitent les comparaisons directes avec les théories formulées jusqu'ici, concernant ce sujet.

L'ouvrage présente, après une brève introduction, le problème de la *rotation*. Il montre que — si l'on suppose l'existence d'une répulsion cosmique — les phénomènes du flux et du reflux peuvent être compris de façon que ceux-ci — contrairement à l'opinion dominante — ne sont point d'un effet freinant, mais bien au contraire, ils sont d'un effet stimulant sur la rotation (fig. 1).

C'est que les planètes vivantes, pas encore totalement rigides, et encore aptes et enclines à un déplacement relatif de matière sont contraintes, d'une manière justifiée par la mécanique, à un *mouvement pulsatif* (à cause de la surcompensation), jusqu'à ce que tout le système se consolide.

C'est sous l'action de la vitesse angulaire, respectivement sous celle de la pulsation que la Terre s'aplatit et qu'elle s'arrondit. L'aplatissement entraîne nécessairement l'augmentation de la surface, la tension, c'est-à-dire la formation géosynclinale, tandis que l'arrondissement entraîne les contractions de l'écorce terrestre, la pression, c'est-à-dire la formation des montagnes, l'orogénèse. (fig. 2).

C'est de la structure intérieure de la Terre et des mouvements mentionnés ci-dessus que résultent les courants du magma qui se présentent comme les mouvements provenant des courants dynamiques (fig. 3—4) et thermiques (fig. 5.) et des courants causés par la densité.

Des considérations relatives aux courants ont mené au discernement des causes des anomalies régionales, telles que l'orogène naissante ou la formation des géosynclinaux secondaires et tertiaires, causes résultant du mouvement du magma (fig. 6—10 et 10—12). Ce sont entre autres les profils géophysiques, géologiques et pétrographiques des Carpathes qui donnent la preuve de ces corrélations.

Les mouvements de l'écorce sont les résultats des mouvements du magma. C'est de la vitesse angulaire changeante, ainsi que du rapport entre les courants de la sphère du magma et ceux de l'hydrosphère, et c'est des différences de phase basés sur les diversités de résistance du frottement intérieur que résultent les phénomènes

nes transgressifs et regressifs séculaires qui alternent d'une manière rythmique (fig. 13—14.).

*Chacune des grandes glacations polaires* coïncide avec une phase géosynclinale de la Terre, c'est-à-dire avec une période d'aplatissement (fig. 16.). Lors d'une forme géoïde plus ou moins aplatie le domaine de ces nuits polaires semestrielles se déplacent remarquablement vers l'équateur. Et comme pendant les journées du semestre suivant les mêmes territoires sont atteints par moins de rayons solaires et comme ceux-ci leur parviennent sous un angle beaucoup plus oblique, c'est la glacation qui suit, ne fût-ce que pour le manque de dégel (fig. 15.).

Ce sont les Céphéïdes qui donnent de même preuve de la pulsation. Les phases principales plus en plus fréquent de l'orogénèse alpine renvoient à un rapport parabolique.

Des rapports géomécaniques existent aussi entre *la formation des montagnes, ainsi qu'entre le volcanisme et la formation des minerais.*

Pendant la phase aplatie, c'est-à-dire géosynclinale de la Terre naissent des roches magmatiques pas différenciées, basiques, tandis qu'à la fin de la phase géosynclinale, et orogénique paraissent, dans l'orogène même, des roches peu différenciées, ophiolites, et pendant la phase orogénique, c'est-à-dire quand la Terre s'arrondit, font leur apparition les roches volcaniques différenciées, savoir: dans les zones orogéniques des roches pacifiques, dans les zones cratogéniques des roches atlantiques et dans les zones intermédiaires (p. ex. dans le «median mass» Zwischengebirge) hongrois des roches méditerranéennes. La métallisation — y compris les conditions du refroidissement du magma, le degré de sa cristallinité et de son acidité — dépend en première ligne des conditions de pression, basées: sur des circonstances tectoniques, c'est-à-dire sur des conditions mécaniques.

L'ophiolitisation est une transformation de roches semblable à la propylitisation qui se produit en bas par l'absorption de l'eau, sous la forme de la chloritisation.

*La formation de la houille, du pétrole, du gaz, du sel, du bauxit, des roches calcaires, du dolomite et des roches clastiques sédimentaires en général* s'intensifient dans les phases orogéniques de la Terre, les phases orogéniques étant accompagnées d'un échauffement général du climat d'une part, et de changements géomorphologique d'autre part.

C'est la figure 17 qui représente les rapports entre la rotation causée par les forces cosmiques, respectivement les rapports entre la pulsation entraînée par la rotation et entre les événements géologiques.

