

A GERCSE-HEGYSÉG MAGAS TERRASZAIRÓL.

(Közöttani adatok mai vízrendszerünk kialakulásának kérdéséhez.)

Irta: Dr. Szádeczky-Kardoss Elemér.

PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN DER HOCHGELEGENEN TERRASSEN DES GERCSE-GEBIRGES.

Ein Beitrag zur Entwicklungsfrage der Urdonau.

Von: E. v. Szádeczky-Kardoss.

A Duna többé-kevésbé összefüggően ismert legidősebb üledék-szintje a Kisalföldön felsőpliocén-korú. Ezt a szintet a Bécsi-medencében a laarbergi terrasz,¹ Budapest vidékén a szentlőrinci, rákoskereszturi, kőbányai stb. Mastodon-kavics képviseli.

Régebben ezt a szintet tekintették a Bécsi-medencében a Duna legelső „kiindulási felületének.” Újabban azonban mindinkább valószínűvé váltott, hogy a Duna működése már jóval azelőtt megindult. Schaffer Bécsnél az ott kb. 100 m relatív magasságú laarbergi terrasz felett 50, ill. 100 m magasságban következő Burgstall és Nussberg terraszokban is esetleg már Duna-képződményt hajlandó feltételezni.² Kéz Andor pedig a visegrádi áttörés területéről említett 220—250 és 290—350 m t. sz. f. magasságú, tehát az említett felsőpliocén (laarbergi) szintnél 40—70 és 110—150 m-rel magasabb szinteket ill. szintkötegeket,³ amelyekről esetleg már fel lehet tételezni, hogy fluviális (ősi Duna?) képződmények. Az első biztos, kavicsanalitikailag is igazolt „prelaarbergi” szint azonban csak legújabbban a Duna dévényi áttörésénél (Hundsheimi-hegység, Berg, Goldbergl), kb. 30—40 m-rel az itt 50 m rel. magasságú laarbergi szint felett volt felismerhető.⁴ Ennek folytatását a Kisalföld keleti peremén a felsőpliocén kavicsterrász alatt még sztratigrafiai sorrendben következő egyes kavicsfoszlányokban (pl. Bana, Ördögásta-hegy, Kiscsémpuszta) gyaníhattuk. A Duna eme ősi szintjének esetleges további elterjedésére és kezdeti útjának kialakulására nézve azonban most is még csak feltevéseink voltak és így mai vízrendszerünk kialakulásának kezdeteiről nem sokat tudunk.

¹ Az eddig kb. középpliocénnek tekintett laarbergi szint felsőpliocén korára nézve lásd szerzőnek kisalföldi monografiáját: Geologie der rumpfungrländischen Kleinen Tiefebene, Sopron, 1938, pp. 149, 262.

² Schaffer, F. X.: Geologische Geschichte und Bau der Umgebung Wiens, Wien, 1927, p. 102.

³ Kéz, A.: A Duna visegrádi áttörése, Mat. Term. tud. Ért. L. 1934, pp. 725, 730, 736.

⁴ Geologie der rumpfungrländischen Kleinen Tiefebene, p. 265. és köv.

Ezért is fontos volt tehát, amikor Vitális Sándor dr. ez év tavaszán a Magyarhoni Földtani Társulat ülésén tartott előadásában, — szelvényekkel és fúrási adatokkal is megvilágítva a Gereese-hegység északi peremének morfológiailag ki nem értékelhető löszteraszait — 240—280 m t. sz. f. magasságból kaviesos terrasz-maradványokat ismertetett. Ez a nivåó ugyanis a „laaerbergi” felsőpliocén szint itteni feltételezhető magasságánál 60—100 m-rel, a mai Dunánál pedig 130—170 m-rel magasabban fekszik, tehát éppen a kérdéses időszakot világíthatja meg kaviesanyagának segítségével.

Kérésemre Vitális Sándor dr. főmérnök úr, igen tisztelt barátom a kaviesterraszokra vonatkozó pontos térképvázlattal tette lehetővé számomra azoknak közelebbi vizsgálatát. Lekötelező kedveségéért fogadja ezúton is hálás köszönetemet.

Geológiai viszonyok. Helyszíni vizsgálataim, továbbá Vitális Sándor dr. előadása és térképvázlata, végül pedig Rozlozsnik-nak egy innen közölt szelvénye⁵ alapján a kérdéses terraszmaradványok geológiai viszonyait a következőkben foglalhatjuk össze.

Az erősen töredezett mezozoos-eocén hegység Duna felé néző északi peremén, a Lábatlantól DK-re 2 km-re emelkedő Berzsek-hegy (399,9 m) keleti lábánál egymás alatt két magas kaviesterrasz maradványa található. A felső kb. 280 m t. sz. f. magasságban kulinál, az alsó 240—250 m magasságban fekszik. (Az alsóra esik a ϕ 243.7 is.)

