

TAVI—MOCSÁRI ÉS TETARÁTÁS TÍPUSÚ ÉDESVÍZI MÉSZKŐÖSSZLETEK A KELETI-GERECSÉBEN

SCHEUER GYULA—SCHWEITZER FERENC

Bevezetés

A Gerecse-hegységben és a hegység peremterületein, valamint a nagyobb eróziós völgyekben igen gazdag karszt- és karsztos hévíz eredetű édesvízi mészkő-előfordulások találhatók. Az elmúlt évtizedekben SCHRÉTER Z. (1951) feldolgozásán kívül a más jellegű ismertetésekben csak általánosságban, csupán megemlítve foglalkoznak ezekkel a képződményekkel. SCHRÉTER Z.-on (1951) kívül LIFFA A. (1903, 1906) ROZLOZSNIK P.—SCHRÉTER Z.—TELEGDI ROTH K. (1922), TELEGDI ROTH K. (1922—23), VÍGH G. (1953, 1975) és VÍGH Gy. (1923, 1927) foglalkozott behatóbban — a terület általános földtani felépítését tárgyalva — az édesvízi mészkövekkel és képződésük körülményeivel.

A vízföldtani viszonyokkal foglalkozó szakirodalom gazdagabb. A dorogi—tokodi kőszénbányák karsztvízveszélyessége miatt gazdasági érdekek tették indokolttá a karsztvízzel kapcsolatos problémák tisztázását. (SCHRÉTER Z. 1921, SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1939).

A geomorfológiai irodalomban a Gerecsének általános geomorfológiai viszonyait BULLA B. (1947), CHOLNOKY J. (1937), KÖRÖSI E. (1933), LÁNG S. (1955) írta le. A Duna-völgyi teraszokkal KÉZ A. (1934) és PÉCSI M. (1955, 1959a, b, 1973) foglalkozott. Ezek a dolgozatok alapvető adatokat nyújtottak az általunk vizsgált témakörhöz. Munkánk során felhasználtuk és beépítettük azokat az adatokat és eredményeket is, amelyek ugyan csak általánosságban foglalkoznak az édesvízi mészkövekkel és korukkal (KÖRÖSI E.—SCHRÉTER Z. 1926; KRETZOI M. 1969; KRIVÁN P. 1964; KROLOPP E. 1965; PÉCSI M. 1959a, b; SKOFLEK I.—BUDÓ I. 1968; VÉRTES L. 1964), de kutatásainkhoz alapvető információkat tartalmaztak. Figyelembe vettük továbbá azokat az eredményeket és tapasztalatokat is, amelyeket a Budai-hegységben és a Gerecse-hegység Ny-i részén végzett megfigyeléseink során szereztünk (SCHEUER Gy.—SCHWEITZER F. 1970, 1973, 1974).

A Gerecse-hegység karsztvízföldtanilag szervesen kapcsolódik a Dunántúli-középhegységhez. Blokkperemi elhelyezkedése alapján az egyik fő karsztvízkilépési hely abban a hatalmas karsztrendszerben, amely a Keszthelyi-hegységtől a Budai-hegységig terjedően kialakult. Ezért a Gerecse-hegységben és peremén az édesvízi mészköveket lerakó pliocén- és pleisztocén időszerű források is ehhez a karsztrendszerhez tartoztak.

A gerecse-hegységi karsztrendszerből táplálkozó források a hegység ÉNy-i (Tata, Dunaalmás) és ÉK-i (Sárisáp) részén fakadnak, ill. fakadtak.

A karsztforrások kilépési magassága 135—105 m között változik. Legalacsonyabban a dunaalmási Lilla- és Csokonai-forrás fakad; mindkettő a Duna magas ártéri szintjén (tszf. 105 m) lép ki a felszínre. A felszálló források típusába tartoznak. A vizsgált területen ennek mindkét típusa — a felszíni karsztről közvetlenül előtörő, és a lefedett sásbércből a folyóvízi üledéken keresztül kilépő — előfordul.

A források hőmérséklete 17—24 °C között ingadozik, ami azt jelzi, hogy a forrásvíz nagyobb

mélységből származik, és a karsztrendszerbe történő beszivárgástól kezdve hosszú utat tesz meg a kilépési helyig, miközben ásványi sókban feldúsul, hőmérséklete pedig megemelkedik.

A gerecsei karsztrendszer legjelentősebb vízkilépési területe a Nyugati-Gerecse (Tata és közvetlen környéke) volt. A természetes karszthidrodinamikai egyensúlyi állapotban (ezt az egyensúlyi állapotot a kőszénbányák víztelenítése során azonban megváltoztatták) az egész karsztvíz-mennyiségnek mintegy 98%-a ezen a területen lépett ki. A Keleti-Gerecsében fakadó Sárísapí-forrás vízhozama (100—150 l/p) a tatai források vízhozamához viszonyítva igen csekély volt. A hegység K-i részén kibukkanó forrásokat tehát a gerecsei karsztrendszer egyik alárendelt lecsapolójaként értelmezhetjük. A geológiai és geomorfológiai viszonyok alapján feltételezhető, hogy a karsztos tápterületen beszivárgó csapadékvizek legnagyobb része a Nyugati-Gerecse peremén fakadó tatai források felé áramlott. Ma már ezeknek a forrásoknak is a legnagyobb részre elapadt.

