

FÖLDTANI KÖZLÖNY

Band LXVIII. kötet, 1938. július — szeptember. Heft 7—9. füzet.

NEGYEDKORI DEFLÁCIÓS JELENSÉGEK A KÖZÉPSŐ IPOLYVÖLGYBEN.

Irta : dr. Peja Győző.

QUARTÄRE DEFLATIONS ERSCHEINUNGEN IM MITTLEREN EIPELTAL.

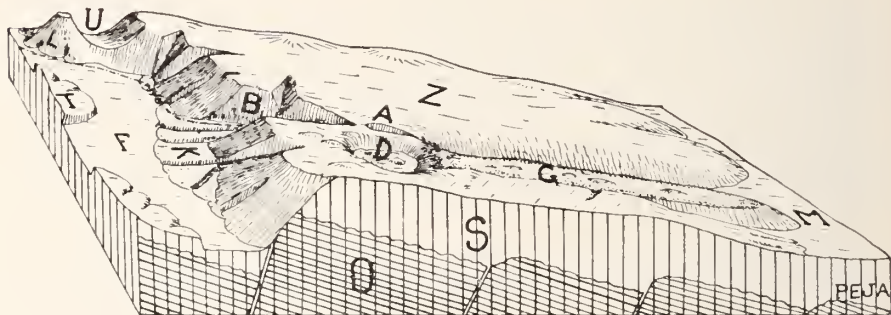
Von: Gy. Peja.

Az Ipolyvölgy Balasagyarmat-Ipolyság vidéki szakaszán hatalmas, szinte alföldies jellegű, a Duna—Tisza közötti homokbuckás vidékekre emlékeztető, *futóhomok terület* helyezkedik el. Ennek kifejlődésére a múltévben, Szügy vidékén (Balassagyarmattól kb. 6 km-re DK-i irányban), sikerült néhány érdekes adatot észlelnem, amelyek hazánk negyedkori földtörténetére és paleogeografiai viszonyaira vonatkozó kutatásokat is érintik. Ezeket az alábbiakban óhajtom vázolni.

A szóbanforgó adatok lelőhelye Szügy és Nógrádmareal között, az ipolyvölgyi futóhomokos területből kiemelkedő, lösszel borított, felső-oligocén bázisú platórészleten található. A plató felső-oligocén rétegeiben keményebb és lazább, tehát morfológiai szempontból különböző értékű kőzetek, (agyag, homok és homokkő) vékonyabb-vastagabb padokban váltakozva települnek egymásra. Az oligocénkomplekszust később ÉÉNY—DDK irányú vetődések kisebb-nagyobb darabokra tördelték fel. Ezek a vetődések a Cserhát ill. a Magyar Középhegység fiatalabb keresztvető rendszerébe tartoznak, több helyen azonban kombinálódnak a régibb hosszvető rendszerrel. Területünk összetört darabjai a vetődések mentén billenő mozgást végezve K—DK irányban dőltek meg, úgyhogy a nyugati peremük magasra emelkedett, a keleti részletük pedig a mélybe süllyedt.

A Szügy és Nógrádmareal közötti plató is ilyen *vetődéses táblarészlet*. A két község a tábla Ny-i és K-i részén keletkezett völgyben, tektonikus árokban fekszik. A völgyek keresztmetszete, a felső-oligocén táblák szerkezetének és ferde helyzetének megfelelően aszszimmetrikus. A nyugati lejtők igen lankásak és vastagon lösztakaróval fedettek. A keleti lejtők ezzel szemben hirtelen kiemelkedő, rétegfej kibúvács, maximális lejtők. Meredek oldalú domborokot formálnak. Löss csak ritkán fedí. A növénytakaró is gyenge. Sok helyen teljesen hiányzik. Így a fehéres-szürke, homokos, agyagos oligocén rétegek már messziről feltűnnek. (1. ábra.)

A plató szerkezetét a meredek pereméről kiinduló aszóvölgyek tárják fel ill. mutatják. Pontosabb szelvényt nyújtanak azonban a most épülő, Szügy—Nógrádmareal közti műút számára készített, hatalmas bevágások. A műút a tábla meredek lejtőjébe visszavágódó, egyik völgy É-i oldalán halad. Benne három jobb feljárás észlelhető. Az első, a felső-oligocén tábla aljában, kb. 20 m vastagságú, K-re dülő, agyagrétegeket tár fel, vékonypados homokkő betelepülésekkel. A lejtő aljában az agyaghoz lösz és fiatal törmelék símul. Az agyagos bázisra feljebb, 40—45 m vastagságban homok és pados homokkőrétegek telepsznek rá, váltakozva közbeékelve vékonyabb agyagrétegekkel. Ennek a rétegsornak kisebb részletét a középső nagy bevágódásban tanulmányozhattuk jól. A kövületben gazdag, kemény homokkőpadok a lejtő felszínéből kőbörök alakjában mállanak ki és a rétegdőlésnek megfelelő, ferde so-



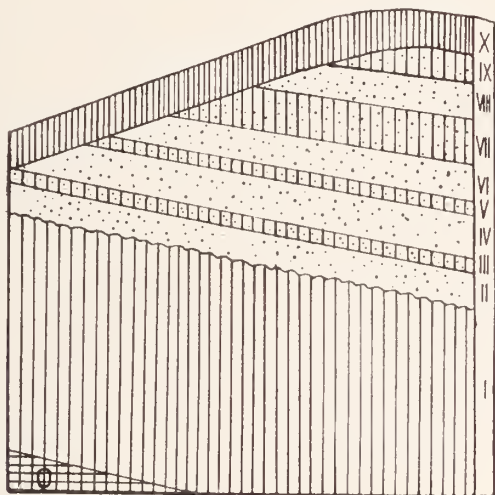
1. ábra. A szügyi deflációs mélyedés (D) és környékének tömbszelvénye. A) A löszfeltárás, — B) Konzekvens völgy, — F) Feketevíz völgye, — G) Futóhomok garmada, — K) Törmelékkúp, — L) Leányhegy, — M) Nógrádmareali lösz, — O) Oligocén bázis, — S) Pleisztocén lösz, — T) Löszsziget a völgyben, — U) Szélbarázda, — Z) Lösszel fedett plató.

rokban helyezkednek el. A feltárás jobb felében egy kisméretű, helyi vetődés volt látható. Ilyen kisméretű vetők több helyen is jelentkeznek ill. tördelik szét a nagyobb táblákat. A keményebb padok az aszóvölgyek fenekén kisebb rétegvizeséseket hoztak létre. A lejtő legfelső részén, a felső oligocén rétegekre települve kb. 18 m vastag lösztakarót találunk, amelynek felső részét 9—10 m vastagságban a harmadik nagyobb bevágás tárta fel.

Az új műút kb. 234 m magasságban éri el az átréselt vízválasztót. Itt, az úttól D-re a lösztakarón, körülzárt, tekintélyes nagyságú, lefolyástalan mélyedés látható. Elhelyezkedése egészen szokatlan, mert nem illeszkedik bele a mai völgyhálózatba. A vízválasztóvonal is bizonytalanul megkerüli, úgyhogy sem a NY-i, sem a K-i vízgyűjtő területhez nem tartozik. Alakja tojásdad. Hossza kb. 300 m, szélessége 150 m. Mélysége közvetlen környezetéhez viszo-

nyítva 10—20 m között váltakozik. Helyét az új, 1 : 25.000-es felvételi lap 230 m-es magassági szintvonalal körülrajzolt, — (mínusz) jellel ellátott mélyterületnek tünteti fel. Hosszabb tengelye NYÉNY—KDK-irányban helyezkedik el. Fenekén feltűnő vastagságú futóhomok található, a peremén pedig köröskörül homokos lösz van.

A mélyedés eredetét és keletkezését kutatva, elsősorban a plátókra települt lösztakarókban elég gyakran észlelhető jelenségre, a löszdolinákra gondolhatnánk. Csakhogy, itt a mélyedés KDK-i végében a deflációs mélyedésekre jellemző, a szélbarázdákkal kapcsolatos futóhomokgarmada van. (1. ábra.) Ez a jelenség kétségtelenül bizonyítja, hogy tipikus *deflációs mélyedéssel* állunk itt szemben. Deflációs kimélyítések, egyszerű szelvéjta medencék, kifúvások nem ritkák a löszös területeken. Itt azonban azzal bonyolódik a jelenség, hogy a löszben lévő mélyedésből futóhomokot fúj ki a szél és abból hosszú *garmadát* építeti a medence végén. Az első



2. ábra. A szügyi löszfeltárás szelvénye. (Jelmagyarázat a szövegben.)

pillanatra bonyolultnak látszik a kérdés. A megoldásnál azonban segítségünkre van a múlt építésével kapcsolatos, legfelső, nagyobb mesterséges bevágás. (1. ábra A.) A deflációs mélyedés É-i peremét tárta fel, 9—10 m vastagságban ez a feltárás. A feltárásban jól látszik, hogy a *lösz réteges* szerkezetű. Vékonyabb lösz és vastagabb laza homokrétegek váltakozásából áll. A mélyedés fenekén a homokrétegek folytatását megtalálhatjuk. Vagyis, a mélyedés helyén a löszbe települt homokrétegeket bolygatta meg a szél és építette fel az onnan kifújút futóhomokból a garmadát.

A továbbiakban részletesen megvizsgáljuk a löszfeltárás és a deflációs mélyedés kialakulását és szerkezetét.

I. A löszfeltárás.

A felső-oligocén utáni tektonikus mozgások és a denudáció pusztító hatásai következtében egyenetlenné vált felső-oligocén táblára települt lösztakaró vastagsága helyenkint különböző. (A feltárás helyén kb. 18—20 m.)

A lösztakaró rétegei a felső-oligocén tábla dőlésirányának megfelelően KDK-felé lejtnek. Dőlésük azonban alulról fölfelé haladva fokozatosan enyhébb lesz, mint a bázistábla dőlése. A felső-oligocén rétegek dőlése 10—15 fok, a löszé pedig csak átlag 5 fok. Ez a löszfelhalmozódásnak természetéből ered. A lösz ugyanis, az elferdített felső-oligocén tábla DK-i, mélyebb részén, szélárnyékban vastagabb rétegekben halmozódhatott fel, mint az ÉNY-i, széljárásnak erősebben kitett helyen, ennek következtében a lejtő meredeksége fokozatosan csökkent a mélyebb részek feltöltődése miatt. A pleisztocén rétegek ezért a tábla magasabb részei felé elvékonyodnak, kiékelődnek. (3. ábra).

A feltárás tehát a vastag lösztakarónak csak a felső, vagyis a fiatalabb részeit tárja fel. A löszfeltárás szelvényének rétegei, alulról felfelé haladó sorrendben a következők. (2. ábra). A szelvény alsó részében túlnyomórészt elvályogosodott lösz (nyírok) található, közbe települt, vékonyabb típusos löszrétegekkel. (I.) (A római számok a szelvény rétegeire vonatkoznak. (2. ábra). A típusos löszrétegek élesen elütnek jellegzetes pusztulásformáikkal az impermeábilis vályogosodott lösztől. A porózusos, típusos löszrétegekben ugyanis sűrűn egymásmellett, párhuzamos kiesi szakadékok, vízfolyások képződnek, amelyek az impermeábilis rétegekben nem folytatódnak tovább. Egyéb kisebb löszkibúvásból látható, hogy a fel nem tárt, mélyebb szintekben is hasonló szerkezetű a lösz. Az elvályogosodott löszre a következő rétegek települnek: 80 cm szürke homok. (II.) — 20 cm homokos lösz, (III.) — 120 cm réteges szürke homok (IV.) — 20 cm homokos lösz, (V.) — 100 cm réteges, finom homok, (VI.) — 100 cm alul vályogosodott, felül típusosabb homokos lösz, (VII.) — 100 cm finom szürke homok, (VIII.) — 60 cm homokos lösz, (IX.) — 60—100 cm között váltakozó, vörösszínű vályog, (X.). A felszínt beborító vályog, a holocén denudációnak, a lösz vályogosodásának az eredménye. Ez az óholocén erózióval keletkezett völgylejtőt is elfedi és jól látható diszkordanciával telepszik a pleisztocén rétegekre.

A mi szempontunkból a lösz közé települt homokrétegek kötik le elsősorban figyelmünket. A laza homokot a friss feltárás falán a szél, az eső megtámadja és a homok már szóródik le a lejtőn. A homokrétegek keletkezésének ideje kétségtelenül a löszképződés időszaka, az újpleisztocén. Ebben az időben a levegőből hulló por összehalmozódásából a lösz képződött, a homokot pedig a szél futóhomok alakjában hordta a lösz közé.

A löszkutatás eredményeiből tudjuk, hogy a lösz felhalmozódása, a levegőből hulló pornak lösszé alakulása sokféle körülmény-

től függött és, hogy a jégkorszakok (akkumulációs idők) száma szerint különböző korú löszrétegek halmozódtak fel a pleisztocénben. Bulla alapvető tanulmányában (2.), a K. és NY. európai löszviszonyokat szemelöltt tartva rámutat arra, hogy a magyar medencében legalább két különböző korú lösz található. A lösz korának meghatározása, egyéb körülmények figyelembevételével, a löszben található vörösses színű agyagszalagok, n. n. fosszilis talajzónák (interglaciális periódus képződményei) segítségével történhetik.

A szügy—nógrádmareali löszfeltárásban fosszilis talajzónáit nem találunk. Ennek alapján feltehető, hogy szelvényünk pleisztocén rétegei egy összefüggőbb jégkorszak képződményei esupán, vagyis erdővegetáció kifejlődésére alkalmas hosszabb esapadékos klimaperiódus nem szakította meg e rétegek felhalmozódását.

Már most az a kérdés merülhet fel, hogy a két különböző korú lösz közül az idősebb vagy a fiatalabb van-e a feltárásban? E kérdés eldöntésére a posztglaciális deflációs mélyedés homokgarmadája alatt található lösz elhelyezkedése ad támpontot. A homokgarmada a löszbe mélyült deflációs mélyedésből kifújtt homokból épült fel, tehát kétségtelenül posztglaciális felhalmozódás. A rétegek felhalmozódásának sorrendjét követve, ez természetesen a fiatalabb pleisztocén rétegekre, az utolsó jégkorszak alatt képződött, de kissé már lekoptatott löszre telepedhetett rá. A homokgarmada tehát megőrizte a fiatalabb lösz felszínét, amely felszín összefüggésbe hozható a feltárás rétegeivel. Az útbevágásban ezek alapján a fiatalabb pleisztocén van jelen.

Figyelemre méltó körülmény, hogy löszbe települt pleisztocén homokot vidékünkön több helyen találunk. Így például K-felé a Szécsény—Kisgée közötti dombok tetején, a mély útszorosban látható, szintén változatos összetételű lösztakaróban, tekintélyes vastagságú homokrétegek vannak. Hasonlókép a Varsány körül elterülő vastag lösztakaróban, NY-ra pedig Csesztvén, a falu NY-i szélén található lösz mélyűtt 4 m magas omladozó löszfalának alsó részében is megvan a finom laza homok.

Lássuk hogyan képződtek az előbb leírt, változatos összetételű pleisztocén rétegek? Ismeretes, hogy a glaciális időszakokban a periglaciális területeken két, egymással ellentétes irányú és hatású szél uralkodott. Az euráziai kontinens belsejéből fújó, *száraz*, keleties monszun szél, valamint az Atlanti ocean felől jövö, *esapadékszállító* nyugati légáramlás küzdött egymással. Területünk pleisztocén rétegeinek képződése a száraz keleti szelekkel van elsősorban kapcsolatban. Ezek a szelek hordták össze ugyanis a magyar medencében a löszöket és ugyanezek a szelek bolygatták meg és koptatták le deflációs hatásukkal területünk laza felső-oligocén homokrétegeit, továbbá az oligocén táblákról lerohanó, nagyeesű völgyek homokból felépített törmelékkúpjait is. A változatos pleisztocén rétegek felhalmozódásában ennek alapján *klimatikus* és helyijellegű *geológiai* okok játszottak közre.

A szügy—nógrádmareali löszszelvény úgy szerkezete alapján,

mint klimatikus szempontból két részre bontható: 1. A szelvénynek alsó fele sárgaszínű vályogosodott löszből (nyirok) és közéje települt vékony (20—100 cm) típusos löszrétegekből áll. 2. A felső része pedig laza homok és vékonyabb homokos löszrétegek váltakozásából épül fel. (2. ábra). Ha az interglaciális korszakokat jelző vörösszínű vályogzónák hiánya miatt, ugyanazon, vagyis az utolsó jégkorszak képződményének tételezzük fel a szelvény rétegeit, akkor klimatikus szempontból arra kell gondolnunk, hogy a fenti jégkorszak első felének jórésztében itt a steppeéghajlatnál *esapadékosabb* klíma uralkodott, mert a szelvény alsó része túlnyomóan esapadékosabb éghajlat képződményéből, sárgaszínű, kötött szövetű, vályogosodott löszből áll. Az igazi steppe képződménye, a típusos lösz csak vékony rétegekben található meg, bizonyosságául annak, hogy időközönként, rövid időre az igazi steppe éghajlat is kialakult, a jégtakaró ingadozásával kapcsolatos, erősebb előnyomulások idején. Amíg területünkön a esapadékosabb steppe képződményei halmozódnak fel, az alatt Alföldünkön igazi steppe klíma uralkodott. Ennek a jelenségnek az oka a perem hegységek (nedvesebb) és az Alföld- (szárazabb) klímája között ma is fennálló különbségekben keresendő. A szelvény felső részének rétegei azt bizonyítják, hogy az utolsó jégkorszak (újpleisztocén) második felében a klimatikus viszonyok feltűnően megváltoztak. A homokos rétegekből, száraz hideg éghajlatra kell következtetnünk, mert így képzelhető el a tekintélyes vastagságú homokrétegek felhalmozódása. T u z s o n a keeskeméti és a kiskunfélegyházi növényleteken végzett vizsgálatai alapján, szintén arra következtet, hogy az Alföldön a pleisztocén végén igen zord, tundraklíma volt. A nagyfokú lehűlés a jégtakaró mozgásából ered. Az előrenyomult jégtakaró annyira lehűtötte a periglaciális területeket, hogy a steppeéghajlatnál hidegebb és szárazabb éghajlat állott elő. Összefüggő, sűrűbb növénytakaró ebben a klímában nem fejlődhetett ki. A növényzet nélkül maradt felszínen szabadon és akadály nélküli fejtette ki deflációs tevékenységét az eurázsiai kontinensről fújó száraz keleti szél. Ingadozást ekkor is mutatott a jégtakaró. Rövid visszahúzódásai idején steppeéghajlatig melegedett és nedvesedett területünk. Megindult a löszképződés. A futóhomokot lösztakaró fedte el. De mivel rövid ideig tartottak a jégtakaró visszahúzódások, azért csak vékony löszrétegek halmozódtak fel. Így keletkeztek a homokrétegek között található löszrétegek.

A lösztakaró homok rétegeinek kialakításában a klimatikus okok mellett fontos szerepük volt a helyvijellegű *geológiai viszonyoknak*. A hideg klíma száraz szele megtalálta itt a szállítható anyagot a felső-oligocén táblák laza homokrétegeiben és a táblák meredek-lejtője alatt összehalmozódott törmelék-kúpokban. Szelvényünk homokrétegeit a nógrádmarecai völgyből és hegyeiből hozta a szél. Innen szállította a homokot nyugat felé, a lankásan emelkedő táblára.

Kérdés, hogy milyen munkát végeztek ezek a hideg száraz szelek olyan helyeken, ahol nem volt mozgatható, szállítható futó-

homok. Azokon a helyeken a már előbb lerakódott lösz pusztítottak deflációs hatásukkal, felkapták a port és egyik helyről a másikra telepítették át. Ez történt volna szelvényünk alsó löszrégeivel is ha a szelek nem fújják rá a homokot. A megijudult deflációnak a nyomát meg is találjuk a legalsó, 80 cm-es homokréteg alatt. A vályogosodott löszre a homokréteg átmenet nélkül telepszik rá. A két réteg között éles a határvonal. Ezzel szemben a magasabb szintben található homok és löszrétegek fokozatosan mennek át egymásba. Kétségtelen, hogy a legalsó homokréteg alatt fekvő lösz felszínét a pleisztocén száraz szelek söpörték végig, mielőtt a homok ráfutott.