Mindkét terrasz kaviesát a terraszlépesőkön lösz borítja. Figyelemreméltó, hogy a lösz a Berzsek-hegy oldalában, (pl. a Martonos forráshoz vezető úton) egészen kb. 320 m t. sz. f. magasságig emelkedik. Ez a magas helyzetű lösz kőzettanilag és kőületei alapján nem különbözik a tovább északra sokkal mélyebben, 170—230 m magasságban feltárt lösztől. Mindkettőben főleg *Fructicicola hispida* található tömegesen. Viszont a két magas terrasz közti terraszlépesőt borító lösz, a ϕ 254 felett DK-re levő útbevágásban, mállott és kőületmentes, agyagos.

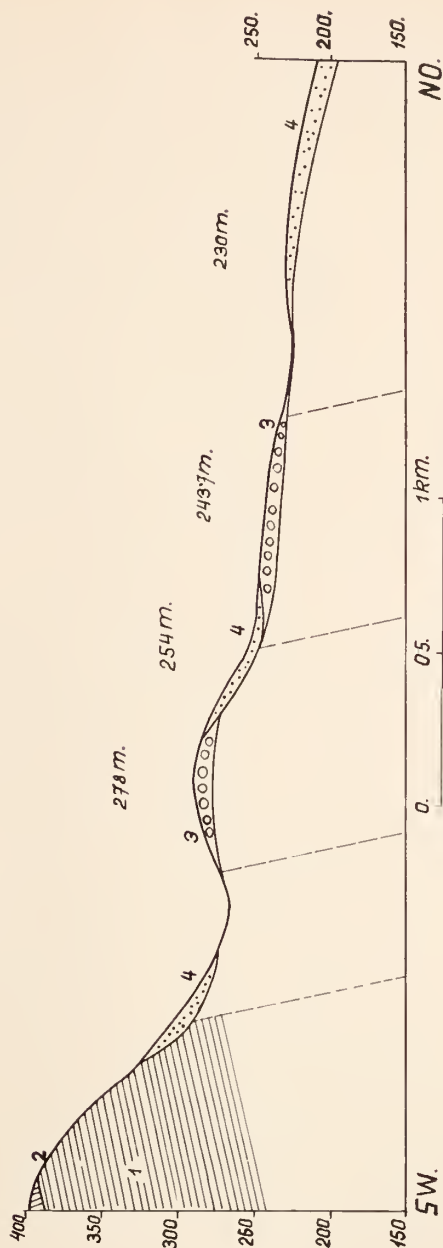
A geológiai viszonyokat a mellékelt szelvény ábrázolja. Ez a szelvény a Rozlozsnik-étől délebbre húzódik s így a fekére nézve kevesebb részletet mutat. Szelvényemen feltüntettem azonban azokat a vetővonalakat is, amelyeket Rozlozsnik részletesebb vizsgálatai alapján feltételeztem. Látható, hogy a két magas terrasz közt is halad át egy ilyen feltételezett vető. Nem valószínű azonban, hogy a jelenlegi két terraszrónes egy eredetileg egységes terrasznak a vetődés által elkülönült két része lenne, mert az alábbi kőzettani vizsgálat kaviesanyaguk közt határozott különbséget mutat. A vetődéseket tehát lényegileg a kaviesterraszoknál idősebbeknek tekinthetjük.

Kavicslemlzés. A terraszkavies vastagságát nem ismerem. Az alábbi kőzettani vizsgálatokat feltárás hiányában a felszín alatt kis mélységben található anyag átlagpróbáin végeztem.

⁵ Földt. Int. Évi Jel. 1920—23-ról, p. 57.

Berzsek hegy

399 m.



Jelmagyarázat — Zeichenerklärung

- 1: Alsókréta — Unterkreide,
- 2: Paleocén édesvízi mészkő — Paleozäner Süßwasserkalkstein,
- 3: Fialatalabb középpliocén folyókavics — Jungmittelpliozäner
Flusshotter,
- 4: Löss — Löss.

A mélyebb terrasz kavicsát ököl-fejnyi (és kisebb), 3—5 fok görgetettségű, Gereese-hegységi típusú mészkövek; továbbá maximálisan tojásnyi, uralkodóan mogyoró-diónyi világos, közönséges és kevesebb (kíssé) szemeléses kvareit; sötétszürke foltos kvareit; fekete kovapala részben fehér kvareerekkel, (valószínűleg ezzel azonos eredetű legalább is részben a sötétszürke foltos kvareit is); barna-, vörös- és sárga-szarukő és ebből keletkezett rózsaszínes kvareit; világos zöldes „mikrogneisz”, pontosabban szerieites-kloritos igen apró szemeléses kvare-homokkő; kevés csillámos kvareitpala; végül kevés rózsaszínes (a grödeni típushoz közelálló) homokkő-kvareit képezi. A kvareitoknak kb. a fele likaesos, kimart felületű. A mogyoró-diónyi kemény kőzetek nagyrésze szintén (miként a mészkő) erősen görgetett. A borsó-diónyi világos kvareitok görgetettségi középértéke 15 mérésből számítva kb.: $cpr = 3.4, 0.5, 6.1$.