Grâce à l'élargissement de sa domaine d'études, et de ses méthodes géomécaniques, la géologie qui s'occupe de l'écorce terrestre rigide se transforme peu à peu en plutogéologie (géologie des profondeurs) et en cosmogéologie (géologie de l'Univers).

Е. Р. ШМИДТ:

## ГЕОМЕХАНИКА НУТРА ЗЕМЛИ И ЕЕ ДЕЙСТВИЕ НА ЗЕМНУЮ КОРУ.

Автор, на основах геомеханики, и образования всей поверхности земного шара, морей и суши, далее после выработки и ознакомления геомеханики кратогенов и орогенов, занимается с внутренней механикой земли и с ее воздействием на земную кору. Результаты исследований дают тесно связанную картину о геомеханической закономерности ее планетообразования. А на основании критических ссылок на данные литературы дается основание для непосредственного сравнения с теориями донныне известными в некоторых областях.

Настоящий труд, после краткого введения, обсуждает вопрос вращения вокруг оси. Указывает на то, что явления прилива и отлива — в случае предполагаемого космического давления — могут быть понятны и так, что, они, в противоречие с доминирующей в настоящее время точкой зрения действуют на вращение вокруг оси не тормозяще, а на оборот поддерживающе (рис. № 1.).

В результате вращения вокруг оси, планеты еще живые еще не полностью неподвижные и еще способные и склонные на относительное смещение материи, механически обоснованным образом, ввиду перекомпенсации, привуждаются к пульсирующему движению до тех пор, пока вся система станет неподвижной (омертвеет).

Под действием изменяющейся угловой скорости, т. е. под действием пульсации Земля то сплющивается то более принимает форму шара.

Расплющивание сопровождается соответствующим увеличением поверхности, растяжением, т. е. с образованием синклиналии, а образование шаровой формы сопровождается сужением коры, давлением, т. е. образованием гор и орогенов (рисунок № 2).

Из внутренней конструкции Земли и из вышеизложенных движений складывается условие течения магмы, которые проявляются как происходящие от динамических (рисунок № 3, 4), термических (рисунок № 5) течений и от течений происходящих от плотности.

Региональные аномалии являются предположениями науки о течениях: начинающийся орогенизм, также геосинклиналии второй и третьей степени привели к более глубокому пониманию причин-покоящихся в движении магмы (рисунки от 6 по 10 и от 10 по 12). Существование этих связей между прочим доказывают проложенные через Карпаты геологические геофизические и петрографические разрезы.

Движения коры являются последствием движения магмы. Из изменяющейся угловой скорости и далее из хаотической связи магматических и гидросферических течений и из сдвига фаз, основывающейся на внутреннем трении различных сфер, происходят ритмически изменяющиеся трансгрессивные секулярные явления (рисунки № 13, 14.)

Каждое большое полярное обледение падает на геосинклинальную фазу Земли, т. е. на период ее более сплющенного состояния. Границы полугодовых полярных ночей в период более сплюсненной геоид — формы в значительной мере передвигаются ближе к экватору. Поскольку в полярный день, следующий за полярной ночью, значительно меньше лучей попадает на эту территорию и они падают на эту территорию под значительно большим углом, обледенение может настать даже от недостаточного таяния (рисунок 15).

Цепехидии также указывают на пульсацию. Существующие главные фазы альпийских орогенов указывают на параболическую (логаритмическую) связь.

Между горообразованием, а также между вулканизмом и образованием руд существует геомеханическая связь.

В приплюсненной, т. е. геосинклинальной фазе Земли появляются недифференциальные, базические и магматические горные породы, на границе геосинклинальной и орогенной фазы и в самом орогене уже немного дифференцированные охиолитические породы; во время орогенной т. е. шарообразовательной фазы Земли дифференцированные, а именно в орогенных поясах пацифические породы, в кратогенных поясах атлантические породы и в переходных поясах (например в венгерской промежуточной массе (*median mass*, *Zwischengebirge*)) средиземноморские, вулканические породы. Отверждение, сюда включая обстоятельства остывания магмы, степень ее кристаллизации и кислотности, являются прогрессией, коренящейся в первую очередь в тектонических обстоятельствах — условий давления, т. е. механических условий.

Охиолитизация является сходным с пропилизацией, которая, при более высокой водопоглощаемости, протекает в форме хлоритизации.

Уголь, нефть, естественный газ, соль, боксит, известь, доломит и вообще образование седиментарных, пластических пород во время орогенных, т. е. шарообразовательных фаз Земли оживляется, так как орогенная фаза с одной стороны сопровождается утеплением климата, а с другой с повышенным изменением поверхностного уровня.

О вращения вокруг оси, происходящей от влияния космических сил т. е. о возникающей от этого пульсации, а также о связи существующей между хаотическими и геологическими связями дает понятие рисунок 17.