A pleisztocén szelek erős deflációjának bizonyítékát más formában is megtalálhatjuk. Szügy mellett a Feketevíz völgyéből ugyanis, meredek lejtőkkel emelkedik ki a csónakakúp-alakú Leányhegy, amely ÉK-i oldalával a felső-oligocén táblához kapcsolódik. A két hely között érdekes, U alakú, völgyszerű rövid mélyedés húzódik. (1. ábra). A mélyedés feneké kb. 20 m magasán van a Feketevíz völgyfeneké fölött. A K—DK-i vége igen meredeken, K—NY—ÉNY-i vége lankásan ereszkedik alá a Feketevíz völgyébe. Az U alakú mélyedés NY—ÉNY-i végében vörösszínű vékony vályogfoszlányokkal, lúzódnó törmelékkel elfedett szürke futóhomok felhalmozódás található. A mélyedés alakja, hossza (80—100 m) helyzete és a homokfelhalmozódás szerkezete, összetétele (iszap és kavicsmentes) azt bizonyítják, hogy ezek a formák a szél romboló munkájának az eredményei. Az U alakú völgyszerű mélyedés tehát szélbarázdá, a homokfelhalmozódás pedig a garmada. A szélbarázdát a pleisztocénben ugyanazok a száraz, hideg, keleti szelek alakították ki, amelyek a felső-oligocén táblára települt lösz közé a futóhomokot szállították. A keleties irányú szelek a barázdából kifújtt homokot a barázdá NY-i végében halmozták fel. Ez a jelenség egyúttal bizonyíték is a löszbe települt futóhomokok eredetére vonatkozólag.

Hasonló deflációs jelenségekkel találkozunk a délre levő Dudáska-hegy D-i lejtőjén és a Sándor-major felett is.

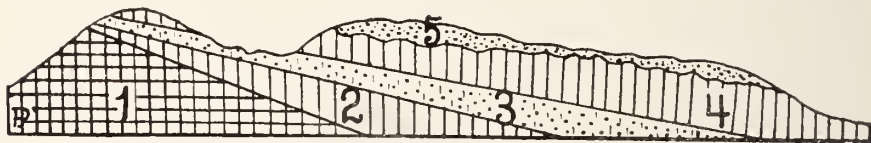
II. A deflációs mélyedés és a homokgarmada.

A szügyi deflációs mélyedés és a garmada keletkezése a posztglaciális időszakra esik. A mélyedés ugyanis a löszbe s a lösz közé települt homokrétegekbe mélyül, a futóhomokgarmada pedig a löszre telepszik rá, tehát a lösznél fiatalabb. Ezek a képződmények abban az időben keletkeztek, amikor a Duna—Tisza közén is futóhomok képződés volt. Ezt az időszakot száraz, meleg klíma jellemezte. Az uralkodó szél NY—ÉNY-i irányból fújtt. Ebben az időben alakult ki Balassagyarmat közvetlen környékének futóhomokos területe is. E terület részletes vizsgálatánál tehát az előbb tárgyalt geológiai és klimatikus viszonyokat is szem előtt kell tartani.

A posztglaciális, deflációs hatású száraz szél, éppen ellentétes irányú, mint a glaciális periódus deflációs hatású szelei voltak.

Ezért a glaciális szelek által szállított futóhomokot visszafelé, származási helyük felé fújta.

A defláció szempontjából, a löszbe települt vastag homok és vékonyabb homokos löszrétegeket, egységes rétegnek vesszük, mert laza szerkezetük miatt körülbelül egyforma ellenállást fejtettek ki a lepusztulással szemben, vagy más szóval egyforma gyorsasággal estek áldozatul a deflációnak. A posztglaciális száraz szelek a homokrégeket befedő, vékony lösztakarót elpusztítva a mélyedés helyén, elég gyorsan elérték a homokos rétegeket és szelektívus demodációjuk következtében, ezen a helyen deflációs mélyedést hoztak létre.



3. ábra. A deflációs mélyedés és a garmada hosszszelvénye. 1) felső-oligocén rétegek, 2) pleisztocén lösz (homok fekéje), 3) pleisztocén homok, 4, pleisztocén lösz (a homok fedője), 5) holocén futóhomok. Mérték: 1 : 12.500; torzítás 5. — (Irány: NYÉNY—KDK.)



4. ábra. A garmada keresztmetszete. Jelmagyarázat ugyanaz, mint a 3. ábra magyarázata. (Mérték: 1 : 12.500; torzítás 5. — Irány: É—D.)

A deflációs mélyedés alakjára és mélységére a fedő és fekvő löszrétegek voltak befolyással. A kelet felé fokozatosan vastagodó felső lösztakaró annál jobban ellenállt a deflációnak, minél előbbre harapódzott, a szélirányában a deflációs mélyedés. Ezért nem lett a mélyedésből hosszú szélbarázda. Feltűnő az is, hogy az ellipszisalakú mélyedés hosszabb tengelye nem esik teljesen egybe a garmada, vagyis a uralkodó szél irányával. Ettől az iránytól kissé D-felé tér el. Ezt is a lösztakaró fékező hatása, ellenállóképessége idézte elő. A szél ugyanis abba az irányba fejlesztette, újította a mélyedést, amerre vékonyabb volt a lösztakaró. A szélvájta medence mélységére a homokos rétegek alatt fekvő lösz KDK-felé tartó dőlése volt elsősorban hatással. A mélyedés K-i felében ugyanis a fekvő lösz mélyebben van, a homok rétegek is vastagabbak, ennek következtében ezen a helyen a defláció mélyebbre hatolhatott és így itt mélyebb lett a medence. (3. ábra).

A deflációs mélyedésből kifujt homok a mélyedés K—DK-i végében, az uralkodó száraz szél irányában, hosszú elnyúló buccaalakjában halmozódott fel. Hasonló formájú, de méreteiben ennél kisebb garmadát figyelt meg K á d á r (7.) a Duna—Tisza közén Jánoshaluán és a Szentendrei szigeten. Líbiában végzett tanulmányai alapján líbiai típusú buccával azonosította ezeket a hosszú buccaformájú garmadákat. Tehát a Szügy—Nógrádmareal között ellúzdó 1000 (ezer) m hosszú, 200 (kétszáz) m széles garmada formája is azonos a líbiai típusú buccával. A garmada hossz tengelye a posztglaciális száraz szélnek irányát mutatja.

A buccaformájú garmada elhelyezkedésére jellemző, hogy a lösztakaró eredeti felszínén lévő K—NY-i irányú, széles medencezerű mélyedésnek a D-i lejtőjére telepedett le. (4. ábra). A garmadának ez az elhelyezkedése azért is figyelemreméltó, mert állandó irányú és erős deflációs hatású széljárás munkájának a bizonyítéka. A laza futóhomokot ugyanis csak állandó irányú és erős hatású szél tudta ilyen szabályos, hosszú buccaformájú garmadában összetartani az eredeti völgylejtőn. A völgylejtők felső részében elhelyezkedő futóhomok élesen elválik az alsó lösztől. Egyes helyeken ugyan a földművelés, a szántás a völgy fenekére is lesodorta a homokot. A szőlőművelés jóformán pontosan kijelöli a határát, mert legtöbb helyen a szőlők a lejtő felső részében, a homok határáig húzódnak csak le.

A garmada ma már pusztul. Az ember, a szél és az erózió erősen rombolja. Az ember a földművelés által segíti elő pusztulását, a szél kisebb homok formákat hoz rajta létre, de különösen a kisebb szélbarázdák létesítésével pusztítja a garmadát. Sok helyen már a löszig mélyült a szélbarázdá, úgyhogy a garmada felszínén kisebb foltokban a lösz bukkan elő. Erősen hozzá járul a garmada rombolásához az erózió is. Egy-egy nagyobb zápor idején lerohanó kisebb-nagyobb vízfolyások tekintélyes mennyiségű homokot hordanak el a garmadából. A déli szélén, éppen a homok és a lösz határán találunk egy gyorsan hátra harapódzó nagyobb aszóvölgyet. A lerohanó víz, ebben a völgyben a munkaképességét a beomló laza homok és lösz elszállítására használja fel, miáltal a völgyet mélyíteni nem tudja. Ezért a nagy esésű aszóvölgy alakja nem a megszokott V alak, hanem tál alakú.

A szügy-nógrádmareali hosszú garmada tehát, a szél irányában elnyúló, buccaalakú, *akkumulációs* futóhomokforma. Ez a futóhomokforma arra a jelenségre enged következtetni, hogy a lösz közé települt futóhomok is ilyen hosszan elnyúló, egymással párhuzamos, akkumulációs buccák alakjában került ide, a nógrádmareali völgyből, a kelet felől fújó pleisztocén szelek segítségével. (4. ábra). Ilyen formában, a széllal párhuzamos buccák alakjában, mozog a homok a líbiai sivatagon és K á d á r vizsgálatai szerint ilyen alakban került a Duna-Tisza közére is a homok. Alátámasztja elgondolásunkat az is, hogy a löszbe települt homokok a deflációs homokbuccákra keresztben, a lösz alól sehol sem bukkanak elő, még a

deflációs mélyedés déli széléhez közel lévő Vizes Berek-völgy oldalán sem. Mire e völgynek oldalához érnének a hosszú buckaformában felhalmozódott homokrétegek, addigra a bucka keresztmetszetének megfelelően lenesyszerűen elvékonyodnak. A 4. ábrán láthatók a löszbe települt lenesealakú homokrétegek.

*

Területünk völgyei tektonikus és eróziós eredetűek. A Szügy—Nógrádmareal között elterülő felső-oligocén tábla elferdülésével kapcsolatban a tábla nyugati és keleti szélén tektonikus völgyek keletkeztek. A tábla felemelkedése zeg-zugos vonal mentén történt és ezért a tábla meredek szélén merész kiugrásokot és beöblösödéseket találunk. A nyugati tektonikus árokban a Feketevíz patak, a völgy legmélyebb részét követve, feltűnő éles kanyarulatokkal kerülgeti a kiugró tábladarabokat. Hasonló jelenséget tapasztaltunk a nógrádmareali pataknál is. Jellemző, hogy a Feketevíz völgyében a lösz terraszszerűen kíséri a patakot, sőt a Leányhegytől délre a lösz terraszigetként emelkedik ki 3 m magasán a völgyfenékből. (1. ábra).

A tábla kiemelt pereméről konzekvensen lefutó, rövid és nagyesésű aszóvölgyek eróziós eredetűek. Koruk különböző. Legrégibb a Vizes Berek-völgy. Ez már a lösz hullása előtt is megvolt, mert a lösz a völgyet kitöltötte. A kitöltött völgyben, az óholocénben újra megindult az erózió. A múlt völgye a lösz hullása után az éholocénben képződött. Hátravágódásával a táblára települt pleisztocén rétegeket is elérte. A meredek lejtő aljában a laza kőzetekből nagy törmelékkúpot épített. A törmelékkúp laza, homokos anyagába ma egészen fiatal, kiesi völgyeeskék, vízfolyások harapódnak hátra. (1. ábra K.) Ezeket a kiesi völgyeeskéket használták fel régebben az utak számára. De az esőzések mindig elmosták. Hogy ezt elkerüljék, az új műutat már a domboldalba építették.

* * *

Auf der zwischen Balassagyarmat und Ipolyság gelegenen Strecke des Eipeltales befindet sich ein flugsandgebiet mit dem Gepräge einer Tiefebene. Aus diesem Sandhügel—Gebiet erhebt sich zwischen Szügy und Nógrádmareal ein mit Löss bedecktes Plateau von Oberoligozäner Basis. Die oberoligozänen Schichten des Plateaus wurden in späteren Zeiten (Pöstoeroligozän) von den für das Ungarische Mittelgebirge charakteristischen, in der Richtung NNW—SSO streichenden Verwerfungen in kleinere Stücke gebrochen. Infolge der Verwerfungen kippte sich die oberoligozäne Fläche nach SO-en, so, dass der westliche Teil hervortrat, der östliche dagegen in die Tiefe sank.

Auf der 18 m. dicken Lössdecke der gekippten oberoligozänen Fläche finden wir eine 300 m. lange, 150 m. breite, 10—12 m tiefe Vertiefung. In dem östlichen Ende der Vertiefung befindet sich ein mit Windfurchen versehener, mächtiger Sandhügelhaufen. (1. abb.). Der Flugsand des Garmada entstand aus den, in das Löss

eingelagerten Sandschichten. Die Struktur der Lössdecke können wir in dem, in den nördlichen Rand der Vertiefung bereiteten Wegeschnitt studieren. (2. abb.).

Die Schichten der Lössdecke fallen, der Einfallrichtung der oberoligozäne Fläche entsprechend, nach OSO. Das Löss hat Schichtentextur. (2. abb.). Auf die untere, 8—10 m dicke Verlehmungszone lagern sich folgende Schichten ab: 80 Zentimeter grauer Sand; 20 cm Sandlöss; 120 cm geschichteter, grauer Sand; 29 cm Löss; 100 grauer Sand; 100 cm Löss; 100 cm grauer Sand; 69 cm Sandlöss; 60—100 cm rotes Lehm. Die angeführten Pleistozän-Schichten, — denn es ist kein Lehmband eingeschaltet, sind Bildungen derselben Glazialzeit (Letzte Glazialzeit, Jungpleistozän).

Der untere, verlehnte Teil der Lössdecke häufte sich unter einem Klima, das feuchter war, als das Klima der Steppen. Die Sand- und Lössformationen des oberen Teiles dagegen sind in einem Klima entstanden, das trockener und kälter ist, als das Klima der Steppen. Die dicken Flugsandschichten wurden durch die von O wehenden trockenen Winde der kalten trockenen Zeit des Spätpleistozäns in das Löss eingelagert. Diese, aus dem Inneren des Festlandes wehenden Winde brachten durch ihre Deflationswirkung die oberoligozänen Sandschichten und die Schuttkegeln der Flüsse allmählich in Bewegung. Die dünneren Lössschichten, die zwischen der Sandschichten zu finden sind entstanden in der Zeit des kurzen Rückzuges der Eisdecke. Die sich zwischen dem Leányhegy und der oberoligozänen Fläche ziehende, kurze, U-förmige Vertiefung ist gleichfalls das Werk der Deflationswirkung der neupleistozänen Winde. In dem westlichen Ende ist ein mit Lehmschutt bedeckter Flugsand-„garnada“ zu finden.

Die Entstehung der Deflations-Vertiefung und des „Sandgarnada“ fällt auf die postglaziale Zeit. Der herrschende, trockene Wind wehte von W O W-en. Der aus der Vertiefung ausgeblasene Sand häufte sich in der Form libyischer Dünen am östlichen Ende der Vertiefung. Die Dünenförmige Garnada ist 1000 Meter lang und 200 Meter breit. Der Flugsand konnte auch in der pleistozänen Zeit in solcher langen Dünenform in das Löss geraten. (Abb. 3. und Abb. 4.)

IRODALOM :

1. Bulla B. dr.: Morfológiai megfigyelések magyarországi löszös területeken. Földr. Közl. LXI. 1933. 7—8.
2. Bulla B. dr.: A magyarországi löszök és folyótérszok problémái. Földr. Közl. LXII. 1934. 7—9.
3. Bulla B. dr.: A solti halom. Földr. Közl. 1935: LXIII: 7—8.
4. Cholnoky J. dr.: Tihany. Mat. és Természettud. Ért. XLVIII: 1931.
5. Cholnoky J. dr.: Morfológia. 1926.
6. Cholnoky J. dr.: A Dunazúg-hegyvidék. Földr. Közl. LXV, 1937. 1—3.

A BUDAPESTI-KÖRNYÉKI HARMADKORI KAVICSOK
KÖZLETTANI VIZSGÁLATA, KÜLÖNÖS TEKINTETTEL A
LEVANTEI KAVICSKÉPZŐDMÉNYEKRE.

Irta: *Bódi Béla.*

PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNG DER TERTIÄREN
SCHOTTERABLAGERUNGEN AUS DER UMGEBUNG VON
BUDAPEST.

Von *B. Bódi.*

Bevezetés.

Budapest székesfőváros közelebbi és távolabbi környékén hatalmas kavics lerakódások találhatók, melyek már régóta felkeltették geológusaink (Szabó József, Inkey Béla, Halaváts Gyula, Lörenthey Imre, Schafarzik Ferenc és Vendl Aladár) figyelmét. A lerakódások a diluviumból, a levantei időszakból és a középső miocénből (felső mediterrán emeletből) származnak. Legszébben kifejlődött előfordulásaik *Budajok, Soroksár, Pestszenterzsébet, Pestszentlőrinc, Kőbánya, Rákoskeresztúr, Sashalom, Mátyásöld, Cinkota* és *Kistarcsa* környékén tanulmányozhatók.

A Duna jobb partján Kamaraerdőtől délre lévő területen, továbbá a Kereszthegy-árokban, az albertfalvai Paesirta-hegyen és a budafoki Kőérberék patak völgyében egyrészt a grund-, másrészt az alsó mediterrán rétegek közé tartozó durva-kavics lerakódásokat találunk (11. 191., 12., 77-81.).

A Duna balparti lerakódások sokkal jelentékenyebbek. Soroksár és Pestszenterzsébet környékén a pontusi agyagra diluviális kavics települ (12. 152.).

Pestszentlőrincen mind a diluviális, mind pedig a levantei kavicsot tartalmazó megtalálható. A feké itt is a pontusi agyag. A kavicsot két nagy agyagbánya (Souheiti-féle és a Magyar Általános Hitelbank téglagyárai, 4. 53.), a Szemere Miklós-telepi régi és új kavicsbánya, továbbá apró gödrök sorozata az országút és a Budapest-Ceglédi vasutvonal kereszteződése mellett, tárja fel (3. 292.). Az egész takaró vastagsága 8 méter; a diluviális kavicsra 2—2,5 m, a levantei kavicsra 5,5—6 m jut. Helyenként a diluviális kavicsban jégtorlódás okozta zsákok láthatók (2. 112., 12. 155—156.).

A kőbányai Budapesti Gőztéglagyár R. T. telepén 10—12 cm vastag pannoniai kavicsréteg települ a szarmata mészkőre. Az említett kavicsréteget több méter vastag zsákos pleisztocén kavics borítja. A szolnoki vasutvonal bevágásában alsó mediterrán (burdigalien) kavicsot tártak fel. A Rákos-kastély mögötti kavicsbánya kavicsai pedig a grund rétegek szintjéből valók (12. 105-108, 120-122.).

Rákoskeresztúron a községben és a vasuti állomás tájékán vannak a ma már jórészt felhagyott kavicsbányák. Anyaguk levantei korú kavics (2. 112., 3. 291.).

Rákosszentmihály és Mátyásföld területén a felszint nagy kiterjedésben pleisztocén kavies borítja; a Szilas-patak völgyében lévő Bemeczky-féle bányában a pleisztocén kavies már alárendelt és előtérbe lép a kb. 6 m vastag alsó mediterrán kavies. A Sashalmon lévő kaviesbánya kőzete a felső mediterrán helvétien szintjébe tartozik (5. 239., 7. 130., 12. 125-127.).

I. A kaviesok mechanikai vizsgálata.

A levantei kaviestakarók mai felfogásunk szerint delta-képződmények. A dolgozat célja szediment-petrográfiai vizsgálatokkal is alátámasztani e felfogás helyességét. Az említett képződményekben uralkodnak a különböző színű kvare-kaviesok, ezért igen alkalmasak fizikai vizsgálatokra. A vizsgálatok kiterjednek a kaviesok színére, méreteire, alakjára, nagyságára és legömbölyödési fokára.