A magasabb terraszröns kavicsanyagában — az erdőtalajban elszegényedett anyag alapján — túlnyomóan hiányzik a helyi eredetű mészkő. Itt az alacsonyabb terrasz kavicsánál egyébként is finomabb szemű, nevezetesen borsó-diónyi kavicsanyagot találtam. A kőzettani összetétel viszont egyébként nagymértékben hasonló, amint azt egy borsó-diónyi százszáz átlagpróba összetétele mutatja:

Világos kvareitok síma felülettel	9%
Világos kvareitok likaesos felülettel	29%
Rózsaszínű kvareit (részben szaruköves)	6%
Sötétszürke foltos kvareit	4%
Fekete kovapala, részben fehér kvareerekkel	12%
Világoszöld és piszkos-szürke „mikrogneisz”-es homokkő	31%
Rózsaszínű, finomszemű, ill. csillámos mállott-barna (részben a grödeni típushoz közelálló) homokkő (kvareit)	4%
Barna, rózsaszínű és sárga szarukő	5%

A magasabb terrasz mogyoró-diónyi világos kvareitjainak görgetettségi középértéke 15 mérésből számítva $cpr = 4.1, 0.5, 5.4$. A különböző görgetettségi kategóriák a két terrasz vizsgált kvareitjainál hozzávetőleges középértékekben a következőleg oszlanak meg:

$$1b^0 = 22\%, 2a^0 = 7\%, 3b^0 = 11\%, 4a^0 = 60\%.$$

A magasabb terrasz világos színű kvareitjainak kb. $\frac{3}{4}$ része likaesos, kimart felületű. A kimart felület nagyobb gyakoriságára vezethető vissza az, hogy az itteni kvareit-görgetettség valamivel kisebb az alacsonyabb terraszénál.

A két terraszkvics tehát kőzettanilag annyira megegyezik, hogy képződésüknél nagymértékben hasonló viszonyokat kell feltételeznünk. Azonban a magasabb terrasz anyagában a közeli eredetű karbonátos kőzetek hiánya és különösen a csekélyebb szemmagyság határozott különbségeket képvisel az alacsonyabb terrasz kavicsával szemben. Feltételezhetjük tehát, hogy valóban két külön terraszról és nem ugyanazon terrasz elvetett részeiről van szó.

Itt jellemezzük végül terraszaink kavicsainak jellegzetesebb kőzethezéségeit. Legsajátságosabb köztük a „mikrogneisz”-szerű **ap-rószemcsés szerieites homokkő**. Ez makroszkopikusan világos zöl-

des, vagy sárgás, igen apró szemeséjű, többnyire iránytalan texturájú, finom kvareerekkel átjárt kőzetnek mutatkozik. Mikroszkoppal felismerhető, hogy uralkodóan 40—90 μ , maximumisan 400 μ átmérőjű, tehát kevésbé egyenletes szemmagyságú *kvare*-szemekből áll. A kvarcok egyrészen, különösen a nagyobb szemeken kismértékű, túlnyomóan 1b^o-os görgetettség ismerhető fel. A kvareszemeket vékonyan *szericites muszkovitos-kötőanyag* veszi körül. A kötőanyagot kevés limonitos anyag sárgásra színezi. A szericit- és muszkovit-pikkelykék közt kevesebb *biotitos* és *kloritos* pikkely is felismerhető. A nagyobb pikkelykék 20x80 μ átmérőt érnek el. Főleg ugyanesak a kötőanyag elegyrészeiként *titanit*-szemek is megjelennek, amelyek közül a nagyobbak 50 μ átmérőjűnek is lehetnek. Ez a kötőanyag a kőzetnek mintegy 10 térfogat-százalékát teszi ki, míg a kvareszemekre kb. 85%, az egyéb ásványszemekre pedig 5% esik. Ezen utóbbi 5%-ból legalább is négyötöd rész jut a földpátokra. A földpátok csaknem mindig mállottak. Nagyobb részük az albit-törvény szerint poliszintetikus *savanyú plagioklász* kb. An₈ Ab₉₂ összetétellel: γ kb. egyenlő a kanadabalsam törésmutatójával, az α' mindig kisebb annál, a kioltás az α -ra kb. merőleges metszetben 15 fok körül van. Alárendeltebben nem ikresedett *ortoklász*-töredékek is találhatóak. A földpátokon többnyire szintén felismerhető enyhe görgetettség, noha átmérőjük túlnyomóan 150, sőt rendszerint 90 μ alatt marad. Előfordul néhány szem *turmalin*, *O* sötét zöldesszürke, *E* világos sárga pleokroizmussal, továbbá igen kevés oszlopos *zirkon*-kristályka is, egészen 50x110 μ -os nagyságig. A kőzetet kevés és az átlagos szemmagysággal egyenlő vastag fiatalabb kvareér járja át. Kőzetünket tehát, bárha kétségtelenül szedimentogén eredetű, némi enyhe utólagos metamorfizáló hatás érte. Minthogy a para-eredetű kvareszemek egymás alakját legfeljebb csak az utólagos kvareerek közvetlen közelében befolyásolják, a kérdéses enyhe átalakító hatást nem tekinthetjük erősebbnek, mint amilyen pl. a Wiener Wald flis-homokköveit érte. Inkább injekeiós metamorfozisiról, ill. alacsonyabb hőmérsékű kovavasas oldatok hatásáról, mint normális dinamometamorfozisiról lehet szó.