Геология земной коры, в обширную область которой входит геомеханика со своими методами работ, понемногу становится — с одной стороны плутогеологией, т. е. геологией глубины, с другой-же стороны — космической геологией, т. е. геологией вселенной.





## BESZÁMOLÓ A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET 1948. ÉVI 5. VITAÜLÉSÉRŐL.

1948. december 20-án délután 6 órakor.

Elnök:

*Szalai Tibor.*

Tárgy:

*Pantó Gábor:* Északnyugat-Skócia geológiája a kongresszusi kirándulások alapján.\*

Jelen voltak: Balogh Kálmán, Csajághy Gábor, Földvári Aladár, Földvári Aladárné, Hegedűs Gyula, Jaskó Sándor, Jugovics Lajos, Láng Sándor, Liffa Aurél, Majzon László, Noszky Jenő, Pantó Dezső, Pantó Gábor, Papp Ferenc, Pollner Jenő, Renner János, Reich Lajos, Schierf Emil, Schmidt Eligius Róbert, Schréter Zoltán, Streda Rezső, Sümeghy József, Szalai Tibor, Szepesházi Kálmán, Szilas Gyula, Varga Sarolta, Vigh Gyula.

---

\* Az előadó célja az volt, hogy a Nemzetközi Geológiai Kongresszus XVIII. ülésével kapcsolatos kirándulásokon szerzett személyes tapasztalatai, fényképek, geológiai térképek, kirándulási vezetők és az irodalom alapján az ülés résztvevőinek képet nyújtson a terület felépítéséről. Az előadáshoz *Jugovics Lajos, Földvári Aladár, Reich Lajos, Schmidt Eligius Róbert, Papp Ferenc* és *Szalai Tibor* szóltak hozzá.



## TARTALOMJEGYZÉK. — CONTENTS.

	Oldal
<b>1. Vitaülés:</b>	
Szalay Sándor: Kutatások urán és thorium magyarországi előfordulása után korszerű atomfizikai módszerekkel . . . . .	5
S. Szalay: <i>Investigations into the thorium and uranium contents of eruptive rocks in Hungary by means of Geiger—Müller counter tubes</i> . . . . .	24
Földvári Aladár: A magyarországi radioaktív anyagkutatás földtani és közettani vonatkozásai . . . . .	35
A. Földvári: <i>Geological and petrographical principles applied in researches for radio-active elements in Hungary</i> . . . . .	51
Hozzászólások Szalay Sándor és Földvári Aladár előadásához . . . . .	59
<b>2. Vitaülés:</b>	
Földváriné Vogl Mária: A nagytétényi fullerföld (bentonit) cirkontartalmának szinképanalitikai meghatározása . . . . .	65
M. Földvári: <i>Spectral analytic determination of zirconium content in the Fuller's earths (bentonites) of Nagytétény</i> . . . . .	73
Hozzászólások Földváriné Vogl Mária előadásához . . . . .	75
Pantó Gábor: Szerkezeti és ércképződési megfigyelések a Rudabányai vasércvonulaton . . . . .	77
G. Pantó: <i>Structural control of Metasomatism in the iron ore deposits of the Rudabánya region</i> . . . . .	97
Hozzászólások Pantó Gábor előadásához . . . . .	101
Balogh Kálmán: Adatok a Gömör-Tornai Karszt geológiájához . . . . .	107
K. Balogh: <i>Beiträge zur Geologie des Gömör-Tornauer Karstes</i> . . . . .	117
Hozzászólások Balogh Kálmán előadásához . . . . .	128
<b>3. Vitaülés:</b>	
Jaskó Sándor: A Mátyáshegyi-barlang . . . . .	133
S. Jaskó: <i>A new cave in the Mátyás-hill near Budapest</i> . . . . .	145
Hozzászólások Jaskó Sándor előadásához . . . . .	147
<b>4. Vitaülés:</b>	
Schmidt Eligius Róbert: A Föld belsejének geomechanikája és hatása a földkéregre . . . . .	159
E. R. Schmidt: <i>Die Geomechanik des Erdinneren und ihre Auswirkung auf die Erdkruste</i> . . . . .	193
<i>Geomechanics of the interior of the Earth and its effects on the crust</i> . . . . .	226
<i>Le mécanisme des mouvements de l'intérieur de la terre et son influence sur l'écorce terrestre</i> . . . . .	228
Е. Р. Шмидт: <i>Геомеханика нутра земли и ее действие на земную кору.</i> . . . .	230
Hozzászólások Schmidt Eligius Róbert előadásához . . . . .	191
<b>5. Vitaülés:</b>	
Pantó Gábor: Északnyugat-Skócia geológiája a kongresszusi kirándulások alapján. (Az előadás nem jelenik meg nyomtatásban.) . . . . .	233