A kvare-kaviesok kripto kristályos szerkezete a színező anyagokkal szemben különbözőképen viselkedik. Ezért találunk ugyanazon feltárásban egymástól teljesen eltérő színű (fehér, szürke, sárga, zöld, kék, máj- vagy vörösbarna, ibolya és fekete) és erezetű kaviesokat. A vasas oldatokat tartalmazó felszíni-vizek átszivárgásuk közben e kaviesokat felületükön gyakran rozsdásra színezik.

A törmelékes üledékek vizsgálatánál a főszűly a mechanikai értékek megkeresésére irányul, mert a nyert adatokból beesés következtetéseket vonhatunk a lehordási terület helyére és nagyságára, a szállítás módjára és a megtett út hosszúságára vonatkozólag. Ezért igen fontosak a kaviesok külalakjára vonatkozó vizsgálatok. A kavies egyedül három egymásra merőleges átmérő hosszúsága határozza meg. Ez a három átmérő a hosszúsági (D_1), a szélességi (D_2) és a vastagsági (D_3) átmérő (16. 214.). Az átmérők hosszúsága tolmérécevel határozható meg. A középső, vagy szélességi átmérő nagysága szerint történik a kaviesok nagyság csoportokba (fraktió) való beosztása. A szediment-petrográfiában inkább az amerikai beosztás használatos, melynek váltószáma 8, vagy annak többszöröse. Az egyes csoportok (fraktiók) a következők: (16. 220.).

B	=	256	—	128	mm	} durva kavies
C	=	128	—	64	„	
D	=	64	—	32	„	
E	=	32	—	16	„	
F	=	16	—	8	„	} apró kavies
G	=	8	—	4	„	
H	=	4	—	2	„	

Niggli (8. 32.) egyik dolgozatában az amerikai beosztástól eltérően a sokkal célszerűbb 10-es váltószámú csoport-beosztást ajánlotta. Itt a kaviesok nagyságának felső határa 200 mm, alsó határa 2 mm. Az egyes csoportok a következők:

200	—	100	mm	γ	} durva kavics
100	—	50	..	β	
50	—	20	..	α	
20	—	10	..	γ	} finom kavics
10	—	5	..	β	
5	—	2	..	α	

A különböző szelvények kavicsainak csoportok szerinti összetételét az I. táblázat foglalja magában, talptól-tetőig haladva.

A levantei kaviestakaró összetételében a szemmagyságot tekintve egy-egy finomabb és durvább szemű rétegsor különíthető el.

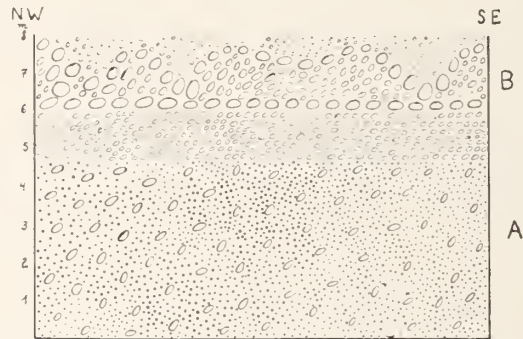


Fig. 1. ábra. Pestszentlőrinc, Városi kavicsbánya szelvénye. Profil durch die Gemeinde-Schottergrube von Pestszentlőrinc. A, levantei-kavics. — Levantischer Schotter. B, pleisztocén zsákos kavics. — Pleistozäner Schotter mit sackförmigen Einlagerungen (Strukturboden).



Fig. 2. ábra. Rákóskeresztur, községi kavicsbánya szelvénye (levantei). Profil durch die Gemeinde-Schottergrube von Rákóskeresztur. (levantisch). a) alsó durvább kavicsréteg, homoklenesékkal. — Untere, größere Schottersehicht mit Sandlinsen. b) vastag homokréteg, közbetelepült kavics rétegekkel. — Mächtige Sandschicht mit zwischengelagerten Schottersehichten. c) felső, finomabb kavics-réteg. — Obere, feinere Schottersehicht.

I. Táblázat.

Csoport	Pestszentlőrinc városi kavicsbánya			Pest-szentlőrinc, Szemere telepi kavicsbánya (levantei)		Rákoskeresztúr közszégi kavicsbánya levantei		Sashalom kavicsbánya helvétien	Mátyásfüld Beniczky t.-kavicsbánya pleisztocén	Cinkota Caprera bánya levantei	Kistarscai, B. H. E. V. kavicsbányája levantei		
	levantei		pleisz-tocén	Szemere telepi kavicsbánya (levantei)		levantei					0-1.75 m	1.75-2.50 m	2.50-3 m
	0-3 m	3-5.75 m	5.75-7 m	alsó	felső	alsó	felső	m	m	m			
Amerikai beosztás	B 256-128 mm	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	C 128-64 "	—	1	—	—	1	—	2	4	1	—	2	—
	D 64-32 "	6	13	5	—	11	3	7	22	12	—	9	—
	E 32-16 "	43	44	37	—	26	28	34	23	38	—	35	16
	F 16-8 "	38	25	37	—	34	60	35	35	41	—	40	68
	G 8-4 "	13	14	20	—	26	9	21	14	7	—	35	16
	H 4-2 "	—	2	1	—	2	—	1	2	1	—	4	—
Nigriti f. beosztás	— γ 200-100 mm	—	1	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—
	— β 100-50 "	—	4	1	—	3	—	3	4	2	—	2	—
	— α 50-20 "	34	37	24	—	21	22	26	40	31	—	34	9
	— γ 20-10 "	39	35	43	—	34	52	37	25	47	—	44	54
	— β 10-5 "	26	16	29	—	38	25	23	27	17	—	37	37
	— α 5-2 "	1	7	3	—	3	1	11	3	3	—	10	—

A pezsztentlőrinci, rákoskeresztúri és kistaresai bányákban alul mindenütt levantei kaviesot találtunk. Az alsó kavies réteg fölé különböző vastagságú homok lenesék, vagy rétegek települnek, melyek vékony kavies esíkokat foglalnak magukban. Kavies rétegek és homok betelepülések többször is váltakoznak egymással. A feltárások tetején megint kavies rétegek következnek. A kistaresai bánya kivételével a levantei kavies legfelső rétege a zsákos pleisztocén kavies települ (1. és 2. ábra). Az egész kavies lerakódás delta képződménynek fogható fel az alábbi megfontolások alapján.

Az Ős-Duna a pliocén korban áttörte a Visegrád-Nagymarosi völgyet és rövid alsó-szakasz jellegű futása után a Nagy-Magyar Alföld helyén feltételezett levantei-tóba ömlött. Természetesen az

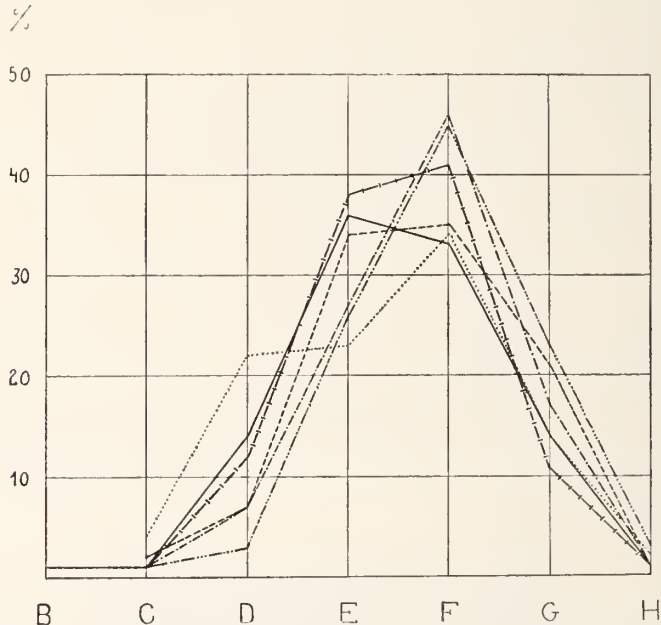


Fig. 3. ábra. A kavieselőfordulások szemmagyságeloszlásának általános diagrammja. — Diagramm der Korngrößenverteilung in den einzelnen Aufschlüssen. — Pestszentlőrinc, — · — · — Rákoskeresztúr — — — — Sashalom, · · · · Mátyásföld, — · — · — Caprerafürdő, + — + — + Kistaresa.

esés esökkenése miatt vesztett munkaképességéből s mint minden alsó-szakasz jellegű folyó, úgy az Ős-Duna is, medrében először a legdurvább, legnehezebb középvizmedri törmelékot rakta le. Ez a lerakódott törmelék kiszorította a vizet a mederből s a már meglévő törmelékre kényszerítette lerakni az ártéri képződményét, mely mindig sokkal finomabb, mint a középviz-medri. A munkaképesség esökkenésével az Ős-Duna kétté, majd szerte ágazott. Ez a törmelék lerakódás emelte az Ős-Duna szintjét, a lerakódás vastag-

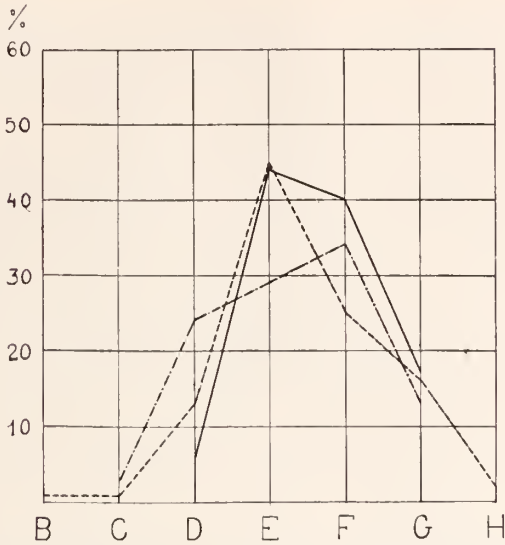


Fig. 4. ábra. Pestszentlőrinc, a városi kavicsbánya kavicsainak szem-nagyságeloszlása. Korngrössenverteilung der Schotter in der Gemeinde-Schottergrube von Pestszentlőrinc. — 0-3 m levantei — levantisch — 3-5.75 m levantei-levantisch — 5.75-7 m pleisztocén-pleistozän,

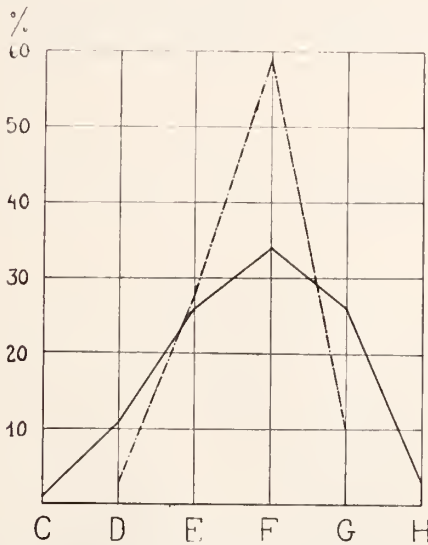


Fig. 5. ábra. Rákoskeresztúr, a községi kavicsbánya kavicsainak szem-nagysági eloszlása. — Rákoskeresztúr, Korngrössenverteilung der Schotter in der Gemeinde-Schottergrube von Rákoskeresztúr. — alsó — unterer — felső — oberer rétegsor — Horizont (levantisch).

sága folyton növekedett, mindaddig, míg a levantei-tó feltöltődött. A levantei-tó hullámozása a törmeléket legyezőszerűen szétteregteté. Ily módon jött létre a Pestszentlőrinc-rákoskeresztúri folyótorkolat (deltaképződuény), melyre azután a Duna a pleisztocén kor folyamán további kavieszakarókat rakott le.

A kaviesok csoportok (fraktiók) szerinti eloszlása sokkal világosabban követhető a 3—6. ábra diagrammjaiból. A 3. ábra diagrammja szerint nyilvánvaló, hogy a feltárások kavies-fraktióinak két különböző maximuma van. Az egyik maximum alacsonyabb, az E és F csoportok figuratív pontjai közel egyforma magasságban vannak; míg a másik maximum meredek, a D, E, F, G, fraktiók figuratív pontjai különböző magasságban vannak. Az előbbi jellegnek megfelelnek a pestszentlőrinci, sashalmi és Caprera-fürdői feltárások kavies lerakódásai, az utóbbinak a rákoskeresztúri és kistaresai feltárások lerakódásai. A kettő között átmenet a mátyásfüldi Beniczky-bánya pleisztocén kavies lerakódása. A 4., 5. és 6. ábra részletdiagrammjaiban a két maximum típus külön-külön is kimutatható.

A szemnagyság eloszlásának két élesen elkülönülő maximuma előbbi megfontolásainkat bizonyító erővel támasztja alá s így jogosan következtethetünk arra, hogy a szóban forgó levantei-kavieslerakódások valóban delta-képződuények.

A szemnagysági összetétel megvizsgálására irányuló mérések azonban még más fontos mechanikai megfontolások alapján is szolgálhatnak. Így a három átmérő birtokában az alábbi képletek segítségével kiszámíthatók a kaviesok táblássági (T), oszlopossági (S) és lekerekedési (R) értékei (18. 259. és 20. 57.).

$$T = \frac{D_1 + D_2}{2D_3}, \quad S = \frac{2D_1}{D_2 + D_3}, \quad R = \frac{D_1 + D_2 + D_3}{6}$$

Az egyes csoportokon belül nyert fenti határértékeket a II. táblázat foglalja magában:

II. Táblázat.

Csoport	T	S	R
C 128—64 mm	2.68—1.80	2.01—1.51	42.19—32.90
D 64—32 „	3.52—1.09	3.09—1.06	35.67—13.10
E 32—16 „	4.91—1.04	4.71—1.10	22.43—7.00
F 16—8 „	3.11—1.10	2.39—1.27	9.17—3.37
G 8—4 „	2.78—1.55	3.43—1.22	5.15—2.50

A T és S értékek 283 számított kaviesegyed alapján következőképen állíthatók szembe egymással:

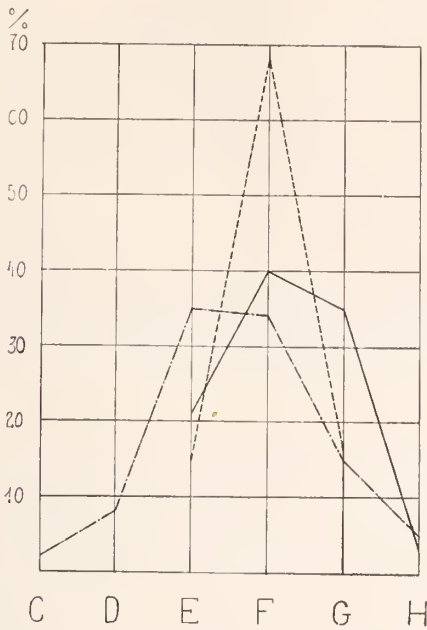


Fig. 6. ábra. Kistarsa, a BHÉV.-i kavicsbánya kavicsainak szem-nagysági eloszlása. — Korngrößenverteilung in der Schottergrube der Budapester Lokalbahnen von Kistarsa. — 0—1,75 m — — — 1,75—2,50 m — — — 2,50—3 m levantei — levantisch

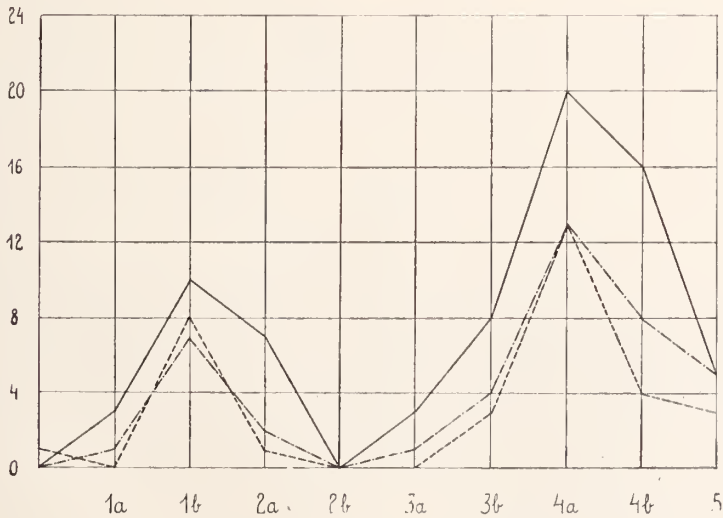


Fig. 7. ábra. — Mátyásföld — — — Rákoskeresztúr — — — Caprera-fürdő.

S	>	2	T	0.35 %
S	>	1.5	T	0.35 „
S	>		T	18.0 „
S			T	24.7 „
S	>		T	48.4 „
S	<	1.5	T	7.1 „
S	<	2	T	1.1 „

A kavicszemek alakjára vonatkozó vizsgálatokból kitűnik, hogy a kavicsok átmérőik által többé-kevésbé meghatározott mértani testek. Mivel a szállító közeg természete, a transzport-koptatás és a megtett út között egyenes összefüggés áll fenn, a kavicsok

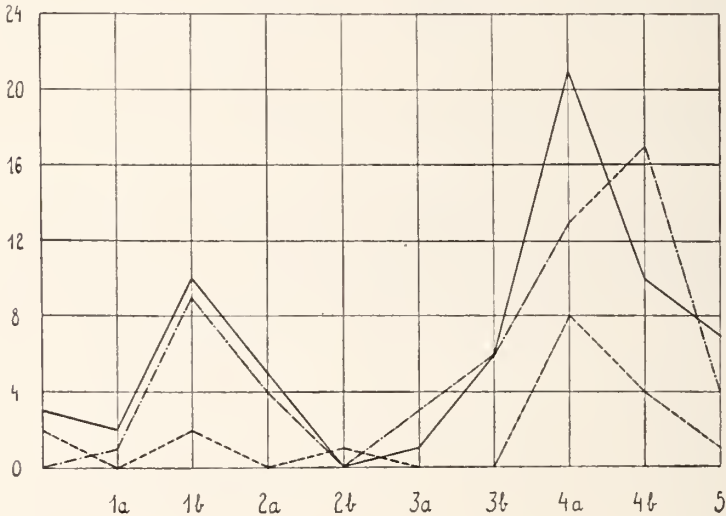


Fig. 8. ábra. — Pestszentlőrinc ——— Sashalom - - - - - Budafok.

szabálytalan, gömbölyű vagy legtöbbször rotációs ellipszoid alaknak. Az egyes alakok között igen sokféle átmenet lehetséges s ezért egy jellemző tulajdonságot, a legömbölyödés fokát pontosan meg kell állapítani. Ehhez legalább három egymásra merőleges főmetszet szükséges. A főmetszet azonban már síkforma, melyet alkalmas készülékkel a papír síkjára lehet vetíteni. Magán a kavicson is meg lehet határozni a tetszőleges főmetszetet görbületmérő (térképmérő) segítségével. Feltételezve, hogy a főmetszet ugyanazon tulajdonságokkal rendelkezik, mint az egész test, a főmetszeten konkáv (C), konvex (V) és egyenes (sík, P) szakaszok, illetve felületek mérhetők meg és fejezhetők ki. Ha e három állandó értéket 100-ra

számítjuk át, akkor a következő legömbölyödési fokokat nyerjük (17) :

	$C = 100 \%$	0 fok.
$C > (V + P),$	$P > V$	1a } fok
	$V > P$	1b } fok
$(V + P) > C > V,$	$(C + V) > P$	2a } fok
	$P > (C + V)$	2b } fok
$(C + P) > V > ,$	$P > (C + V)$	3a } fok
	$(C + V) > P$	3b } fok
$V > (C + P),$	$C > P$	4a } fok
	$P > C$	4b } fok
	$V = 100 \%$	5 fok

Budapest vidékén a legömbölyödési fok gyakoriságát tekintve, uralkodó szerepűek az 1 b, 4 a és 4 b legömbölyödési fokkal meghatározható kaviesok. Ugyanez az eredmény adódik a legömbölyödési fokok háromszög ábrázolásából (9. ábra*), illetve a gyakoriság és a legömbölyödési fok közötti összefüggés diagramjaiból is (7. és 8. ábra).