Ez a kőzethezéség a Gereese magas-terraszaíró kavicsain kívül különösen a Kisalföld DK-i peremének a Bakony és Vértes vidékéről származó folyói, nevezetesen pl. a Marel, a Bakonyér, a Pándzsa és a Concó által szállított régibb és fiatalabb kavicsokban és e folyók (egykori) torkolatainak vidékén a Duna terraszkokban gyakori. Egészen hasonló kőzeteket találtam azonban kisebb százalékos mennyiségben a Bécsi Medence általam vizsgált keleti felében, valamint a Kisalföld nyugati részein is, a Dunának különösen az idősebb terraszaíróban, pl. Petronell-nél a legfelsőpliocén-legalsópleisztocén kavicsvonulatban. Ez a kőzet határozott kőzettani rokonságban áll a Bécsi Medence flis-homokköveivel is. Ha nem fordulna elő a Bakony és Vértesből származó említett kisebb folyók hordalékában, nem haboznék e kőzetet jelentékeny részben a Keleti Alpoknak, különösen a Wiener Waldnak egyes ellenállóbb mész-szegény flis-homokköveivel kapcsolatba hozni. Így azonban arra lehet gondolni, vajjon nem

fordul elő ez a kőzetféleség pl. a bakonyi mediterrán konglomerátokban is. (Tudomásom szerint eddig nem írták le e konglomerátokból.) Az idősebb terraszokban, valamint a tudvalevően nagyrészt többszörös kavicsátrakásból származott bakonyi és vértesi fiatal folyóhordalékokban észlelhető viszonylag nagy gyakoriságát e kőzetféleség jelentékeny fizikai és kémiai ellenállóképességével magyarázhatjuk.

Makro- és mikroszkopikusan élesen különbözik e kőzetféleségtől a **grödeni típusba sorolható rózsaszínű, vagy vöröses homokkőkvareit**. E kőzet homokkő-jellege már makroszkopikusan is csaknem kivétel nélkül kiténik. Mikroszkop alatt először is a kőzetnek rendszerint meglepően finom szemmagysága tűnik fel. (A finomszemés kőzeteket makroszkopikusan általában durvább szeműnek becsüljük, mint amilyenek a mikroszkop, vagy laza kőzeteknél az iszapoló elemzés is mutatja. Makroszkopikusan ugyanis csak a kb. 0.1 mm-nél durvább szemek vesszük észre, míg a mikroszkop vagy az iszapolás az esetleg uralkodó finomabb szeméséket is kimutatja.) Kavicsaink grödeni homokkő-kvareitja, amelyet makroszkopikusan rendszerint 0.1—0.3 mm átlagszemmagyságúnak vagyunk hajlandók tartani, a valóságban uralkodóan 40—100, vagy 70—130 μ átmérőjű kvare-szemekből áll. A szemmagyság jóval egyenletesebb, a szortírozottság tehát nagyobb, mint az előbb leírt szericites homokkőveknél. A szemek egyrészen az uralkodóan 1b⁰, sőt gyakran magasabb görgetettség tisztán kivehető. A szemek nagyrésze azonban már teljesebb térkitöltésre törekedve egymást is befolyásolja, vagyis kezdő átkristályosodást mutat. A metamorfózis tehát, bárha még a normális epimorfózis fokát sem éri el, határozottan erősebb, mint az előbb leírt kőzetféleségnél. Grödeni típusú kvareitjaink esetében inkább enyhe dinamometamorfózisra gondolhatunk, míg a szericites homokkőveknél, mint láttuk, inkább oldatok ill. injekciók hatását kell feltételezni. Alárendelten *muszkovit* és kifakult *biotit* pikkelyek (egészen 40x170 μ nagyságig) és földpát szemek is megjelennek. A földpát nagyrészt erősen mállott, de kisebb részben még felismerhető a poliszintetikus iker-képződés nélküli *ortoklász* (γ' is kisebb a kanadabalsam törés mutatójánál) és másrészt kevés zonás *savanyú plagioklász* (γ -ra mérőleges metszeten kifelé növekvő kb. 11—15 fokos kioltással az α' -hez mérve, tehát valószínűleg kb. An₉₄ Ab₆ összetételű maggal s ez esetben kifelé kissé még savanyúbb övvel). Más grödeni típusú homokkőkvareitokban erősen mállott poliszintetikus ikerlemezes savanyú plagioklász is előfordul. Nehány *turmalin* oszlopocska, egészen 70x120 μ nagyságig, rendszerint O sötét barnászöld vagy zöldesbarna, E világos sárga pleokroizmussal, továbbá *limonitosodott* (érec-) szemek is előfordulnak. Mindezeket az ásvány-szemeket igen vékonyan lilásbarna, 1 μ -nál is kisebb átmérőjű *limonit-cseppesekéből* álló bevonat veszi körül. Minthogy e cseppesekék rendszerint nem állnak össze élesebben körülhatárolt foltokká, mennyiségüket mikroszkopikusan meghatározni nem lehet; hozzávetőleg azonban ez 1/2-1 térfogat-százalékra tehető. A limonitosodott (érec és egyéb) elegyrészek mennyisége viszont kb. 3%.