Az említett diagrammokból a kaviesok legömbölyödési fokának két maximuma olvasható le. Nyilvánvaló, hogy a kaviesok egy része nem eredeti fekvőhelyükről származik, hanem valamilyen lerakódásból. Ez a lerakódás minden valószínűség szerint a bécsi medencében történhetett s az Ós-Duna erózió bázisának süllyedése után jutott a kaviesok egy része a Budapest-vidéki levantei delta-képződménybe.

A kvare-kaviesok legnagyobb része, továbbá a gránit-, diorit-, kvareporfir-, gneisz-, kvareit-, és kristályos palákból származó kaviesok 3 b, 4 a, 4 b legömbölyödési fokkal, az arkózák,- homokkövek és andezit-kaviesok 1a, 1b, 2a legömbölyödési fokkal jellemezhetők. Az előbbieket hosszú úton szállították tova, legnagyobb részt alpesi származásúak, az utóbbiak rövidebb úton kerültek mai helyükre s hazai eredetűek. A kvare-kaviesok egy része 1a, 1b legömbölyödési fokú, ezek valószínűleg átmosott kaviesok, vagyis másodlagos vagy harmadlagos fekvőhelyűkön vannak.

Az alább következő III. táblázatban találjuk lelőhelyeik szerint csoportosított 283 kavies egyed maximumának, középértékének és minimumának csoport besztását, átmérőik értékét mm-ekben kifejezve (egy tizedes pontosságig); a T, S, R, valamint a V, C, P, értékeknek megfelelő legömbölyödési fokot.

* lásd a 192. oldalon.

III. Táblázat.

	Csoport										Legöb- blydési fok
		D ₁	D ₂	D ₃	T	S	R	V	C	P	
Mátyásföld, Beniczky-bánya.											
maximum	D	130	48.5	35.5	2.37	3.09	35.67	27.6	51.7	20.7	1b.
középérték	E	29.3	22.2	14.5	1.85	1.69	10.98	52.5	26.9	20.6	4a.
minimum	G	6.3	5.2	3.5	1.64	1.45	2.50	47.4	52.6	—	1b.
Rákoskeresztúr, községi kavicsbánya.											
maximum	E	94.5	22.3	17.8	3.28	4.71	22.43	23.8	71.4	4.8	1b.
középérték	E	22.1	16.3	10.6	1.90	1.67	8.15	56.6	23.2	15.2	4a.
minimum	F	9	8	5.7	1.49	1.31	3.78	83.3	16.7	—	4a.
Sashalom, a Δ 160 melletti kavicsbánya.											
maximum	C	109	89.1	55	1.80	1.51	42.19	76.7	23.3	—	4a.
középérték	E	34.7	24.7	17.5	1.73	1.65	12.76	57.4	25	17.6	4a.
minimum	G	10.2	7	6.1	1.41	1.56	3.88	50	16.7	33.3	4b.
Pestszentlőrinc, Szemere-telepi új kavicsbánya.											
maximum	C	99	67.4	31	2.68	2.01	32.90	28	44	28	2a.
középérték	E	36.1	25.7	15.5	2.17	1.79	12.84	53.2	38.6	8.2	4a.
minimum	G	12.3	5.9	4.4	2.06	2.39	3.77	40	20	40	3b.
Caprera fürdő, kavicsbánya.											
maximum	D	39.1	36.4	22.6	1.67	1.32	16.35	59.1	18.2	22.7	4b.
középérték	E	28	20	13.2	1.95	1.70	9.80	58.6	32.6	8.8	4a.
minimum	G	16.4	7.5	7	2.26	1.71	5.15	33.3	66.7	—	1b.
Budafok, Kereszthegy.											
maximum	E	37.5	30.3	14.3	2.37	1.68	13.68	62.5	37.5	—	4a.
középérték	E	22.4	16.3	10.9	1.81	1.58	8.27	53.5	41.8	4.7	4a.
minimum	G	9	5.5	3.5	2.07	2.00	3.00	66.7	33.3	—	4a.

A kavics lerakódások előfordulásait a 10. és 11. ábra térkép-vázlatai tüntetik fel.

II. A kavicsok minőségi vizsgálata.

A kavicsok közül legnagyobb mennyiségben a kvare-kavicsok fordulnak elő. Az egyéb származású kőzetek kavicsai igen alárendelt szerepet játszanak, amint az alábbi IV. táblázatból látható.

IV. Táblázat.

	Rákos-keresztúr	Mátyás-föld	Sas-halom	Pestszentlőrinc		Caprera-fürdő
				községi bányá	Szemere telep	
kvare és kvarcit	97 0/0	94 0/0	99 0/0	93 0/0	90 0/0	91 0/0
eruptív (gránit, kvareporfir, andezit)	1 0/0	3 0/0	—	3 0/0	1 0/0	4 0/0
szediment (mészkő, homokkő, arkóza, agyagpala)	2 0/0	1 0/0	1 0/0	3 0/0	7 0/0	3 0/0
metamorf (gneisz, csillámpala)	—	2 0/0	—	1 0/0	2 0/0	2 0/0

A továbbiakban adjuk a különböző kőzetekből származó kavicsok kőzettani leírását.

1. *Gránit; Mátyásföld, Beniczky-bánya.* Leukokrát, lipidionorf szemesés kőzet. Makroszkóposan 3—5 mm-es füstszürke, zsirfényű kvareszemeeskék, 5 mm-nyi hosszúságot is elérő üvegfényű, gyengés húsvörös földpátok és 1 mm-es zöld színű klorit-esomók láthatók benne.

A *kvare*-szemek (200—1300 μ) szabálytalan alakúak, víztiszták, szintelenek. Néhol összetöredezettek s ilyenkor a földpátok közötti hézagot töltik ki. Kioltásuk gyakran hullámos. Zárványaik: plagioklász lemezkék és esillám pikkelyek.

Az *ortoklász*-táblák igen nagyok (700—2600 μ), víztiszták, kissé zavarosak. A hasadási irányok jól láthatók rajtuk. Fénytörésük jóval alacsonyabb, mint a kanadabalzsamé. Csak tengely kilépés figyelhető meg rajtuk. Zárványai: apró kvare kristalloidok és egy 370 μ -os esillám pikkely.

A *plagioklász*-táblák szintén nagyok (900—2500 μ), zavarosak, erősen mállottak. Gyakran ikerlemezesek az albit-törvény szerint. Kioltásuk a szimetrikus zónában: $\pm 23^\circ$ (42% An), $\pm 18^\circ$ (35% An).

Tele vannak apró szericit-pikkelyekkel, amelyek gyakran az ikerlemezeket is elfödik.

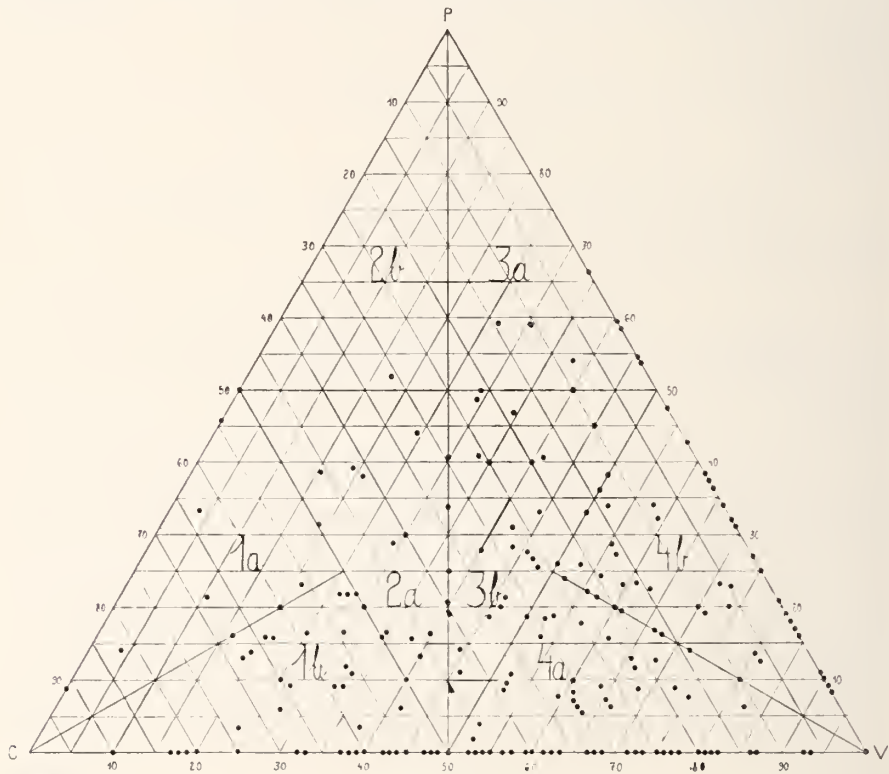
A *csillámok* halványzöld színűek, nem egyfornán pleochroosak. A kisebb generáció esillámjai hajlott lemezkékből állanak, 100—300 μ nagyságúak, pleochroizmusuk: c szalmasárga, a, b élénkzöld. A nagyobbik generáció esillámjai (500—1000 μ) keresztülkasul repedezettek, pleochroizmusuk: c világossárga, a, b sárgászöld. Kioltásuk: c : c = 7° . Eme sajátosságok alapján a esillámok kloritok.

A kőzet tehát nagyszemű, lipidionorf szemesés gránit.

2. *Mikroklín-muszkovitgránit: Pestszentlőrinc, Szemere-telepi új kaviczbánya.* Leukokrát kőzet, makroszkóposan 1–4 mm-es zsírfényű, füstsziürke kvareszemek, 2–3 mm-nyi fehér színű földpát-táblák és 1–2 mm-es világos színű, csillogó muszkovit-pikkelyek ismerhetők fel benne.

A *kvare*-szemek szabálytalan alakúak, elég nagyok (300–1400 μ), gyakran fogas szélűek. Víziszták, szintelenek; kevés zirkon-zárványt tartalmaznak. Kioltásuk gyakran hullámos.

A *földpát*-szemek általában nagyok. Szintelenek, legnagyobb-részt azonban zavarosak. Morfológiai és optikai sajátásaik alapján ortoklászra, mikroklínra és plagioklászra különíthetők el.



9. ábra.

Az *ortoklász*-szemek nagyok (500–1400 μ), legtöbbször zavarosak. A hasadási irányok jól láthatók. Fénytörésük minden irányban jóval kisebb a kanadabalzsaménál. Kioltásuk egyenes. Keresztezett nikolok között megfigyelhető, hogy az egyes földpátok apró szericit-pikkelyek halmozavá alakultak át. Zárvényaik: muszkovit-pikkelyek és kvare-ovaloidok.

A *mikroklín*-szemek is nagyok (400–1900 μ), víziszták vagy mállási termékektől zavarosak. Keresztezett nikolok között rögtön szembetűnnek az egymásra merőleges poliszintétikus ikerlemezek, az albit- és periklín-törvények szerint. A kioltás az egyes egyedek-

nél az albitikerlemezekhez (az M él irányához) 13—15°, ezek közel bázis szerinti metszetek. A mállási termékek esomóit tarka interferencia-színű szerieit-pikkelyek alkotják. Gyakran kvareovaloid zárványok találhatók bennük.

A *plagioklász*-szemek (600—1500 μ) ritkán színtelenek, sok helyen mállásnak indultak. Legtöbbször ikrek az albit-ikertörvény szerint. Az albit-ikernyomhoz ($n' a$) mért kioltások a következők: +6° (24% An), +9° (27% An), +13° (30% An), +16° (33% An). A mállási termékek szerieit-esomók. Kvarc zárványok itt is előfordulnak.

A *muszkovit*-pikkelyek hosszanti kiterjedésűek (200—800 μ), a hasadási vonalak egymással párhuzamosak, úgyhogy a pikkelyek lemezes szerkezetűek. A pikkelyek helyenként kissé meghajlottak. Színtelenek, azonban a hasadási vonalak mentén sárga színű *limonit*-foltok jelennek meg.

A kőzet ezek szerint hipidiomorf szemesés mikroklin-tartalmú muszkovit-gránit.

3. *Muszkovitgránitgneisz; Mátyásföld, Beniczky-bánya.* Szabadszemmel tekintve sárgásbarna színű kőzet, 0,5—1 mm-nyi apró világos színű muszkovit-táblákkal. Mikroszkóposan ortoklász és muszkovit figyelhető meg benne.

A *kvare*-szemek aprók (100—200 μ), színtelenek, víztiszták. Gyakran összetöredezettek, kövezetszerű strukturájúak. Kioltásuk hullámos. Az egyik kvare-szemeckében 50 μ -nyi erősen fénytörő zirkon-kristály látható zárvány gyanánt.

A *földpát*-táblák nagyobbak a kvareszemeknél (800—1100 μ). Általában zavarosak, kaolinosodottak, repedezettek. Fénytörésük gyengébb a kanadabalzsaménál. Kioltásuk egyenes. Zárványaik: nagyobb muszkovit-, apró kaolin- pikkelyek és kvare-ovaloidok. E sajátságaik alapján ortoklászok.

A *muszkovit*-pikkelyek aprók (150—500 μ). Színtelenek, világossárga, vagy világoszöld színűek. Néhol erősen hajlottak. Finom hasadási vonalak jól láthatók bennük. A mennyiségük uralkodó-jellegű a kőzetben. Igen tarka interferencia-színűek, az optikai tergelyszögük nagy.

A kőzet hipidiomorf szemesés szövetű. Erősen mállott, amely körülményre a muszkovit bőséges jelenléte utal. Gyakran egész tekintélyes muszkovit-erek járják át a kőzetet. Mállási terméként még jelentős mennyiségű sárgásbarna színű *limonit* is előfordul, 500 μ -nyi halmazok alakjában.

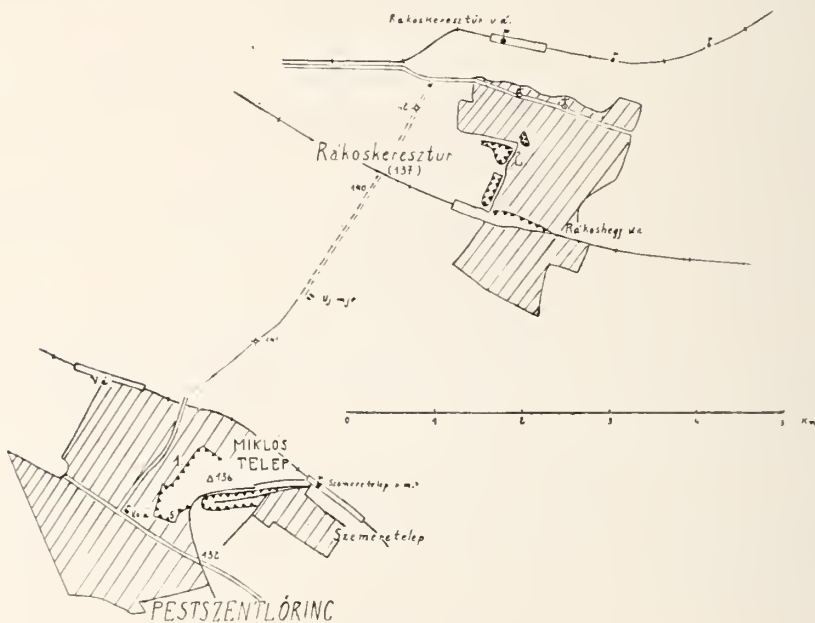
A kőzet maga nyomást szenvedett muszkovitgránitgneisznek fogható fel.

4. *Kvarc tartalmú amfibolszienit; Mátyásföld, Beniczky-bánya.* Szabadszemmel figyelve aprószemű, sötétszürke színű kőzet, melyben 1—2 mm-es fekete színű, üvegfényű amfibol-tűk és 1 mm-nyi fehér színű földpát-táblák láthatók. A mikroszkóp alatt kvare, ortoklász, amfibol és magnetit ismerhető fel.

A *kvare*-szemek aprók (200 μ), víztiszták, mindig xenomorfook, a földpátok és az amfibolok közötti hézagot töltik ki. Mennyiségük a többi elegyrészhez viszonyítva nem számottevő.

A *földpátok* xenomorfook (500—1100 μ), színtelenek, helyenként kissé zavarosak. Fénytörésük gyengébb a kanadabalzsaménál. A kioltásuk egyenes. Zárványaik: 10 μ -nyi kvarc-ovaloidok, ritkán pleochroos udvarral körülvett zirkon-kristálykák. Átalakulási termék gyanánt apró epidot-tűk és szericit-foltok halmaza vehető észre. Ezen sajátosságok alapján a földpátok ortoklászok.

Az *amfibolok* (200—900 μ) rendszeren hosszúra nyúlt oszlopos természetűek. A prizma (110) szerinti hasadás igen jól megfigyelhető. A kioltás mértéke $c:c = 14-18^\circ$. A pleochroizmus erős: $a =$ sárgászöld, $b, c =$ fűzöld. A hasadások mentén gyakran limonitos erek láthatók. Néhol az ásvány teljesen limonittá alakult át. Zárványként kvarc-ovaloidok ismerhetők fel benne.



10. ábra.

A *magnetit* legfeljebb 8—10 μ -nyi négyszögletes keresztmetzetű szemek vagy foszlányok alakjában fordul elő.

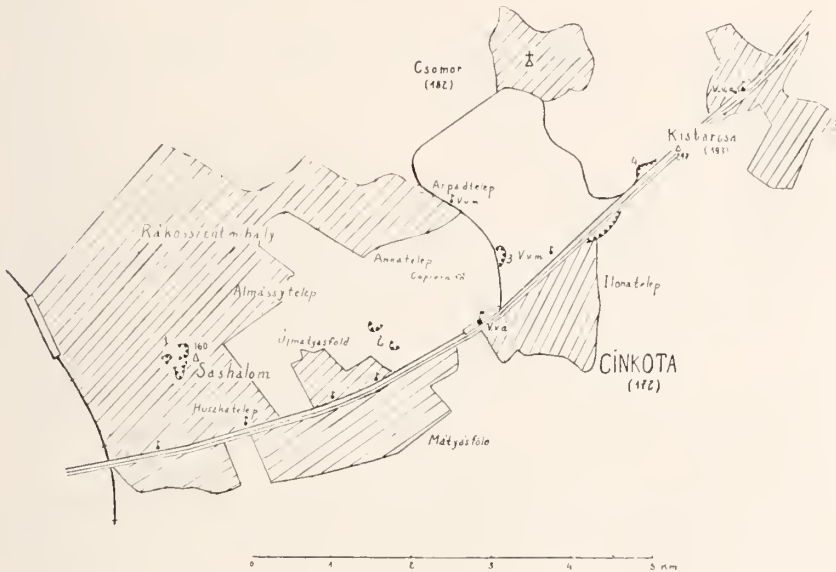
A kőzet szövete hipidiomorf, iránytalan szemesés. Az ásványos összetétel szerint kvaretartalmú amfibolszienit.

5. *Amfiboldiorit: Pestszentlőrinc, Szemeretelepi új kavicsbánya.* Melanokrát kőzet. Makroszkóposan 2—3 mm hosszú, fekete színű, üvegfényű amfibol-tűk és 1—2 mm-nyi fehér színű földpát-szemek vehetők benne észre. Mikroszkóposan földpát, amfibol és biotit figyelhető meg.

A földpát-szemek igen nagyok, zavarosak, erősen mállottak. Erős nagyítás alatt nézve kaolin-esomók és apró szerieit-mozaikok halmaza ismerhető fel. Fénytörésük nagyobb a kanadabalzsaménál. Optikailag negatívak. Egy szem kioltása a P/M élre \perp -en $+3^\circ$, ami $Ab_{77}An_{23}$ összetételnek felel meg, tehát bázisos oligoklász.