A grödeni típusba sorolt homokkő kismértékű metamorfoziséval már a kvarcitok felé képez átmenetet; ezért nevezzük homokkő-kvarcitnak. A grödeni típushoz csak kőzettani értelemben hasonlítom, amivel azonban nem állítom, hogy mindig permkorú is lenne. Sőt feltételezem, hogy a kőzettanilag ilyen típusú kőzetek pl. az alsó-triász, werfeni csoportból is származhatnak. Ezek a kőzetek származhatnak úgy nyugatról az Alpokból, mint keletről, a Magyar Közép-hegységből. Figyelemreméltó e kőzeteknél az egyenletes szemmagyság és a szemek kiesiségéhez képest magas görgetettség, aminek alapján a grödeni típus keletkezésénél eolikus hatás tételezhető fel.

A **vöröses limonitos homokkövek**nek van ezenkívül egy másik, rendszerint durvább szemű, ezért többnyire mállottabb, de egyáltalán nem metamorfizált változata is. Ez annyira mállott, hogy makroszkoposan akár mállott esillámpalának is nézhetjük. A szemmagyság itt uralkodóan 0.1—0.5 mm körül van. Az uralkodó *kvareszemek* görgetettsége túlnyomóan 1b—4a fok, nevezetesen 0.4 mm átmérőnél középértékben a *cpr* érték 4, 1, 5 körül, 0.2 mm átmérőnél 7, 1, 2 körül fekszik. A kvareszemek egymás alakját, eltérően az előbbi változattól, nem befolyásolják. Minthogy a metamorfozisnak egyéb nyoma nincs, ezért e kőzetet egyszerűen (limonitos) homokkőnek (és nem homokkő-kvarcitnak) nevezhetjük. A kvareszemeken kívül ezekben is találtam alárendeltebben *kristályospala-töredékeket* (kvaremozaikszemeket), erősen mállott *földpátot*, *turmalint*, *apatitot*, *muszkovitot*, *biotitot* és *limonitosodott (ére-)szemeket*. Az egyes szemeket itt valamivel nagyobb mennyiségű és vastagabb burkot képező limonitos kötőanyag veszi körül. A limonitos kötőanyag a vizsgált esetben a kőzetnek kb. 7 térfogatszázalékát teszi ki. A limonit-eseppek itt többnyire élesebben körülhatárolt nagyobb foltokká, sőt pikkelyekké állnak össze. (Ezzel szemben itt a limonitos (ére?) szemek mennyisége jóval kisebb).

Szaruköveink a Kisalföld egyéb kavicsos kőzeteinek megfelelő (barna, vöröses és sárga) szaruköveitől nem különböznek. Főleg az a típus gyakori, amelyet uralkodóan az igen finom (kb. 2—15 μ -os), karéjosan, sőt ujjasan egymásbaágazó, és a hullámos kioltás által gyakran fokozatosan egymásba átmenő „szemeses kalcidon” épít fel. Minthogy ennek fénytörése jóval magasabb a kanadabalzsaménál, és uralkodóan a kvare ω -ja és ε -ja közé esik, ezt az anyagot is túlnyomóan már *kvarenak* kell tekintenünk. A kis karéjos elemek gyakran egy-egy elmosódó 10—20 μ -os gömbded, a peremeken szabályosan ujjazott szerkezetnek, nyilván eredetileg *radioláriának* részeként jelennek meg. Az uralkodó „kalcidonos” (kvarcos) alapanyagot meglehetősen sűrűn, erősen változó (0.01—1.0 mm-es) vastagságú *kvarecek* járják át. Az erek vastagságával nő az eret felépítő kvareszemek nagysága is, de az erek szélein rendszerint apróbb szemű kvareszemekből álló sáv vonul végig, mintegy fokozatos átmenetet létesítve az ér és a „kalcidonos alapanyag” közt. Az erek durvább kvare-szelei is többnyire hullámosan sötétednek és karéjosan egymásbaágaznak, de elhatárolásuk határozottabb a sűrű „alapanyagénál”. Az alap-

anyagban kis mennyiségben elszolva magános *sericit*-pikkelyek (a nagyobbak $2 \times 15 \mu$ -osak), *titanit*-szemek, szabálytalan *limonitos* foltok és főleg $5-15 \mu$ -os ellimonitosodott, sőt hematitosodó *pirit*-kockák és szemesék is találhatók.

Genezis. Terraszaink korát illetően helyzetük alig hagyhat kétséget. Azt ugyanis, hogy terraszaink mélyebb (Duna-)terraszoknak vetődések alkalmával fennakadt részei lennének, kizárja kavicsainak a normális Duna-üledékektől eltérő kőzettani jellege. Terraszaink tehát, morfológiai helyzetüknek megfelelően, az ismert legidősebb Duna-terraszoknál is idősebbek. Másrészt nyilván az (idézett monografiámban területünkre nézve már jellemzett) rhodani orogenezis utáni legelső megmaradt képződmények közé tartoznak. Tehát kb. fiatalabb középpliocén-, esetleg legidősebb felsőpliocén korúaknak tekinthetők.