Az amfibolok a c irányban megnyúltak, nagyságuk $300-1500 \mu$ között váltakozik. Zöld színűek. A hasadási irányok nem szembe-tűnők. Pleochroizmusuk: a sárgászöld, b és c kékeszöld. Kioltásuk hullámos. A repedések mentén gyakran limonitos erek láthatók. Sokszor szabálytalan vagy négyszögletes $75-250 \mu$ -nyi opak limonit-szemek fekszenek bennük. Az interferencia-színük sokszor alacsony, ami kloritosodásra utal. Végeredményben az amfibol-szemek ritkán üdék, legtöbbször mállottak, melynek fokozatait a kloritosodás és limonitosodás jelzi.

A biotit szemek világosbarna színűek, kifakultak, elbaueritosodottak. Erős nagyítással jól láthatók bennük a jellemző sazenit-részek.



11. ábra.

A kőzet jellegzetes kvarcuélküli amfiboldiorit, szövete hipidiomorf szemcsés. Az elegyrészei igen mállottak. Kioltásuk, a hegy-képző erők hatásaképen mindig hullámos.

6. *Aplit; Pestszentlőrinc, Szemere-telepi új kavicsbánya.* Leukokrát kőzet. Makroszkópos elegyrészei: 4–6 mm hosszú, 2–3 mm széles fehér vagy világosszürke színű, üvegfényű földpát-táblák, 1–5 mm hosszú, 1–2 mm széles fekete színű, üvegfényű turmalin-oszlopok és 2–3 mm-nyi világosszínű csillámpikkelyek. Mikrosz-

kóp alatt kvare, oligoklász, lepidolit, muszkovit és turmalin ismerhető fel.

A *kvare*-szemek két ivadékbau fordulnak elő, a nagyobbak 200—300 μ -osak, a kisebbek 4—6 μ -nyiak. Víz tiszták, színtelenek. σ széleik esípkézettek. Kioltásuk rendszeren hullámos. Rendszerint az elegyrészek közötti teret töltik ki a esillám-pikkelyekkel együtt s jellegzetes kataklázos szerkezetűek.

A *földpát*-táblák igen nagyok (1600—3750 μ). Színtelenek, legtöbbször zavarosak. A hasadási irányok jól láthatók. Fénytörésük vagy alig kisebb, vagy nagyobb a kanadabalzsaménál. Egy, a b -re \perp metszet kioltása 1° , ami $An_{15-20}Ab_{85-80}$ összetételű oligoklász.

A *esillámok* memyisége uralkodó. Két féleségük különböztethető meg: lepidolit és muszkovit. A lepidolit-pikkelyek nagyok (600—2900 μ), szürkésbarna színűek, gyakran igen meghajlottak. Hasadási voualaik igen finomak és élesek. Interferencia-színük barnasárga. Kioltásuk hullámos. Optikai jellegük negatív. Sósavval megeseppentve a láng színeződése: vörös (Li!). A muszkovit-pikkelyek jóval kisebbek, rendszeren 200—300 μ -osak, ritkán 1500 μ -nyi szemek is előfordulnak. Színtelenek, interferencia-színük élénk és magas.

A *turmalin*-szemek ritkábbak, átlagban nagyok (1300—1900 μ). Kék színűek, igen repedezettek. A szélesebb repedéseket sárga színű mállási termék tölti ki. Pleochroizmusuk igen erős, a halványkék, a sötétkék. Gyakoriak bennük az 1—7 μ -nyi, erősen fénytörő, pleochroos udvarral körülvett zirkon-zárványok.

A kőzet szövete jellegzetes hipidiomorf szemelés. Végeredményben turmalin- és lepidolit-tartalmú aplitnak tekinthető.

7. *Aplit; Mátyásföld, Beniczky-bánya.* Leukokrát kőzet. Makroszkóposan 1 mm-es halványszürke, zsírfényű kvare-szemek, 1—2 mm-nyi fehér színű földpát-táblák és 1 mm-nyi élénkfényű muszkovit-pikkelyek ismerhetők fel. Mikroszkópos elegyrészei: kvare, ortoklász, albitoligoklász, muszkovit és gránát.

A *kvare*-szemek csaknem izodiametrikusak (150 és 540 μ között), szabálytalan alakúak. Víz tiszták, színtelenek. Sokszor összefüggőredezettek, a széleik esípkésen érintkeznek egymással. Kioltásuk általában hullámos.

A *földpátok* jóval nagyobbak, mint a kvare (550—1500 μ) Színtelenek vagy zavarosak. Hasadási irányjaik jól megfigyelhetők. Nagy részüknél a fénytörés a c irányában jóval gyengébb a kanadabalzsaménál. Az egyes szemekben több ízben megfigyelhető az albit mikropertitiek alakjában való betelepülése. Gyakran nyomás következtében keletkező ikerlemezség is észrevehető; ilyenkor a szemek mikroklinra emlékeztetnek. Átalakulási termékkeut szericit-pikkelyek halmozódnak fel. Zárványaik: 4—10 μ -nyi kvare-ovaloidok, apatit-tűk. Ezen sajátosságok alapján a földpátok nagy része ortoklásznak bizonyul. A többi szem fénytörése alig különbözik a

kanadabalzsamétól, ikerlemezesesség rajtuk is megfigyelhető, ezek albitoligoklászok.

A *muszkorit* 900 μ -nyi, halványsárga színű, meghajlott pikkelyek alakjában fordul elő. Hasadási irányai jól szembeűnők. Mennyiségük kevés a kőzetben.

A *gránát*-szemek halványrózsaszínűek, repedezettek, izodiametrikusak (170—200 μ). Ez is igen ritka elegyrész.

A kőzet szövete kifejezetten kataklázos. Ez a körülmény, továbbá a kvare-szemek hullámos kioltása, a földpátok nyomás folytán előálló ikerlemezesessége, a esillám-lemezek hajlott volta elárulja, hogy a kőzet erőteljes hegyképző nyomást szenvedett.

A kőzet elegyrészeit tekintve, gránát-tartalmú aplitnak fogható fel.

8. *Kvareporfir; Mátyásföld, Beniczky-bánya.* Szabad szemmel tekintve sűrű színű kőzet, legfeljebb 2—3 mm-nyi füstszürke, zsírfényű kvare-szemekkel és 2—3 mm-es fehér színű földpát-táblákkal. Az alapanyag sűrű színű. A mikroszkóp alatt porfirosan kivált kvare és földpát figyelhető meg.

A kvare két ivadékból (400—600 μ és 900—1200 μ) jelenik meg. Színtelen, víztiszta dihexaédres és szabálytalan alakú, gyakran magmatikusán korrodált szemek. Kioltásuk sokszor hullámos. Zárványként 5 μ -nyi zirkon- és rutil-kristálykák és 5—20 μ átmérőjű alapanyagfoltok szerepelnek.

A földpát-táblák az *a*-teengely szerint megnyúltak (200—1300 μ), erősen mállottak, zavarosak. Telve vannak szericit- és kaolin-pikkelyekkel, különösen a hasadások és repedések mentén. Ez a körülmény nagyon megnehezíti a meghatározásukat. Fénytörésük alig erősebb a kanadabalzsaménál. Ritkán az albitikerlemezesesség nyomai is észlelhetők. Kioltásuk majdnem egyenes. Ezen sajátágok alapján oligoklászoknak bizonyulnak.

Színes elegyrészként néhol egy-egy 5 μ -os *magnetit*-szemecke figyelhető meg.

Az alapanyag mikroholokristályos, igen apró kvare-szemekből áll. Benne nagyobb kvaresomók láthatók, jellegzetes kövezetstruktúrával és pedig egy nagy kvare-beágyazás körül, vagy magában az alapanyagban szericit-pikkelyek halmazával körülvéve. A földpát beágyazások között helyenként nagy kiterjedésű szericit-esomók láthatók, sőt magát az alapanyagot is gyakran szericit-erek járják át. Mindezek a kőzet elváltozását és átalakulását árulják el.

Az eredeti kőzet kvareporfir lehetett, mely később hegyképző nyomást is szenvedett.

9. *Kvareporfir; Mátyásföld, Beniczky-bánya.* Szabad szemmel nézve sűrű kőzet, 1—2 mm-es zsírfényű kvare-szemekkel és legfeljebb 1 mm-nyi földpát-táblákkal. Mikroszkóp alatt kvare- és ortoklász-beágyazások ismerhetők fel.

A *kvare*-beágyazások (250—1400 μ) dihexaéderek vagy négy-szögletes keresztmetszetűek. Gyakran magmatikusan korrodáltak, nagy beöblösödésekkel. Víziszták, szintelenek. A dihexaéderek gyakran összetöredezettek. Kioltásuk gyengén hullámos. Zárványként alapanyag található bennük. Helyenként az apróbb kvareszemek kataklázos szerkezetűek és fogasan kapcsolódnak egymáshoz.

A *földpát*-beágyazások körülbelül kvare-nagyságúak (400—1500 μ). Az egyes kristálylapok töredékei még kivethetők, a metszetek általában M szerintiék. Nem üdék, meglehetősen zavarosak. Kaolinosodás, szericitedés és limonitosodás jól megfigyelhető rajtuk. Kioltásuk egyenes. Fénytörésük gyengébb a kanadabalzsaménál. Kvare-zárványok találhatóak bennük. Eme tulajdonságok alapján ortoklászra tekinthetők.

A kőzet alapanyaga szürke színű, mikroholokristályos szövetű, lényegében kvareből és földpátból áll. Gyakran szericít-pikkelyek esomói helyezkednek el benne és limonitos erek járják keresztül-kasul. Egyes helyeken 90—120 μ -nyi vöröses-barna limonit pikkelyek halmozódnak fel.

10. *Kvareporfir, Rákoskeresztur*. Az ibolyás színű, mikroholokristályos szövetű kőzetben egy-két apró kvare-szemecske és 1—2 mm-nyi üvegfényű földpát-tábla ismerhető fel. Mikroszkóposan kvare- és földpát-beágyazások figyelhetők meg.

A *kvare*-beágyazások általában kicsinyek (60—400 μ); víziszták, szintelenek. Ritkán nagyobbak, legtöbbször nem épek, erősen összetöredezettek. Egymás mellé rendeződve a esiszolat egyes helyein nagy tömegekben találhatóak s jellegzetes kövezet-szerkezetet tüntetnek fel. Egyik-másik szemecskében apró zikron-zárványok találhatóak.

A *földpátok* 400—1600 μ -nyi M szerinti hosszanti táblás metszetek. Erősen mállottak, zavarosak. Egyetlen ikermetszetet találtam a karlsbadi ikertörvény szerint, a két iker fél kioltása egymáshoz 21°. Fénytörésük a kanadabalzsaménál jóval gyengébb. Kioltásuk egyenes. Sokszor teljesen elszericitedettek, máshol limonitos mállás figyelhető meg. A földpátok eme sajátágaik alapján ortoklászok.

A *vasére*-szemek (100—700 μ) fekete színűek, legtöbbször szabálytalan foltokban és esomókban helyezkednek el.

Az alapanyag mikroholokristályos; kvareből-, földpátból-, esillámból- és limonitból tevődik össze.

11. *Biotithiperszténandezit; Mátyásföld, Beniczky-bánya*. Makroszkóposan fekete színű, tömött kőzet; 2—3 mm hosszú, 1 mm széles üvegfényű földpáttáblákkal.

A mikroszkóp alatt vitrofiros szövetű alapanyagban porfirosan kivált plagioklász, hipersztén és magmatikus resorpciót szenvedett biotit-kristályok észlelhetők.

A plagioklászok elég tekintélyes nagyságúak (200—1400 μ). A metszetek általában igen jó kifejlődésűek az M szerint. Megfigyelhető formák: P(001), M(010), x(10 $\bar{1}$). Gyakoriak az α -tengely szerinti négyszögletes metszetek is. Ikrek az albit- és karlsbadi iker-törvények szerint, vagy pedig konjugált albit-karlsbadi ikrek fordulnak elő. Víz tiszták, fénytörésük sokkal erősebb a kanadabalzsaménál. Gyakran zónásak. Ismételten a kristálytani határokkal párhuzamosan üvegzárványok jelennek meg, zónákba rendeződve. A P szerinti hasadás igen jellemző. Meghatározásuk optikai úton a következő:

1. kioltás a P/M élhez:

$$n'_{\alpha}: M = 35^{\circ}, \text{An}_{80} \text{Ab}_{20}$$

$$n'_{\alpha}: M = 25^{\circ}, \text{An}_{63} \text{Ab}_{37}$$

2. a szimmetrikus zóna kioltásai albit ikreken mérve:

$$1.) \pm 21^{\circ}, \text{An}_{38} \text{Ab}_{62}$$

$$2.) \pm 32^{\circ}, \text{An}_{58} \text{Ab}_{42}$$

$$3.) \pm 35^{\circ}, \text{An}_{62} \text{Ab}_{37}$$

$$4.) \pm 37^{\circ} 30' \text{An}_{67} \text{Ab}_{33}$$

3. a konjugált albit-karlsbadi ikrek kioltásai:

$$\alpha.) 1 \text{ és } 1'; \text{ szegély } \pm 34^{\circ}, \text{ mag } \pm 37^{\circ} 30'$$

$$2 \text{ és } 2'; \text{ szegély } \pm 46^{\circ} 30', \text{ mag } \pm 49^{\circ} 30'$$

a szegélynek $\text{An}_{95} \text{Ab}_5$, a magnak $\text{An}_{98} \text{Ab}_2$ összetétel felel meg, tehát a földpát típusos anortit.

$$\beta., 1 \text{ és } 1'; \pm 32^{\circ} \quad 2 \text{ és } 2'; \pm 36^{\circ} 30' \quad \text{An}_{84} \text{Ab}_{16}$$

Az egyes metszeteken optikai tengelykilépések és a hegyes szögfelező kilépései is megfigyelhetők.

A *hipersztének* keskeny, hosszú (10—1000 μ), halványzöld színű oszlopok. Az m (110) szerinti hasadás igen jól megfigyelhető, a hasadási vonalak által bezárt szög 88° . Pleochroizmusuk gyenge: a és b sárgás barna, c halványzöld. Kioltásuk egyenes. Gyakran plagioklászok nővik keresztül.

A *biotit*-beágyazások (200—1700 μ) magmatikus resorpciót szenvedtek, magnetites opacit-szegély veszi őket körül. Legtöbbször teljesen kiszorítják a magnetit-haluazok, néha csak egyes biotit-foszlánykák és utólagosan keletkezett kvare-szemek láthatók. Egy bázis szerinti metszeten az m prizma lapjai 54 — 59° szöget zárnak be. Ugyanezen metszeten tengelykép is megfigyelhető. Egy sárgásbarna biotit-foszlányka pleochroizmusa: a világosbarna, b és c sárgásbarna.

A *magnetitek* néhány nagyobb (100—250 μ) vasfekete folt alakjában helyezkednek el.

Az alapanyag vitrofiros: plagioklász, magnetit kristálykákból és üvegből tevődik össze. Az alapanyag *plagioklászai* léce-alakúak (20—200 μ), savanyúbbak, mint a beágyazások. Kioltásaik a szimetrikus zónában: $\pm 23^{\circ}30'$ (An₄₂), $\pm 24^{\circ}$ (An₄₄), $\pm 37^{\circ}30'$ (An₆₇), $\pm 38^{\circ}$ (An₆₈). A 20—40 μ -nyi *magnetit*-szemek elhintve igen nagy tömegekben található az alapanyagban.

A kőzet az ásványos összetétele alapján biotithiperszténandezit.

12. *Kvarcit; Mátyásföld, Beniczky-bánya.* Makroszkóposan teljesen tömött, sötétkék színű kőzet. Palás szerkezetű.

A mikroszkóp alatt finom, apró kvare-szemeeskékből álló, kristályos szövetségű kőzet. A finom kristályos alapanyagot 60—630 μ átmérőjű erek futják keresztül-kasul, melyek kvare-halmazok és jellegzetes kövezet strukturát árulnak el. A kvare-szemek itt nagyobbak (60—120 μ), unduláló kioltásnak, elvétele zirkon-zárványokat tartalmaznak. Néhol apró, opak, hatszögletes táblák alakjában igen kevés magnetit is található az alapanyagban.

A mikroszkópi kép alapján a kőzet típusos kvareitnak tekinthető.

13. *Homokkő; Rákoskeresztúr.* Szabadszemmel figyelve szürkés színű kőzet, 1—2 mm-nyi zsírfényű kvareszemekkel.

A mikroszkóp alatt a barna színű limonitos kötőanyagba különböző nagyságú kvare-szemek ágyazódnak be, melyek három csoportba különíthetők el: 950—1400 μ -os nagy, 300—500 μ -os középső és 10—100 μ -os kiesiny generációk. A kvare-szemek általában szintelenek, víztiszták, üdék. Legtöbbször szögletesek, néhol összetöredezettek. A nagy generációi szemek unduláló kioltásnak. Gyakoriak bennük a szalagos folyadék-zárványok; a zirkon-zárványok ritkán fordulnak elő.

Az alapanyag apró kvareszemesékből és barna színű kötőanyagból áll. Elég sok limonit-szemeeske és kevés muszkovit-pikkelye található benne.

A mikroszkópi kép alapján a kőzet homokkőnek tekinthető.

14. *Homokkő; Pestszentlőrinc, Szemere-telepi új kavicsbánya.* A kőzet meglehetősen egyenletes szemnagyságú, csaknem tisztán kvareből áll. A kvare-szemek a mikroszkóp alatt közel izodiametrikusak (200—500 μ). A legapróbb szemek teljesen izodiametrikusak, 50 μ -osak. Víztiszták, határvonalaiuk igen élesek. Kioltásuk normális, elvétele hullámos. A szemek sokszor esipkézettek és fogaskérszerűen kapcsolódnak egymásba. Néhol apatit zárványok találhatóak bennük.

A *muszkovit*-pikkelyek igen aprók (10—15 μ), szintelenek, erősen fénytörők.

Helyenként sárgásbarna színű 100—200 μ -nyi limonit-esomók és sávok láthatók.

A kőzet az ásványos összetétele szerint kvarehomokkő.

15. *Arkóza-homokkő; Budafok, Kereszthegy.* A kőzetben makroszkóposan füstszürke, zsírfényű, kagylós törésű kvare-szemek és jól hasadó vörös színű földpát-lemezek láthatók.

Mikroszkóp alatt a *kvare*-szemek nagyok (200—1600 μ), szabálytalan alakúak, víztiszták. Helyenként az egyes nagy kvare-egyedek apró mozaik-szemekre töredezték szét. A kioltásuk általában unduláló. Telve vannak jellegzetes pontzárványokkal. Egyes szemekben zárványként apatit-prizmák és zirkon-kristálykák is találhatóak.

A *földpát*-lemezek jóval nagyobbak a kvare szemeknél (800—3800 μ), zavarosak. Egyes szemekben vöröses árnyalat látható, ami rendkívül finom eloszlású vastartalomra utal. Ez okozza a szemek makroszkóposan látható vörös színét. Fénytörésük jóval gyengébb a kanadabalzsaménál, a kioltásuk egyenes. A földpátok eme saját-ságaik alapján ortoklászok. Zárvényaik: esillám-, zirkon-kristálykák.

A *muszkovit*-lemezek (100—200 μ) ritkán találhatóak önállóan, hanem nagy tömegben a kötőanyagra szorítkoznak. Egy-két szintelen egyede kitűnik hajlott lemezeivel.

A kötőanyag nagyon esillámos, a esillámon kívül kvare- és ortoklász figyelhető meg. A kőzet jellegzetes arkóza-homokkő.

16. *Epidotos-pala; Pestszentlőrinc, Szemere-telepi úi kavicsbánya.* Makroszkóposon zöldszínű, apró szemű kőzet. Mikroszkóp alatt a következő elegyrészek figyelhetők meg mennyiségük sorrendjében: kvare, epidot (zoisit), földpát, klorit és limonit.

A *kvare*-szemek aprók (100—400 μ), víztiszták, fogazottak. Pontzárványok és zirkon-zárványok figyelhetők meg bennük. Kioltásuk kissé unduláló.