A második genetikai kérdés, hogy vajjon terraszaink illetőleg kavicsaink fluviálisak, vagy (állóvízi) parti eredetűek-e. A közelből nem ismert, nyilván távoli eredetű kőztféleségek keveredése biztosan közeli eredetűekkel a fluviális származás mellett szól, bárha a parti eredetet sem zárja ki teljesen. Ugyanis ilyen összetételű parti kavics keletkezhetett volna pl. akkor is, ha ez üledék egy ma már teljesen erodált, egykor azonban a Gerecse e részét is borító idősebb (pl. mediterránkorú) kavics, vagy konglomerát származéka lenne. Az a körülmény azonban, hogy aránylag sok alacsonyabb görgetettséggű kavics is van az üledékekben (lásd a görög-kategoriák szerinti megoszlás fenti adatait), a parti eredet valószínűségét egészen lecsökkenti. Ha ugyanis a parti erozió az ilyen szélesebb terraszok kialakítására elegendő erős, úgy az együtt-képződő kavicsok uralkodóan igen magas görgetettséggűek lennének. Terraszunkat tehát fluviálisnak kell tekintenünk.

Kavicsaink kőzettani összetétele és kvareitjainak a Duna-üledékeknél alacsonyabb görgetettsége azt mutatja, hogy a terraszok anyaga uralkodóan nem „tipikus” dunai eredetű.

Kavicsunk összetétele viszont lényeges vonásai tekintetében megegyezik a Gerecse-hegység peremétől nyugatra mintegy 20 km-re telepített kisesém-pusztai furásainkban elkülönített mélyebb kavicsokéval,⁶ amelyek közvetlenül a felsőpliocén-korú, már normális dunai eredetű kavicsszintek alatt sztratigrafiai sorrendben következnek. Eme kavicsoknak is a legfontosabb elegrészei a világos színű különféle kvareitokon kívül a sötétszürke foltos és a rózsaszínű kvareit, a fekete kovapala, a grödeni típushoz kőzetanilag közelálló rózsaszínű homokkő-kvareit, a barna stb. szarukő és főleg a már jellemzett „mikrognéis”-szerű homokkő. Különböznek viszont e kavicsok a tárgyunkat képező Gerecse-hegységi magas terraszok kavicsától abban, hogy a világos, a különféle közönséges és a szemesés kvareitok

⁶ Geologie der rumpfungarländischen Kleinen Tiefebene, pp. 340—343.

százalékos mennyisége Kisesémnél nagyobb (73—78%) és ezeknek görgetettségi középértéke is magasabb. Összehasonlítás céljából a kisesémi furás 8.2 m-éből származó kavics borsó-diónyi világos (közönséges és szemeses) kvareitjainak görg. középértékét 15 mérés alapján meghatároztam és azt $cpv=2.7, 1.0, 6.3$ -nak találtam. Ez az érték gyakorlatilag teljesen egyezik a normális kisalföldi Duna-üledékével. — Ez adatok alapján a kisesémi mélyebb kavicsokat egy, a Bakony-Vértes csoport felől eredő mellékfolyónak a Duna-üledékével keveredő lerakodásaként foghatjuk fel.

A Gerecse-hegységi magas terraszok a sztratigrafiai helyzet alapján is megfelelnek a kisesémi mélyebb kaviesszintnek. A Duna felsőpliocén terraszra ugyanis a hainburgi áttörés vidékén már rohamosan lejt, a Kisalföldön pedig a fiatalabb Duna-szintek alá süllyed, de a keleti peremen, Győr után maga is újból a felszínre kerül és fokozatosan emelkedő terraszként a Gerecse-hegység szélénél 80 m relatív magasságot ér el. Innen kezdve Kéz vizsgálatai szerint az egész tágabb értelemben vett visegrádi áttörés területén kb. ebben a rel. magasságban marad. (Budapestnél azonban újból rohamosan süllyedni kezd és a Nagyalföldön, mint arra már monografiámban is utaltam, ismét a fiatalabb szintek alá kerül normális sztratigrafiai sorrendben. A Nagyalföldön még a *Viviparus böckhi* rétegeket is uralkodóan Duna-üledékeknek gondolom a monografiámban már részletesen felsorolt indokok alapján.) Másrészt ugyanebben a munkámban utaltam arra is, hogy a Kisalföld uralkodóan süllyedő medencéje a középpliocén óta fokozatosan mindinkább kisebb területre szorul. Mi következik mármost ebből a legrégebb, a felsőpliocénnél is idősebb kaviesszintre nézve? Az, hogy ez a kaviesszint még a Győr és a Gerecse közti peremi részen is sztratigrafiailag a felsőpliocén kaviesszint alatt fekszik és csak magán a Gerecse-hegységen kerül a felszínre, de itt természetesen már a legmagasabb terrasz gyanánt,⁷ úgy, mint azt jelen vizsgálataink igazolják.

A gerecsei magas terrasz (valamint a kisesémi mélyebb kaviesszint) anyagához meglehetősen hasonló hordalékot szállítottak a Kisalföld délkeleti peremének kisebb folyói, nevezetesen a dél felől, a Magyar Közép-hegységből eredő Marcal, a Pándzsa, a Bakonyér, és a Concó. A jellemző „mikrognéis”-es homokkő, a sötétszürke foltos kvareit, a fekete kovapala, a barna szarukő és a (grödeni-re emlékeztető) rózsaszínű homokkő-kvareit e folyók pleisztocén üledékeinek is fontos elegyrészei.⁸ Sőt némileg hasonló ezekhez a rábaközi Répec-Rába-Marcal-törmelékkúpnak az ártézi furások által meglehetősen feltárt nagyobb mélységbeli kavicsa is: a szárföldi fúrásnak kb. 100 és 190 m mélységéből származó próbáiban a „mikrognéis,” a sötétszürke foltos kvareit és a fekete kovapala szintén lényeges elegy-

⁷ Lásd idézett monografiám összefoglaló szelvényét (Abb. 29.), p. 387.

⁸ l. c. pp. 221—227.

rész.⁹ Mindezeket a kőzeteket tehát úgy látszik túlnyomóan a Magyar Középhegység mediterrán konglomerátjaiból származtathatjuk.

Végül távolabbi sztratigrafiai, de már nem kőzettani analogia gyanánt megemlíthetjük, hogy a Hnndsheimi-hegységen is a legmagasabb dunai eredetű kaviesszint felett egy, az ottani közeli déli peremi hegységekből származó kaviesszint következik,¹⁰ amelyet pl. a hainburgi főtemplomtól DK-re 2 km-re figyelhetünk meg.

A Gerecse-hegység magas terraszainak kavicsanyaga tehát nagyrészen szintén dél felől, éspedig pl. a Magyar Középhegység mediterrán konglomerátjaiból származhatik. E terraszok a kiscsémi mélyebb kaviesszintek körülbelüli sztratigrafiai és genetikai folytatását képviselik. Éppen ezért a Gerecse magas terraszait magának az ősi Dunának és nem egy régi mellékfolyójának képződményeként lehet értelmezni. Az akkori fiatal főfolyó hordalékában még a közeli peremi területek anyaga uralkodik, úgy, hogy kelet felé előrehaladva a távol nyugatról érkező elegyrészek rohamosan háttérbe szorúlnak. Ezért a gerecsei magas terraszok kavicsában a Duna-jellegek már alig ismerhetők fel.

Ilymódon mindinkább kibontakoznak a normális Duna-időszakot közvetlenül megelőző, kb. fiatalabb középpliocén-korú fluvialis idő körvonalai is. Ennek az időszaknak a maradványai a rhodani orogenezissel kialakult, azóta máig is megszakítás nélkül tartó szárazföldi korszak legelső képződményei közé tartoznak. Nyilván már ebben az időben kezdett a mai értelemben vett Duna működni. De az orogenezis utáni kezdeti heves erozió még uralkodóan a medence peremeiről származó anyagokat szolgáltatott. Csak később válnak túlnyomóvá a távolabbi nyugati területekről, az Alpokból és a Cseh Masszívumból származó kavicsok a Duna hordalékában.

A gerecsei magas terraszokat így már a Duna-rendszer legősibb képződményei közé sorolhatjuk.

*

* * *

Am Ostrande des Berzsek-Berges, 2 km südöstlich von der Gemeinde Lábatlan (nördliches Gerecsebirge, Ungarn) hatte Herr Dr. Sándor Vitális zwei hochgelegene Schotterterrassen entdeckt. Aus Gefälligkeit des Entdeckers konnte Verfasser dieselben näher untersuchen.

Ihre geologische und morphologische Lage ist teils aus beiliegendem Profil (siehe den ungarischen Text) zu entnehmen. (Die Verwerfungslinien wurden nach einem Profil von P. Rozlozsnik — Földt. Int. Évi Jel. 1920—1923-ról, p. 57. — eingetragen. Sie sind älter

⁹ l. c. p. 211.

¹⁰ l. c. p. 266.

als die fraglichen Terrassen). Die Terrassen liegen in einer relativen Höhe von etwa 170 m, bzw. 130—140 m über der Donau, d. h. 100 bzw. 60—70 m über dem annehmbaren hiesigen Niveau der oberpliozänen Donauterrasse. Diese letztere, oberpliozäne entspricht etwa der Laaerberger Terrasse von Wien, welche nach neueren Untersuchungen des Verfassers ebenfalls oberpliozänen Alters ist (siehe die Monographie des Verf.-s: Geologie der rumänngarländischen Kleinen Tiefebene, Sopron, 1938, pp. 149. 262.) Da die Terrassen über dem Laaerberger Niveau im Kisalföld noch ziemlich unbekannt, im Wiener Becken aber problematischen Ursprungs sind, sind die hochgelegenen Terrassen des Gerecse-Gebirges von grossem Interesse auch bezüglich der Entwicklungsfrage unseres heutigen Fluss-Systems.