A *földpátok* (200—500 μ) zavarosak. Fénytörésük vagy alacsonyabb a kanadabalzsaménál vagy magasabb mint a kvaréé. Gyakran teljesen mállottak. Ritkán apatit-zárványokat tartalmaznak. Mállási termékeik: epidot, klorit.

Az *epidot* szemek (100—600 μ) oszloposak, megnyúltak. Halványzöld színűek. A (001) szerinti hasadás éles repedezettségében jelentkezik. Ikek ritkán találhatóak az (100) szerint. A *b*-zóna metszetein tengelykilépés látható. Pleochroizmusuk: *a* szintelen, *c* sárgászöld. Zárványként vasére található bennük. Mállási termékeik: sárgászöld színű klorit-pikkelyek és barna színű limonit tömegek. Egyes szemek interferencia színe alacsony (világosszürke vagy levendulakék), pleochroizmusuk ninesen. Ezek *zoisitok*.

A kőzet szövete kristályos, palás szerkezetű. Kvare-szemecskékből álló rétegek váltakoznak epidot rétegekkel.

A kőzet a mikroszkópi kép alapján epidotos-palának tekinthető.

17. *Csillámpala; Mátyásföld, Beniczky-bánya.* Makroszkóposan fekete színű kőzet, 3—4 mm-nyi sárga színű esomókkal.

A mikroszkóp alatt finom palás szerkezetű. Az elegyrészek a palásság irányában helyezkednek el. A kőzet lényeges ásványos elegyrészei: kvarc, klorit, szericit, esillám és magnetit. A magnetit mennyisége annyira uralkodó, hogy a kőzet fekete színű. Az ásványos összetétel alapján a kőzet esillámpalának tekinthető.

A *kvarec*-szemek (50—600 μ) szintelenek, vitziszták, megnyulnak. Kioltásuk hullámos.

A *klorit*-pikkelyek (50—100 μ) halványbarna színűek, némelykor halványzöldek. Interferencia színük jellemző levendula-kék (pennin).

A *szericit*-pikkelyek aprók, fénytörésük erős.

Helyenként erősen mállott, sárgásbarna színű *esillám*-csoportok láthatók. Keresztezett nikolok között megfigyelhető, hogy kloritosodásnak indultak.

A *magnetit*-pikkelyek ereken vagy foltokban jelennek meg.

*

Az elvégzett vizsgálatok alapján a Budapest-környéki levantei-korú kaviesüledékek származására vonatkozólag néhány fontos megállapítást tehetünk. Ha a levantei-korú kaviestakaró kőzetanyagát vesszük szemügyre, akkor azt látjuk, hogy abban a következő kőzetfajták találhatók meg: fehér színű és színes kvare-változatok, gránit, zöld színű kloritos-gránit, mikroklímuszkovit-gránit, gránit-gneisz, kvareos-amfibolszienit, amfibol-diorit, gránátos-aplit, turmalinos-lepidolitaplit, pegmatit, kvareporfir, amfibol-, biotit-, gránátos biotitamfibol és biotithipersztén-andezit, kvareit, homokkő, arkóza-homokkő, mészkő, szarúkö, esillámos-gneisz, granulit, esillámpala és epidotot-pala.

Zöldes színű, kloritos-gránit Ruttka vidékén (10. 323), mikroliuos-gránit Passau vidékén fordul elő (19. 537.). Az amfibolszienithez hasonló ásványos összetételű amfibolgránit található a Melk-től 2 Km-re lévő Winden falunál (13. 410—412.). Itt a nevezett gránit egy elszigetelt domb, mely a Duna medre alatt folytatódik tovább. Maga a kőzet átmenet a dioritok és a szienitek felé, úgy-hogy a két kőzet között felmerülhet a rokonság kérdése. Az aplitok, pegmatitok és kvareporfirok a nyugati-Alpok és a Kárpátok kristályos területéről származhatnak (12. 155.). Majdnem tisztán kvareból álló kvareit fordul elő a Manharts (N. Ö. Waldviertel)-hegység vidékén a Maissau-i gránit társaságában (9. 368.). A különböző homokkövek és arkóza-homokkövek hazai eredetűek és eredetileg az alsó-mediterrán rétegsorból valók. (12. 155.). Az uralkodó mennyiségű kvare-kaviesok a nyugati Alpok és a Kárpátok kvareteléreiből valk. Az amfibol-, biotit-, gránátbiotitamfibol és biotithipersztén-andezit kaviesok megfelelő kőzeteit a Dnuzag-hegység andezit előfordulásaiban találjuk meg (12. 155.). Resorbeált biotitot tartalmaznak (1. 229.) a Selmeebánya-vidéki andezitek is, tehát az andezit kaviesok egy részét innen is származtathatjuk. Vé-

gül a gneiszek, granulitok, epidot- és esillámpalák az Alpok közép-ponti (kristályos) vonulatából (Zillertali-Alpok, Hohe és Niedere-Tauern) kerülhettek hozzánk.

A kaviesok származásának kérdését értékes adatokkal támasztják alá a kaviesok legömbölyödési fokának megállapítására irányuló vizsgálatok is. A kaviesok szállítási útjának hosszúsága, a vízsebesség, a kőzetanyag, továbbá magát a kőzetet alkotó ásványok keménysége és a legömbölyödési fok nagysága között egyenes összefüggés áll fenn. E megállapítás alapján az 5. legömbölyödési fokú kaviesok a már előbb megállapított lehordási terület legtávolabbi részeiről valók. A 4a és 4b legömbölyödési fokú gránit-, diorit-, kvareporfir-, gneisz-, kvareit és kristályos-pala kaviesok az Alpok különböző részeiről, míg az ugyanilyen kőzetekből álló 3a és 3b legömbölyödési fokú kaviesok a Kárpátok kristályos hegységeiből származhatnak. A homokkő, arkóza-homokkő és andezit kaviesok alacsonyabb legömbölyödési fokúak (1a, 1b, 2a, 2b), s kétségkívül hazai eredetűek. A kvare-kaviesok legömbölyödési fokának értékei 0 és 5 között váltakoznak. A 8. és 9. ábrában a kvare-kaviesok legömbölyödési fokát ábrázoló görbének két maximuma olvasható le. Ez kétségkívül arra a tényre utal, hogy a kvare-kaviesok szállításuk folyamán megrekedtek, lerakódtak. Ilyen megrekedés történetelt az Ős-Duna Tullu-i medencéjében, a bécsi medencében és a Kis-Alföldön. Később az erózió-bázis süllyedésével az Ős-Duna munkaképessége megnövekedett s a már lerakódott kavies tömegek anyagát is tovább szállította. Azonban a kaviesok már egyszer kialakult legömbölyödési foka az újabb szállítás és más mellékkörülmények hatására megváltozott. Nyilvánvaló tehát, hogy a kaviesok egy része nem is eredeti fekvőhelyéről származik, hanem egy vagy többszörösen is átmosott kaviesokkal állunk szemben.

IV. Összefoglalás.

A Budapest-környéki levantei korú kaviesüledékek szedimentpetrográfiai vizsgálata alapján a következő eredményeket állapíthatjuk meg:

1. A szóbanforgó kavieslerakódás valóban deltaképződmény.
2. A kavieslerakódás kőzet anyaga az Alpok és a Kárpátok kristályos területeiről származik.
3. A kavieslerakódás kvare-kaviesainak egy része átmosott eredetű.

*

Munkám végeztével legmélyebb tisztelettel és hálával mondok köszönetet Dr. Manritz Béla professzor úrnak, aki értékes tanácsaival és útbaigazításaival munkámat állandóan figyelemmel kísérte. Valamint köszönettel tartozom néhai dr. Reichert Róbert egyet. magántanár, egyet. adjunktus és dr. Sztróka Kálmán egyet. adjunktus uraknak, akik a szedimentpetrográfiai

vizsgálatok módszereibe vezettek be. Végül Dr. Kertai György okl. középiskolai tanár úrnak, kedves barátomnak, köszönöm a mikrofotográfiák szives elkészítését.

(Készült a bpesti Kir. Magy. Pázmány Péter Tudományegyetem ásvány-kőzettani intézetében. 1937.)

* * *

Die Schotterablagerungen in der Umgebung von Budapest entstammen dem Diluvium, Levant und Mittelmiozän. Am besten sind ihre Vorkommnisse in den Gemarkungen Budafok, Soroksár, Pestszenterzsébet, Pestszentlőrinc, Kőbánya, Rákoskeresztúr, Saslalom, Mátyásföld, Cinkota und Kistarcsa zu studieren.

Die levantischen Schotterdecken stellen unserer heutigen Auffassung nach Delta-Bildungen dar. Der Zweck meiner Arbeit war, die Richtigkeit dieser Annahme auch durch sediment-petrographische Untersuchungen zu bestätigen. Da in den erwähnten Bildungen Quarzschotter verschiedener Farben vorherrschen, sind dieselben für physikalische Untersuchungen äusserst geeignet. Es wurden Farbe, Mass, Gestalt, Grösse und Abrollungsgrad geprüft. Die Ergebnisse der Untersuchungen sind in den Tabellen I—III und in den Figuren 1—9 zusammengestellt.

Bei der Untersuchung von klastischen Sedimenten wird das Gewicht vor allem auf die mechanische Werte gelegt, da aus diesen wertvolle Folgerungen auf die Grösse und Stelle des Abtragungsgebietes, auf die Art des Transports und auf die Lage des hinterlegten Weges zu ziehen sind. Aus diesem Grunde sind die Untersuchungen über die Morphologie der Schotter von ausserordentlicher Wichtigkeit. Die Einzelstücke werden durch drei rechtwinklige Durchmesser (der der Länge D_1 , der Breite D_2 , der Dicke D_3) determiniert und die Schotter werden nach Breite-Durchmesser in Fraktionen eingeteilt.

Im Aufbau der levantischen Schotterdecke sind nach der Korngrösse feinere und gröbere Schichtfolgen zu unterscheiden, zwischen denen Sandlinsen oder Sandschichten verschiedener Mächtigkeit lagern. Diese ganze Schotterablagerung kann auf Grund der unten angeführten als eine Delta-Bildung aufgefasst werden.

Der Durchbruch der Ur-Donau im Visegrád—Nagymaroser Tal erfolgte im Pliozän. Die Ur-Donau erreichte nach einer kurzen Strecke Unterlaufcharakters den levantischen See, welcher damals wahrscheinlich die Stelle der Grossen Ungarischen Tiefebene einnahm. Durch Gefälle-Verminderung nahm ihre Arbeitsfähigkeit natürlich ab und auch die Ur-Donau, wie jeder Strom von Unterlaufcharakter, legte in ihrem Bette den grössten und schwersten Schutt ab, der für den mittleren Wasserstand charakteristisch ist. Der abgelagerte Schutt drängte ihr Wasser aus dem Bett und zwang die Ur-Donau, ihre Überschwemmungssedimente auf den

bereits vorhandenen Schutt abzulagern. Diese Überschwemmungs-sedimente sind immer feiner als die Ablagerungen des mittleren Wasserstandes. Infolge der Abnahme der Arbeitsfähigkeit zweigte die Ur-Donau erst in zwei und dann in mehrere Äste. Diese Schutt-ablagerung erhöhte wieder das Niveau der Ur-Donau, die Mächtigkeit der Ablagerung nahm ständig zu, bis der levantische See vollkommen ausgefüllt wurde. Die Wellen dieses levantischen Sees breiteten den Schutt fächerförmig aus. So entstand die Delta-Bildung von Pestszentlőrinc—Ríkoscskeresztúr, auf welche dann die Donau im Laufe des Pleistozäns weitere Schotterdecken ablegte. Die zwei scharf getrennten Maxima der Korngrößen-Verteilung der Schotter weist ebenfalls auf Delta-Bildung hin. (Figur 3—6.) Auf Grund der mikroskopischen Untersuchung besteht das Gesteinsmaterial der levantischen Schotterdecke aus folgenden Gesteinsarten: weisse und farbige Quarz-Varietäten, Granit, grüner Chlorit-Granit, Mikroklin-Muskowit-Granit, Granit-Gneiss, quarzhaltiger Amphibol-Syenit, Amphibol-Diorit, granathaltiger Aplit, Turmalin-Lepidolith-Aplit, Pegmatit, Quarzporphyr, Amphibol-, Biotit-, granathaltiger Biotitamphibol- und Biotithypersthen-Andesit, Quarzit, Sandstein, Arkosen-Sandstein, Kalkstein, Hornstein, Glimmer, Gneiss, Granulit, kristalliner Schiefer und epidot-haltiger Schiefer. Diese Gesteine entstammen wahrscheinlich den Gebieten der Alpen, der Karpathen und des Donauwinkelgebirges.

Auch durch Untersuchungen des Abrollungsgrades erhalten wir wertvolle Daten über den Ursprung der Schotter. Es besteht ein Zusammenhang zwischen der Länge des hinterlegten Weges, der Wassergeschwindigkeit, dem Gesteinsmaterial, ferner der Härte der gesteinsbildenden Mineralien und dem Abrollungsgrade. Auf Grunde dieser Feststellung ist anzunehmen, dass die Einzelstücke mit dem Abrollungsgrad 5 von dem am weitesten entfernt liegenden Stellen des oben erwähnten Abtragungsgebietes hertransportiert wurden. Die Granit-, Diorit-, Quarzporphyr-, Gneiss-, Quarzit- und kristallinen Schieferschotter mit dem Abrollungsgrad 4a und 4b entstammen den verschiedenen Teilen der Alpen, während die Schotter desselben Gesteinmaterials mit dem Abrollungsgrad 3a und 3b aus den kristallinen Gebirgen der Karpathen herkommen. Die aus Sand, Arkosen-Sandstein und Andesit bestehenden Schotter weisen einen niedrigeren Abrollungsgrad (1a, 1b, 2a, 2b) auf und sind zweifelsohne ungarländischen Ursprungs. Die Werte des Abrollungsgrades der Quarzschotter wechseln zwischen 0 und 5. In den Figuren 8 und 9 sind zwei Maxima des Abrollungsgrad-Diagramms zu konstatieren. Dieser Umstand weist zweifelsohne auf die Tatsache hin, dass die Quarzschotter während des Transportes zusammengestaut und abgelagert wurden. Solche Zusammenstauungen erfolgten in verschiedenen Becken der Ur-Donau, in dem von Tulln, von Wien, und in der Kleinen Ungarischen Tiefebene. Mit der Senkung der Erosionsbasis erhöhte sich die

Arbeitsfähigkeit der Ur-Donan und so konnte sie die bereits abgelagerten Schottermassen wieder weiterführen. Doch veränderte sich der bereits ausgebildete Abrollungsgrad infolge des neueren Transports und anderer Umstände. Es ist also klar, dass ein Teil der Schotter nicht unmittelbar von seinem Ursprungsort her stammt, sondern dass wir hier mit einmal oder öfters durchwaschenen Schottern zu tun haben.

*

IRODALOM. — SCHRIFFTUM.

1. Böckh Hungó: Előzetes jelentés a Selmeczbánya vidékén előforduló eruptív kőzetek korviszonyairól. Földtani Közlöny. XXXI. kötet, 1901.
2. Halaváts Gyula: Az Alföld Duna, Tisza közötti részének földtani viszonyai. A magy. kir. Földtani Intézet Évkönyve. XI. kötet, 3. füzet, 1895.
3. Halaváts Gyula: A Budapest-vidéki kavicsok kora. Földtani Közlöny XXVIII. kötet, 10—11. füzet, 1898.
4. Inkey Béla: Pusztaszat, Lőrinc (Pest megye) vidékének talajterképezése. A magy. kir. Földtani Intézet Évkönyve. X. kötet, 3. füzet, 1892.
5. Lőrenthey Imre: A Rákosszentmihályi Sashalom kavicsainak koráról. Földtani Közlöny XXXIV. kötet, 1904.
6. Lőrenthey Imre: Budapest pannóniai és levantei korú rétegei és azok faunája. Matematikai és Természettudományi Értesítő. XXIII. kötet, 1906.
7. Lőrenthey Imre: Ujabb adatok Budapest környéke harmadidőszaki üledékeinek geológiájához. I. közlemény. Matematikai és Természettudományi Értesítő. XXVIII. kötet, 1911.
8. P. Niggli: Die Charakterisierung der klastischen Sedimente nach der Kornzusammensetzung. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. Bd. 15, 1935.
9. F. Reinhold: Bericht über die geologisch-petrographische Aufnahme im Gebiete des Manhartsberges (N.-Ö. Waldviertel). Tschermak's Min. u. Petr. Mitth. Bd. XXIX, 1910.
10. Schafarzik Ferenc: A Magyar Kiróva országai területén létező kőbányák részletes ismertetése. Budapest, 1904.
11. Schafarzik Ferenc: Budapest székesfőváros legújabb geológiai térképezéséről. Matematikai és Természettudományi Értesítő. XXXIX. kötet, 1922.
12. Schafarzik Ferenc—Vendl Aladár: Geológiai kirándulások Budapest környékén. Budapest, 1920.
13. A. Sigmund: Über den Amphibolgranit bei Winden in Niederösterreich. Tschermak's Min. u. Petr. Mitth. Bd. XXIII, 1904.
14. Sinkovits Dániel Vince: Budapest környéke alsó mediterrán korú kavicsainak közettani ismertetése. Bölcsészettudományi értekezés, 1921. Kézirat.

15. Szabó József: Budapest geológiai tekintetben. Budapest, 1879.
16. E. v. Szádeczky-Kardoss: Fluszschotteranalyse und Abtragungsgebiet I—II. A magy. kir. Bányamérnöki és Erdőmérnöki Főiskola bányászati és kohászati osztályának közleményeiből. 1932. évf. IV. kötet.
17. E. v. Szádeczky-Kardoss (Sopron): Die Bestimmung des Abrollungsgrades. Centralblatt für Min. Geol. u. Pal. Jahr, 1933, Abt. A.
18. E. v. Szádeczky-Kardoss: Über Habitusverhältnisse mecha-nischer Sedimentkomponenten. A magy. kir. József Nádor Műszaki és Gazdaságtudományi Egyetem bánya- és kohómérnöki osztályának Közleményeiből. 1934. év. VI. kötet.
19. Sztróka Kálmán: Zalavölgyi pontusi homok szedimentpetrográfiai vizsgálata. Földtani Közöny LXV. kötet. 1935.
20. Ernst Weinschenk: Zur Kenntniss der Graphitlagerstätten. Chemisch-geologische Studien. I. Die Graphitlagerstätten des bayerisch-böhmischen Grenzgebirges. Abh. der k. bayer. Akademie der Wiss. II. Cl. XIX. Bd. II. Abth. 1897.
21. Th. Zingg: Beitrag zur Schotteranalyse. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt Bd. 15. 1935.

*

TABLAMAGYARÁZAT. — TAFELERKLÄRUNG.

1. Mikroklimmuskovitgránit, Pestszentlőrinc. Mikroclin, ortoklász, sok kvarc. 80× nagy. + Nic. — Mikroklimmuskovitgranit, Pestszentlőrinc. Mikroclin und Orthoklas mit reichlichem Quarz. 80× Verg. + Nic.
2. Kvaretartalmú amfibólszienit, Mátyásföld. Erősen repedezett amfiból, ortoklász. 45× nagy. Nic. — Quarzführende Amphibolsyenit, Mátyásföld. Stark zerborstener Amphibol, Orthoklas. 45× Verg. || Nic.
3. Aplit, Pestszentlőrinc. Turmalin apró zirkonzárványokkal (bal alsórészen), kvarc, muszkovitpikkely (bal felsőrészen), lepidolit (jobb felsőrészen). 60 × nagy. + Nic. — Aplit, Pestszentlőrinc. Turmalin mit kleiner Zirkon-Einschlüssen (links unten); Quarz; Muskovit-Schuppe (links oben); Lepidolith (rechts oben); 60× Verg. + Nic.
4. Kvareporfir, Mátyásföld. Holokristályos alapanyagban kvarc és oligoklász begyazások. 45 × nagy. + Nic. — Quarzporphyr, Mátyásföld. In der holokristallinen Grundmasse Quarz- und Oligoklas-Einsprenglinge. 45× Verg. + Nic.
5. Biotithiperszténaandezit, Mátyásföld. Vitrofiros szövetű alapanyagban opacitszegéllyel körülvett biotitlemezke (jobb szélsőrészen), plagioklász és hiperszén kristályok. 80× nagy. + Nic. — Biotithypersthenandesit, Mátyásföld. In der vitrophyrischen Grundmasse eine Biotit-Schuppe mit Opazit-Rand (rechts). Plagioklas- und Hypersthen-Kristalle. 80× Verg. + Nic.

RECSK ÉRCEIRÖL.

Irta: *Papp Ferenc.*

NOTES SUR LES MINÉRAIS DE RECSK.

Par *M. F. Papp.**

Les minerais de Reesk (Montagnes du Mátra) ont déjà depuis longtemps attiré l'attention des géologues et des mineurs. C'est M. I. Vitális, professeur à l'Ecole des Mines qui a donné pour la dernière fois un résumé des recherches faites jusqu'ici. Il publie dans son étude la bibliographie complète des ouvrages parus concernant les mines de Reesk. Dans la présente étude, je veux rendre compte des examens microscopiques des minerais, en égard spécialement aux roches qui renferment ces minerais, pour donner une idée du caractère du gisement.

Des sables oligocènes entourent le Mont Lahoca (324 m.) qui se compose de roches andésitiques et d'un schiste silifié dacitique. Les minerais se trouvent irrégulièrement dispersés dans les roches dacitiques et dans le schiste silifié.

On peut y distinguer deux types des roches volcaniques: l'un entièrement altéré, l'autre, qui l'avait percé, parfaitement intact. M. Pálffy fait remonter l'origine des minerais à l'éruption réitérée de deux sortes d'andésites; d'après mes observations on y distingue une éruption de dacite, qui est pénétrée par une éruption d'andésite. Cette dernière altère fortement la dacite, par suite de quoi la roche est kaolinisée, silifiée et minéralisée. La dacite décomposée s'est silifiée à quelques endroits, elle a subi une forte kaolinisation. L'andésite est enveloppée par le schiste silifié d'une couleur bleuâtre, rarement blanc-grisâtre.

L'étude microscopique a démontré que le schiste bleuâtre était un tuf andésitique fort silifié. Les minerais se groupent en six massifs qui sont séparés l'un de l'autre par des tufs altérés.

Dans le plus proche voisinage du Mont Lahoeza, s'élève le Mont Fehérkő (322 m.) que trois galeries pénètrent. Une de ces galeries est située au Nord-Est: la galerie „Jószomszéd”, où on exploite autrefois les minerais suivants: blende, tetraédrite (cuivre gris), galène, chalcopyrite, pyrite. La roche qui enferme les minerais est une dacite à amphibole, fort silifiée. On peut y distinguer des feldspaths kaolinisés et des amphiboles altérées. A cet endroit nous n'avons constaté ni la présence d'un schiste silifié, ni le percement d'autres roches volcaniques. C'est ce qui explique que la minéralisation est ici relativement faible. La succession des minerais y est la suivante: pyrite, chalcopyrite, blende, cuivre gris, galène. Le cuivre gris a été examiné à part au point de vue du contenu d'argent au moyen de la réaction avec HNO_3 et avec HCl . Par suite de la réaction, il fut constaté que le cuivre gris en question contenait de l'argent; ce minéral est donc une fréibergite.

* Présentés à la séance de la Soc. Geol. Hongr. le 1. V. 1935 (manuscrit terminé: 1. IX. 1934.).

Les amas silifiés renfermant les minerais se cachent dans l'andésite caolinisée. Le gisement de minerai ressemble aux brèches où la matière-ciment est le minerai même. A certains endroits le minerai s'enrichit et forme des amas de plusieurs centimètres. La plus grande partie de cet affleurement indique une origine épigénétique. Ce n'est qu'une partie de la pyrite et du cuivre gris qui est syngénétique.

Sous le microscope, on peut reconnaître la présence de séricite et de quartz dans la roche provenant du point No. 180 de la mine, tandis que dans celle du point No. 468 on a constaté du quartz, de la pistacite, de la zoïsite et le Phyalite. La zoïsite et



Fig. 1. Tuf de l'andésite à amphibole sous le microscope.

l'hyalite occupent la place des feldspath. Dans les roches du même endroit on a réussi à trouver une amphibole parfaitement résorbée. On a établi la composition suivante de la roche provenant du point No. 540 en % volum.: 45 % de quartz, 50 % de kaolin, 5 % de pyrite et de limonite.

Dans la roche du Mont Fehérkő il y a du quartz, de la séricite, du kaolin, de la pyrite, de la limonite et de l'apatite. Les minerais observés sont les suivants: énargite, fannatinite, luzonite.

* * *

Dans la partie septentrionale du Mont Lahoca on a prolongée la galerie „Georges” jusqu'à la surface; cette partie de la galerie porte le nom de galerie „François”. Les minerais

et les roches encaissantes s'y trouvant ne diffèrent pas de ceux du milieu de la montagne. A une distance de 3 à 5 cm des minerais, les contours des feldspath sont encore perceptibles. Les minerais même gisent dans des roches parfaitement silifiées. Les feldspaths se sont décomposés en kaolin qui s'est silifié à son tour. Les produits de la silification sont: de la calcédonite, des cristaux de quartz dans les miarolithes et dans les fentes.

Deux générations de pyrites s'y présentent: les cristaux plus grands sont idiomorphes et leur origine remonte jusqu'avant la formation de l'enargite, les plus petits sont xénomorphes et apparaissent en amas ou aux bords des cristaux d'enargite.

On a souvent remarqué que les petits cristaux de pyrite ont tendance à se réunir auprès de cristaux de pyrite plus grands. La structure zonaire est aussi fréquente. En dehors de l'enargite on y trouve de la luzonite et de la famatinit cette dernière d'une couleur rose plus claire que la première. Le cuivre gris est irrégulièrement disséminé en très petits cristaux et fut faiblement attaqué par un acide nitrique de 20 % appliqué pendant 10 minutes.

L'enargite se transforme superficiellement en covelline qui y forme des veines et un recouvrement étroit. La succession des minerais est la suivante: pyrite I., or, argent, cuivre gris I., enargite, luzonite, famatinit, cuivre gris II., blende, galène, chalcopyrite, pyrite II., covellin, azurite, malachite.

R

enargite	0.299
luzonite	0.299
famatinit	0.300
pyrite	0.410
cuivre gris	0.300
covellin	0.193

Comme la méthode de M. J. Oréel qui détermine le pouvoir réflecteur des différents minéraux à l'aide de la cellule photoélectrique paraissait très appropriée à la détermination des minerais en question, nous avons soumis notre matière à cet examen aussi. A ce propos je dois remercier M. B. Pöschel, professeur à l'Université des Sciences Techniques à Budapest, qui a bien voulu mettre à ma disposition une partie des appareils nécessaires pour les mesures et MM. Ferencz et Urbanek qui ont eu l'obligeance de m'assister dans mes travaux.

Ce fut l'oligiste (provenant du mont Huszárhegy) qui servit d'étalon.

Comme il ressort nettement du tableau ci-dessus, nous n'avons pas pu démontrer de différences au point de vue du pouvoir réflecteur entre l'enargite, la famatinit et la luzonite d'une part, et entre la pyrite et la pyrite arsénifère d'autre part.

Les autres valeurs correspondent à celles de M. J. Oréel.

Les minerais forment six massifs séparés l'un de l'autre; les

massifs consistent en une roche très dure et fort silifiée et sont séparés par des tufs volcaniques moins durs.

Les roches minérifères furent exploitées sur 8 niveaux. A certains endroits ces galeries s'élargissent en formant de très vastes cavités.

* * *

L'exploitation est la plus active dans la galerie dite „*Georges moyen*“. C'est l'enargite qui y domine; hors de celle-ci on y trouve de la famatinité et de la luzonite. La pyrite est également fréquente. Le cuivre gris, toujours en chapelet, ne pouvait être établi que sous le microscope. La chalcopyrite y joue le rôle de l'élément accessoire. Les éléments secondaires sont la malachite, la chessyite et la covelline.

A cet endroit également les minerais se présentent répartis dans la dacite silifiée, ou dans la roche entièrement silifiée soit comme une pâte cimentant la roche brècheuse, soit en amas locales.

Le point no. 79 est un point très intéressant de la galerie, car ici, en dehors de l'enargite, on a pu distinguer de la chalcopyrite en chapelet et du cuivre gris. L'enargite passe successivement en famatinité et en luzonite. Près des cristaux de pyrite plus grands, on a remarqué du cuivre gris. Dans un échantillon riche en pyrite la méthode de Bürg a démontré la présence de l'or. Par suite d'une attaque au HCL et HNO₃ il devint évident que le cuivre gris était une fréibergite. Il y avait un échantillon dont la composition était en % volum.: 96% d'enargite, 3% de pyrite et 1% d'autres matières. La covelline y représente un produit secondaire. Dans la roche provenant du point No. 96, j'ai trouvé des cristaux de pyrite grands et petits, de l'enargite et de la chalcopyrite. Au point No. 110, j'ai constaté de l'enargite pure et des cristaux idiomorphes de pyrite. Au point No. 111, de petits cristaux de pyrite avaient entouré ceux d'enargite. Au point No. 130 les cristaux d'enargite atteignaient la grosseur de 2 à 3 mm. Au même endroit, j'ai trouvé des cristaux de pyrite disséminés, couvrant superficiellement le débris. Au point No. 140 de la galerie on trouve de l'enargite, de la pyrite, de l'azurite et de la covellite, même à l'oeil nu et du cuivre gris sous le microscope. Ce dernier présente une ternisse brunâtre sous l'influence du HNO₃ (20%) après 4 minutes et il est faiblement attaqué sous l'effet du H₂O₂ après 4 minutes. Le cuivre gris entoure l'enargite. Au point No. 168 la structure brècheuse est facile à observer, il y a une quantité considérable de famatinité, puis de pyrite. A l'endroit marqué par le No. 180, la roche est kaolinisée et contient de la pyrite. Sur les échantillons provenant du point No. 215, on remarque la présence du feldspath; l'étude microscopique a démontré celle du cuivre gris et de la chalcopyrite aussi. La roche silifiée et compacte du point No. 218 contient peu d'enargite, mais beaucoup de pyrites dont quelques-unes sont des anisotropes arsénifères.

Le No. 383 est un des points les plus intéressants de la galerie, ici l'enargite est entourée de pyrite en forme de couronne où l'on voit très clairement la répétition rythmique de la pyrite. A l'endroit No. 572 l'enargite cède successivement la place à la luzonite. L'échantillon provenant du point No. 707. est d'une richesse en minerais, la roche y est parfaitement silifiée, et j'y ai pu constater la présence des minerais suivants: enargite, pyrite, cuivre gris, blende. La roche du point 804 également d'une structure brècheuse est cimentée par les minerais mêmes. Les 65 à 70 % volum. de la brèche est stérile, même là où on peut encore reconnaître des feldspaths. Les petits cristaux de pyrite se trouvent disséminés en dacite silifiée. Près de l'enargite il y a beaucoup de famatinites. La covellite est moins fréquente. Le point No. 805 est riche en enargite qui remplace la pyrite corrodée.

Dans la galerie „*Georges supérieur*” les minerais se trouvent sous le tuf andésitique en un schiste bleu. Les minerais observés dans cette galerie sont l'enargite, la famatinite, la pyrite, les éléments secondaires sont la malachite et l'azurite. Dans les échantillons provenant du point No. 306, on peut distinguer la présence de l'enargite et celle de la pyrite, visibles même à l'oeil nu. Près du cuivre gris la calcopyrite est fréquente. Le cuivre gris est facile à rayer à l'aide d'une épingle d'acier et est d'une couleur acideuse. A l'endroit No. 321, la roche a une structure brècheuse. On y a remarqué les minerais suivants: enargite, famatinite et pyrite. La roche est très silifiée au point No. 566. A quelques endroits les feldspaths sont encore reconnaissables. Dans cette roche, nous avons trouvé des cristaux de pyrite irrégulièrement disséminés. La roche du point No. 572 est entièrement silifiée, nous y avons établi la présence des minerais suivants: enargite, famatinite, luzonite, pyrite, puis malachite et azurite. La roche provenant du point No. 604 contient de la pyrite et encore du cuivre gris.

Galerie dite „*Georges inférieur*”. J'ai consacré une attention particulière à l'étude de cette galerie en ce qui concerne la schiste bleue et, quant au minerai, en ce qui concerne l'or. A l'oeil nu, la schiste bleue présente une structure nettement pareille à celle de la roche sédimentaire. La pâte silifiée et bleuâtre renferme des feldspaths kaolinisés. Sous le microscope on remarque de l'enargite, de la luzonite puis des covellites. Des cristaux de pyrite finement disséminés se trouvent dans la pâte. Sous le microscope les minéraux suivants furent distingués: quartz, calcédonite, opale, hornblende, pistacite, limonite, oligiste, pyrite, zircon. Le quartz, l'élément le plus fréquent, forme des grains tantôt très fins (10 μ) tantôt un peu plus grands. La calcédonite est fibreuse et sa structure rappelle les débris vermiculaires.

L'opale en grains très fins, incolores et transparents a entièrement pris la place des feldspaths et des amphiboles, de sorte qu'il n'en est resté qu'un contour. L'amphibole est tellement résorbée que seuls

ses contours furent reconnaissables; on a même réussi à retrouver les traces des formes (100) (010) (100) et celle du clivage. Certains minéraux entièrement réservés rappellent la biotite. Entre les minerais, il y a des lames de cuivre natif de 1,5 à 2 mm d'épaisseur dans les roches silifiées. La présence du cuivre natif fut ainsi démontrée dans la roche du sondage No. 5. Dans un échantillon provenant du point No. 180, on a aussi réussi à constater la présence de l'or en suivant le procédé de M. Bürg c'est ce qui montre que la couche contient encore de l'or.

Au point No. 604, dans la roche silifiée il y a des cristaux de pyrite disséminés en forme de ruban, d'une épaisseur de 8 à 10 mm. Les échantillons du point No. 817, contiennent de la pyrite et de l'énargite, celle du No. 818, présentent du cuivre gris.

Galerie dite „Catherine“. Nous en avons étudié les minerais et les autres roches. Parmi ces roches nous avons examiné celle provenant du point No. 517, d'une manière plus détaillée. A l'œil nu on distingue des feldspaths, de la pyrite et rarement des cristaux d'énargite dans la roche parfaitement silifiée. Sous le microscope les cristaux idiomorphes plus petits, et les xénomorphes plus grands de la pyrite réapparaissent.

Dans une autre roche, celle provenant du point No. 418, la présence de la pyrite fut constatée en deux générations, les cristaux plus grands sont idiomorphes. Sous le microscope on aperçoit de l'énargite, de la luzonite, puis de la covellite. L'énargite est le minéral dominant de la roche du point No. 37; des cristaux de pyrite n'y manquent pas non plus. L'énargite rosâtre se transforme peu à peu en cuivre verdâtre. La composition de la roche est la suivante au point en question en % volum.: 23 % d'énargite, 13 % de pyrite, le reste est de la gangue.

Au point No. 468, nous avons trouvé de l'énargite, de la pyrite, la dernière, étant corrodée, renferme du cuivre gris.

Aux points No. 756 et l'énargite et la pyrite réapparaissent dans la roche.

La chaîne volcanique au bord de la grande Plaine hongroise est relativement pauvre en minerais. Cependant les montagnes du Mátra (à 100 km à l'Est de Budapest) sont dignes d'attention au point de vue des minerais.

Les mines se trouvent dans le Mont Lihoca. Toutefois il y a des collines métallifères (Fehérkő, Kastélyhegy, Vörösvár) au sud-est aussi. A tous ces endroits les roches sont fort altérées par la kaolinisation et par la silification. Tous ces endroits témoignent d'une minéralisation néogène. Cependant il y a dans la même contrée des affleurements qui devinrent minéralisés déjà à l'époque carbonifère. Le côté sud-est du Mont Darnó est transpercé dans la direction du Nord-Sud par des filons de quartz. Dans un de ces filons on a trouvé de la chalcopyrite, dans les autres on n'a pu démontrer que de la pistacite.

Dans le plus proche voisinage du Mont Darno, dans la vallée de Bajpatak, il y a encore une diabase qui renferme du minerai. Ici ce sont les filons de calcite de la diabase qui renferment le cuivre natif. Cependant on a réussi à constater une vénule de cuivre natif dans la diabase même. Ayant tout pris en considération, nous pensons que cette contrée fut plusieurs fois enrichie par des sources ascendantes cuivreuses.

Par ailleurs des mines Butte Montana de Bor Cuka Dulkauí sont celles qui leur ressemblent le plus. Parmi ces dernières celles de Cuka Dulkauí près de Bor sont celles dont la ressemblance est la plus fidèle.

TKERKÉPZŐDÉSSZERŰ JELENSÉG
A KOSTEJI LITHOPHYLLIA STRIATO-PUNCTATA n. sp. n.

Irta: Dr. Noszky Jenő.

INTRAKALYZINALE ZWILLINGSBILDUNG
AN DER LITHOPHYLLIA STRIATO-PUNCTATA NOV. SP.
AUS MITTELMIOCEN VON KOSTEJ IN UNGARN.

Von J. Noszky.

Magyar Nemzeti Múzeumunk Ásvány-Öslénytára, a kiváló gazdagságú kosteji középmiocén faunából, egy hatalmas termető, egyes korallt őriz, amelyen azonfelül, hogy új fajnak bizonyult, még egy érdekes, többféleképen magyarázható paleobiológiai jelenség is észlelhető.

Fajunk a Reuss leírta (Denkschrift d. Acad. Wien Math. naturw. Cl. XXXI. Bd. p. 231.) *Lithophyllia ampla* Reuss-hoz áll közel, melynél a kehelyesillag, 55 mm magasság mellett, 67 : 77 mm átmérőjű. Ez fajunknál az alsó, normális kelyhen mérve, 53 mm magasság mellett 49 : 61 mm-t tesz ki. Fajunk keresztmetszete tehát jóval hosszúkásabb ellipszis, mint az ampláé. Kehelyformája pedig nem gömbölyded, hanem kissé kúpszerű. Szeptális lemezeinek a centrum felé eső részei nem alacsonyodnak le olyan hirtelen, mint az amplánál, hanem majdnem teljes hosszúságukban egyenletesek maradnak. Elhelyezkedésükkel a főseptumok közé nem illeszkedik bele 4—6 fokozatosan rövidülő mellékleméz, mint az amplánál, hanem csak egy-egy, rendszerint gyenge, csak itt-ott kimagasodó. A legfőbb különbség azonban, melyet a fémbe adott fajjelölésnél is kiemelttem az, hogy septumainak oldalán a pontszerű dudorok közt hullámos, vonalszerű kiemelkedések is vannak, amelyek révén a két faj — töredékeiben is jól megkülönböztethető.

Az ikerképződési jelenség abban áll, hogy az anyaállat kelyhén két fiatalabb egyén rá- és összenövéséből fejlődött kombináció van. Ezek tovább növekedésük révén az anyaállat kelyhét teljesen benőtték és így oszulumát elzárva — életműködéseit lehetetlenné tették. Azonkívül pedig közel egymáshoz települve, (tengelyük, ill. centrumuk csak 17 mm-re van egymástól), a további fejlődésben egymást is befolyásolták. A jobboldali, melynek széle 27 mm-re van a centrumától, a baloldali, amelynél ez 33 mm, félre szorította és maga majdnem kétszer akkora nőtt meg, mint testvére. Közük szabálytalan összeforradási felület képződött ki, melynek metszete a kehelyesillagon ugyan elég gyengén látható, ellenben a kehely oldalain két erős kidudorodás alakjában jelentkeznek. A hármass csoport összmagassága 91 mm.



Fig. 1. ábra.