Der hauptsächlich erbsen-nussgrosse Schotter der höheren Terrasse des Gerecsegebirges besteht aus etwa 38% hellen (meist gemeinen und schwach-körnigen) Quarziten, 4% dunkelgran-fleckigen Quarziten, 12% schwarzen Kieselschiefer mit weissen Quarzadern, 31% hellgrünlichen oder gelblichen feinkörnigen „Mikrogneiss“ artigen serizitischen Sandsteinen, 11% rötlichen-, brannen- und gelben Hornstein und daraus entstandenen rosafarbigem Quarziten und aus 4% meist rosafarbigem, teils dem Grödener Typus ähnlichen limonitischen Sandsteinen und Sandsteinquarziten. Besonders beachtenswert ist der erwähnte „Mikrogneiss“-artiger feinkörniger (durchschnittliche Korngrösse etwa 40—90-, maximale etwa 400 μ) serizitiseher Sandstein, welcher aus etwa 85% Quarz, 4% Feldspat und zwar meist aus sanerem Plagioklas mit Al_2SiO_5 und aus weniger Orthoklas, 1% Turmalin und Zirkon und aus ca. 10% serizitisch-muskovitischem Bindemittel mit Sphen-körnern und Biotit-Chlorit-Schüppchen, besteht.

Ähnlich ist die Zusammensetzung des Schotters der niedrigeren Hohterrasse, welcher aber grobkörniger und besonders in den grössten Fraktionen (etwa bis Kopfgrösse) auch mesozoische Karbonatgesteine örtlichen Ursprungs reichlich enthält. Abrollungsmittelwert der erbsen-nussgrossen hellen Quarzite: $cpr = 3.4, 0.5, 6.1$, bzw. in der höheren Hohterrasse $4.1, 0.5, 5.4$, wobei sich die einzelnen Abrollungen etwa wie folgt verteilen: $1b^0 = 22\%$, $2a^0 = 7\%$, $3b^0 = 11\%$, $4a^0 = 60\%$. Cca. 75%, bzw. bei der tieferen Terrasse 50% der hellen Quarzite sind stark löcherig ausgelaugt.

Die beschriebenen petrographischen Eigenschaften weisen auf eine fluviatile Entstehung des Schotters hin. Das Schottermaterial — ohne den Karbonatgeröllen — entspricht fast vollständig dem des Schotterhorizontes unmittelbar unter der oberpliozänen Donauterrasse in der Bohrung von Kisesémpuszta am Ostrande des Kisalföld, 20 km weit vom Gerecsegebirge. Da die Horizonten der Randgebirgsterrassen im Beckengebiet schon in einer normalen stratigraphischen Lage untereinander liegen, sind die hochgelegenen Terrassen des Gerecsegebirges dem tiefen Schotterhorizonte von Kisesémpuszta stratigraphisch gleichwertig. Das Material aller dieser Schottervorkommnisse entstammt möglicherweise hauptsächlich vom Süden, meist

etwa den mediterranen Konglomeraten des ungarischen Mittelgebirges. Im erwähnten Schottermaterial der Bohrung von Kisesépuszta ist aber ansserdem noch eine grössere Menge von normalen Donaumaterial vorhanden. Es enthält nämlich einen viel grösseren Prozentsatz von hellen Quarziten mit der, dem normalen Donauquarzit-Abrollungs-mittelwert ziemlich entsprechende mittlere Abrollung von $cpv = 2.7, 1.0, 6.3$ bei Erbsen-Nussgrösse.

Die hochgelegenen Terrassen des Gereesegebirges gehören also offenbar zu den ersten, etwa jünger-mittelplozänen Ablagerungen des Urdonausystems. Sie sind unmittelbar nach der rhodanischen Orogenese entstanden und enthalten infolge der anfänglich heftigen Erosion eine besonders hohe, und nach Osten vorwärtsschreitend rasch zunehmende Schuttmenge aus den hiesigen Randgebirgen. Die hochgelegenen Terrassen des Gereesegebirges sind somit cca. altersgleich oder etwas noch älter, als die „prälaaerberger“ Donauterrasse am Hundsheimer Gebirge, beschrieben an der Seite 265. u. ff. der zitierten Monographie des Verf.s.

A NADAPI BARIT ÉS HEMATIT.

Irta: dr. Erdélyi János.

DER BARYT UND HÄMATIT VON NADAP.

Von dr. J. Erdélyi.

In dem Kontakt des Granits und Andesits, der im Gemeindesteinbrüche von Nadap (Komitat Fejér) angeschlossen ist, kommen mehrere Mineralien vor, die zum Teil schon seit ungefähr 30 Jahren bekannt sind. Diese Mineralien kommen am meisten in den Spalten und Hohlräumen des Andesits vor. So hat F. Schafarik Molybdänit und Fluorit¹ und B. Mauritz in zwei Abhandlungen Chabasit, Desmin, Heulandit und Epistilbit neben Calcit, Pyrit und Amethyst beschrieben.² Endlich hat E. Hunek Hämatit und Epidot gefunden.³ Diese interessanten Mineralien waren seit langem nur mehr als Seltenheiten zu finden, da der Betrieb des Steinbruches seit mehreren Jahre eingestellt war. Vor zwei Jahre wurde aber der Betrieb wieder aufgenommen und ausser den schon bekannten Mineralien fanden sich noch einige andere, hier bisher unbekannte.

Die formenreichen Kristallfragmente des *Baryts* wurden von Herrn Studienrat Dr. R. Streda aufgefunden und in dankenswerter Weise dem mineralogisch-petrographischen Institute der kgl. ung. Péter Pázmány Universität von Budapest zur Verfügung gestellt.

Die 2.5—5 mm dicken Kristalle des Baryts haben sich tafelförmig nach der Basis ausgebildet. Die zur Messung gelangten Kri-