A csoportot az ovipar egyes korallnál — vagy bizonyos, a kehelyesillag felületén történt, mélyrehatóbb sérülés hozta létre mely a regenerációs erőt arra ingerelte, ill. arra képesítette, hogy a korallok ősi, egyszerűbb szaporodási módja, a bimbózás is felléphetett nála. Mint pl. mikor a *Begonia rex*-nél a megsértett levélerezet részekén új sarjak törnek fel és fejlődnek ki. A másik, nagyobb valószínűséggel bíró eshetőség pedig az, hogy az anyaállat termelte petékből pár nem került el tőle távolabb, hanem ott maradván az anyaállat kelyhére települt rá. Ott osztódtak és fejlődtek nagygyá. Ezt természetesen csak valamely élő *Lithophyllia*-n, vagy más ovipar, egyes korallon végrehajtott, ez irányú megfigyelés, vagy kísérlet tudná végleg eldönteni.

A kosteji korallfaunából Magyar Nemzeti Múzeumi gyűjteményeink s egyéb gyűjtemények, továbbá az irodalom alapján a következő fajok kerültek elő:

<i>Acanthocyathus transsylvanicus</i>	<i>Aphyllaxis venulosa</i> R s s.
R s s.	<i>Aphyllaxis</i> sp.
<i>Acanthocyathus rindobonensis</i>	<i>Balanophyllia irregularis</i> S e g.
R s s.*	<i>Balanophyllia varians</i> R s s.
<i>Caryophyllia arcuata</i> E. H.	<i>Oculina</i> sp.
<i>Caryophyllia attenuata</i> R s s.	<i>Orbicella defrancei</i> E. H.
<i>Caryophyllia eladaxis</i> R s s.	<i>Orbicella</i> cfr. <i>defrancei</i> E. H.
<i>Caryophyllia</i> cfr. <i>crispata</i> R s s.	<i>Orbicella fröhlichiana</i> R s s.
<i>Caryophyllia degenerans</i> R s s.	<i>Orbicella oligophyllia</i> R s s.**
<i>Caryophyllia</i> sp. <i>indet.</i>	<i>Orbicella reussana</i> E. H.
<i>Ceratotrochus duodecimcostatus</i>	<i>Orbicella</i> sp.
G I d f.*	<i>Paraocyathus firmus</i> P h i l.
<i>Ceratotrochus discrepans</i> R s s.	<i>Prionastraea neugeboreni</i> R s s.
<i>Ceratotrochus</i> sp.	<i>Pseudosiderastraea</i> sp.
<i>Cladocora caespitosa</i> L a m.	<i>Rhizangia</i> sp.**
<i>Coenocyathus depauperatus</i> R s s.	<i>Schzyggophyllia brevis</i> R s s.
<i>Deltocyathus italicus</i> M. E d w.	<i>Solenastraea tenera</i> R s s.
<i>Deltocyathus</i> cfr. <i>italicus</i>	<i>Solenastraea distans</i> R s s.
M. E d w.**	<i>Styllopora subreticulata</i> R s s.
<i>Favia magnifica</i> R s s.	<i>Styllopora</i> cfr. <i>subreticulata</i> R s s.
<i>Flabellum multistriatum</i> R s s.**	<i>Styllopora</i> sp.
<i>Lithophyllia ampla</i> R s s.	<i>Theocyathus velatus</i> R s s.
<i>Lithophyllia striato-punctata</i> n. sp.	<i>Trochocyathus karrerri</i> R s s.
<i>Lithophyllia</i> sp.	<i>Trochocyathus affinis</i> R s s.**

* * *

Aus der besonders reichen Mittelmiozänen Fauna von Kostež besitzt die Min-Paleont. Abteilung des ung. National Museums eine mächtige, zu den Hexacorallen gehörende Einzeleralle, an welcher ansserdem, dass dieselbe sich als nov. sp. erwies, eine interessante, verschieden erklärbare paleobiologische Erscheinung sichtbar ist.

* A régebbi, irodalmi felsorolásból.

** Dr. Streda R. gyűjteményéből.

Unsere Species steht der von Reuss (Denkschrift d. Acad. Wien. math.-naturw. Cl. XXXI. Bd. p. 231.) beschriebenen *Lithophyllia ampla* Rss., bei welcher der Kelchstern bei 55 mm Höhe, 67 : 77 mm Durchmesser besitzt — nahe. Dieses Maas beträgt bei unserer Species, an dem unteren, normalen Kelche gemessen, bei 51 mm Höhe 49 : 61 mm. Der Querschnitt unserer Species bildet also eine länglichere Ellipse, als die der *ampla*. Die Form des Kelches ist nicht kugelig, sondern etwas kegelförmig. Ihre Septen erniedrigen sich dem Mittelpunkt zu nicht so schnell, als bei der *ampla*, sondern gleichmässig. Bei der Anordnung fügen sich zwischen die Hauptsepten auch nicht 4–6 allmählich kürzer werdende Nebenlamellen, wie bei der *ampla*, sondern nur je eine, in der Regel schwache, nur stellenweise hervorragende Nebenlamelle. Der Hauptunterschied ist jedoch, dass sich an der Seite der Septen zwischen den punktförmigen Körnern emporragende Wellen befinden, was ich auch bei der Speciesbezeichnung hervorgehoben habe, und darnach ist die Species auch in Bruchstücken gut unterscheidbar.

Die Erscheinung der Zwillingbildung besteht darin, dass sich an dem Kelche des Muttertiers zwei zusammengewachsene, jüngere Tiere angewachsen befinden, welche bei ihrem Wachstume den Kelch des Muttertiers gänzlich überwachsen haben und durch Verschliessen des Osculum seine Lebensfunktion unmöglich machten. Ausserdem, dass sie sich nahe einander ansiedelten (ihre Achse, bezw. Centrum liegt bloss 17 mm voneinander), beeinflussten sie auch ihre gegenseitige Entwickelung. Das rechtsseitige Tier, dessen Rand von seinem Centrum 27 mm entfernt ist, schob das linksseitige, dessen Rand von seinem Centrum 33 mm absteht, seitwärts und wuchs auf die doppelte Grösse seiner Schwester. Zwischen ihnen entstand eine unregelmässige Zusammenwachungs-Fläche, deren Querschnitt an dem Kelchstern zwar ziemlich schwach sichtbar ist, an den Seiten des Kelches sich jedoch durch zwei starke Wülste bemerkbar macht.

Die Gruppe dieser oviparen Einzelkorallen wurde entweder durch tiefeindringende Verletzung an der Oberfläche des Kelchsternes hervorgebracht, welche die regenerative Kraft dazu reizte bezw. fähig machte, dass bei ihr die normale Weise der Vermehrung der Korallen, die Knospung eintreten konnte, wie z. B. bei der *Begonia rex*, wo an den beschädigten Blattaderungsteilen neue Sprösslinge hervorsprossen. Die andere und zwar wahrscheinlichere Möglichkeit wäre, dass zwei von dem Muttertier erzeugte Eier nicht fortgelangt sind, sondern sich auf den Kelch des Muttertieres aufgelagert, und entwickelt haben. Dies kann selbstverständlich nur durch in diesem Sinne an irgend einer *Lithophyllia* oder anderer oviparen Einzelkoralle angeführter Beobachtungen oder Versuche endgültig entschieden werden.

TÁRSULATI ÜGYEK

GESELLSCHAFTSANGELEGENHEITEN

REICHERT RÓBERT SÍREMLÉKÉNEK LELEPLEZÉSE.

1938. június 1-én a Kerepesi-úti temető 47. táblája 2. sor 55. sz. sírhelyén a Magyarhoni Földtani Társulat a Collegium Hungaricum Szövetséggel és a Regnum Marianum Súlyos eserkészessapatával karöltve, a tisztelők sokasága jelenlétében adta át Reichert Róbert gyászoló családjának a szandai piroxénandezitből készült síremléket.

Mauritz Béla egyetemi tanár fejezte ki elsőnek hű tanítványáról, munkatársáról való gondolatait:

Tisztelt Közönség!

Még egy esztendeje sínesen, hogy a gyümölesérlelő nyár derekán itt állottunk a nyitott sír előtt, hogy mitől Isten-veledet mondjunk *Reichert Róbert*-nek. Allaudóan a költő, Arany János szavai esengtek a fülemben, amiért a szép ószról, a hervadásról, a hulló lombokról, a néma tájról és mindezeknek a varázsáról szól, de ahogy sem tud bele-nyugodni abba, hogy az alig kivirított tavaszra máris a tél és az enyészet árnya boruljon. Reichert Róbert élete a legponpásabban virító tavasszal indult meg, azonban az alig elvirágozott bimbókból fejlődő gyümöles érlelését a nyáreleji dér könnyörtelenül megfagyasztotta.

Ez az emlék, mely Csonkahazánk egyik legszebb kövéből, a híres szandavári kőből készült es amelyet a megboldogult egy odaadó szeretettel tanulmányozott, nekünk mindig csak szimbólikus emlék lesz. Bizonyoságot fog tenni arról, hogy barátai, kartársai és tanítványai mennyire szerették és becsülték őt. Lelkünkben azonban Reichert Róbert másképen fog élni. Előttünk áll örökös derűs lényével, amely nem ismert egyebet, mint a kötelességteljesítést. Az aránylag gyenge testben bámulatosan erős lélek lakozott. Akarat, ész, erő, kitartás, magas szatos világnézet ritka összhangban egyesültek benne. A fáradságot nem ismerte, egész lénye duzzadt a munkavágytól, alkotni és teremteni akart. Semmit sem akart könnyű munkával, felületességgel elérni; felfelé törekedett, de minden eredményét önzetlen, becsületes munkával akarta elérni, dolgozni és fáradozni akart. A tudományt művelni és terjeszteni volt életének legfőbb célja. Szenvédélyes kutató volt, aki az igazság kiderítéséért hajlandó volt mindent áldozni; a tudatlanságot tartotta az emberiség legnagyobb ellenségének és ennek legyőzésére semmi fáradságtól sem riadt vissza.

Szerény, szelíd, embertársait szerető és becsülő lelkülete azonban nem egyszer lázadt fel. Amennyire örülni tudott a sikereknek, amilyeneket felebarátai érdemes munkával értek el, egész lényé éppen annyira lázadozott olyankor, midőn érdemtelenek olyan polera emelkedtek fel, amelyet csak összeköttetés, pajtáság vagy cimboraság útján szerezhettek meg.

Kartársainak, de különösen a magyar ifjúságnak példaképpen állíthatjuk oda Reichert Róbert nemes jellemét. Példátlan kötelességtudás, a tudomány önzetlen szeretete, az embertársak iránt való megértés, bensőséges vallásosság, a családi tűzhely szentsége, az igazság kitartó keresése — ezekben foglalható össze rövid, de eredményekben gazdag életének tartalma.

A törékeny test hamar eltávozott, de az erős lélek emléke tovább fog élni mindazokban, akik őt közéről ismerték.

Pihenj nyugodtan abban a tudatban, hogy lelked itt van közöttünk és itt is marad mindörökké!

Liffa Aurél a Magyarhoni Földtani Társulat nevében adta át meghatott és elismerő szavak kíséretében a síremléket.

Élete virágkorában elhunyt barátunknak, Reichert Róbert dr. egyetemi magántanárnak, a Magyarhoni Földtani Társulat volt titkárának a sírjánál gyűltünk ma össze, hogy kegyeletiünknek, haló porrai iránt is érzett szeretetünknek, a sírja fölé emelt e néma kőben némi kifejezést adjunk.

Barátai, tisztelői s a Magyarhoni Földtani Társulat tagjai szerény anyagi hozzájárulása tette lehetővé, hogy immár porladó hamvai ne jeltelen sírban nyugodjanak.

Amidőn e követ átadjuk rendeltetésének, emeljük fel szívceinket és mondjunk el egy rövid imát Megboldogultunk örök nyugalmaért. Nekünk pedig engedje meg a Mindenható, hogy emlékéet azzal a szeretettel és tisztelettel őrizhessük, amellyel életében iránta viseltettünk!

Malán Mihály az egyetemi segéd-tanérök, magántanárök és a Collégium Hungaricum Szövetség nevében emlékezett meg:

Kedves Róbert Barátunk!

Ismét itt állunk sírodnál egyetemi kollégáid és berlini kollégista barátaid, akik közel egy esztendeje mélyen megrendülve sirattunk és gyászoltunk Téged. Mélységes megrendüléssel gyászoltunk, mert egy fiatal élet felfelé ívelő pályafutása, a hazai tudományok egy szorgalmas és reményteljes munkása, egy kis család minden öröme és reménysege s a mi igaz és jó barátunk, akivel annyi kedves és boldog óra, de egy közös sorsnak minden baja és bánata is egybekötött, szállt oly korán a sírba Veled.

A mi kis egyetemi társaságunknak és a kollégiumi szövetségnek a lelke voltál. Soha senki sem haragudott Reád, mert Te voltál a legjobb közöttünk, aki mindenkiről és mindig csak jót tudott és jobbat akart tudni, s mindenkinek csak jót akart eslekedni.

Kora gyermekségedtől kezdődőleg hordoztad magaddal az evangéliumi szeretet lángoló szövétnékét. Elmoudhattad magadról a költővel, hogy érenél maradandóbb emléket állítottam magamnak, amely magasabb, mint a nagy királyok piramisai. Nem haltam meg egészen, a lelkem megmaradt s itt jár, mert az irántam való szeretet lángbetűkkel íródott be azoknak a lelkébe, akik valaha is ismertek.

Ez a szeretet hozta létre sírod felett ezt az emlékkövet, amely oly kemény, mint amilyen kemény és igaz férfi voltál Te elveid megvallásában, s abból a kőből, amelynek alkotásában a Teremtő végtelen kezének nyómát Te olyszerezzettel és hívő alázattal kutattad.

Hirdesse ez a kő azt, hogy ez az irántad való szeretet megmaradt, mi a Te barátaid nem feledtünk, emlékezünk, míg az Isten ve-lünk, az ki odaát ott van Veled.

Martonyi János a eserkésztiszt nemes alakját elevenítette fel szavaival:

Drága Robink!

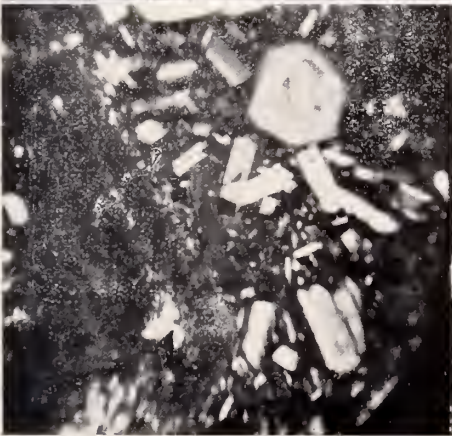
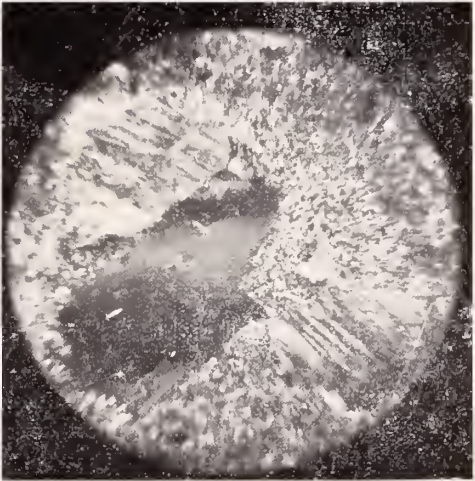
Azok után az emelkedett, ünnepi szavak után, amelyek a Te tudományos egyéniségedet és egyetemi munkádat méltatták, halljad most a Te Regnumi Súlyom-eserkészfiaidnak szerény, még most, halálod után közel egy évvel is mély megrendüléstől és fájdalommal könnyektől fátyolos hangját. Harminc férfivá nőtt eserkész nevében szö-lök Hozzád, akikhez azonban — úgy érezzük — esaládodon, tanító-næstereiden és közvetlen munkatársaidon kívül legközelebb álltál; csaknem tíz éven át hétről-hétre, sokszor napról-napra találkoztunk Veled gyűléseinken, kirándulásainkon, táborainkban.

Mindig jól tudtuk azt drága Robink, hogy Te eserkésztszti működésedért nem várhattál ebben az életben hangos sikereket, kifünte-tést, pályádon emelkedést. Kizárólag mélyen átélt vallásosságodból és tevékeny hazaszeretetedből fakadt ez az áldozatos munkád; abból a természettudományi felismerésből, hogy az egyes sejtek regenerálása, megerősítése biztosíthatja csak a magyar társadalom és nemzet-test egészségét, fejlődését, az összeomlás és a forradalmak szörnyű lázbetegsége után.

El akarjuk itt mondani Neked, a magyar földtani tudomány képviselői által emelt sírkövednél, hogy ma is élő erők bennünk a Tőled kapott tanítások. Nem felejtjük el soha, mennyi lelked mélyéről felhozott, a tudós áhítatából és ihletéből fakadó ékkövet szórtál közénk a mesedélutánokon, tábortüzeknél, négyszemközti beszélgetéseken. Primitív, darabos lelkünket kristállyá esíszoltad. Te nemesak szóval, hanem életstílusod példájával tanítottál. Egy új, nemes magyar férfi-ideál kialakításáért küzdöttünk útmutatásod nyomán: olyan férfi-egyéniességért, amelyet a szellemi és erkölcsi erőknél Benned miutóig meglévő tökéletes összhangja, a Te mély Istenhited, kitartó és fölényes energiád, gyakorlati érzéked, szívjóságod és tiszta derűd jellemez.

Most ismét magunkon érezzük az aranykeretes szemüveged mögött csillogó szemed, amelyet utoljára akkor láttunk mosolyogni, amikor 1936 Karácsonykor, meghitt családi teaesténken a csapatkrónikából olvastunk fel kedves részleteket. És ma Reád emlékezve eszembe jut, hogy néhány évvel ezelőtti, egy eugem mélyen sújtó gyász alkal-mából azt írtad nekem résztvevő soraidban: „Életünket, a Teremtő nagy terveinek szolgálatába állítottuk; ez a szolgálat főszegecs akkor is, ha égő szemmel, befelé esorduló kömnyekkel hajtunk fejet meg-másíthatatlan végzéseid előtt.“ — Drága Robink! Megfogadjuk Neked, hogy a Teremtőnek ezeket a nagy terveit, melyeknek Te olyan esodálatos eszköze voltál, továbbra is szolgálni akarjuk és életünk munkájával, harmóniájával, az emberebb ember és magyarabb magyar eserkész-ideáljának megvalósításával emelünk Neked a lelkünkben mindemél maradandóbb emlékkövet.

Bárdos István a Regnum Marianum eserkészcsapatainak főpánesnoka megáldotta a síremléket és Reichert Róbert egyéniességét, mint igazi példát állította az ifjúság elé.



BÓDI BÉLA: A budapest- környéki harmadkori kavicsok vizsgálatára.

Petrographische untersuchung der tertiären Schotterablagerungen von der Umgebung von Budapest.

Tafel IV. tábla.

EXPLICATION DE LA PLANCHE NO. V.

1. Enargite enfermant du covellite. (Gross. 65. Lumière naturelle). Galerie François de la mine de Reesk.
2. Luzonite. (Gross. 65. \times Nicol.) Galerie François de la mine de Reesk.
3. Enargite bordé par des grains de pyrite. (Gross. 65. Lumière naturelle). Galerie Moyen George de la mine de Reesk. Point No. 777.
4. Pyrite et melnicovite près de l'énargite. (Gross. 130. Lumière naturelle). Galerie Moyen George de la mine de Reesk. Point No. 777.
5. Or dans le pyrite, déterminé par la méthode de Burg (les grains blancs dans la partie NW et NO de la section). (Gross. 320. Lumière naturelle). Galerie Moyen George de la mine de Reesk. Point No. 777.
6. Enargite, pyrite et cuivre gris. (Gross. 65.) Galerie Moyen George de la mine de Reesk. Point No. 777.

PAPP FERENC: Reesk érceiről.

Notes sur les minerais de Reesk.