A Gerecse-hegység kialakulásában részt vevő endogén és exogén folyamatok a karsztrendszer fejlődésére is kihatottak. Ezt olyan irányban befolyásolták, hogy a forrásfeltörési helyek időszakonként átrendeződtek. A gerecse-hegységi édesvízi mészkövek tszf.-i magassága, az előfordulások geomorfológiai helyzete és elterjedése azt bizonyítja, hogy a felső pliocén és a pleisztocén folyamán a karsztvízföldtani viszonyok a jelenlegi állapottól lényegesen eltérőek voltak. A pleisztocénban egy-két kivételtől eltekintve (pl. Sütő, Muzsla-hegy, Gyűrűspuszt) a forráskilépések nem koncentráálódtak egy-két szűk területre (a mai állapothoz ez jellemző), hanem kiterjedtek a hegység egész ÉNy-i, É-i és ÉK-i előterére.

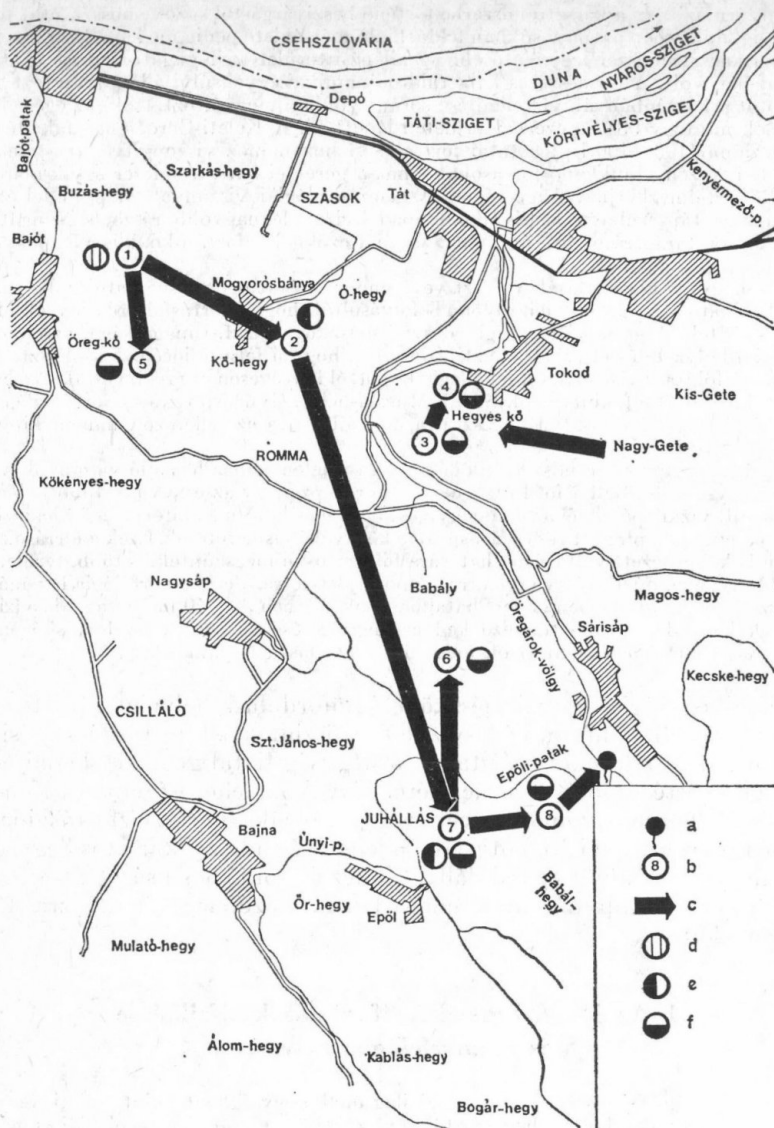
A gerecse-hegységi karsztrendszer fejlődése során a jelenlegihez hasonló viszonyok a pleisztocénban csak egy-egy területen fordultak elő. Ekkor képződtek az egy vagy több helyen előforduló koncentrált vízkilépéseknél azok a nagy vastagságú és hatalmas kiterjedésű édesvízi mészkő-előfordulások, amelyek pl. Sütő és Gyűrűspuszt környékén ismeretesek. Ezek a források a karsztrendszerben bekövetkezett változások hatására fokozatosan megszűntek, és több, területileg szétosztott, kisebb vízhozamú forrás vagy forráscsoport jött létre, de geomorfológiailag már alacsonyabb helyzetben. A Gerecsében ismert hatalmas, sok esetben 30—40 m vastag édesvízi mészkő-előfordulások képződését több tényező kedvező egybeesése okozta: a bő forráshozam, a vízkilépési helyek állandósága, a források megszűnésének lassú folyamata.)

A gerecse-hegységi édesvízi mészkövek előfordulási helyeinek pontos értékelése, az egymás fölött húzódó édesvízi mészkőszintek, ill. forrásképződési fázisok felismerése fontos adatokat nyújtanak a hegység fiatal geomorfológiai és tektonikai fejlődéstörténetének felismerésére. Továbbá lehetőséget nyújtanak arra, hogy lépésről lépésre nyomon követhessük a terület karsztvízforrásainak korai működését egészen a mai állapotig. Ilyen lehetőség a hazai karsztos hegységekben a Budai-hegységen kívül egyedülálló. Ehhez hasonló jelenséget sem a Dunántúli-középhegység többi tagjánál, sem az Északi-középhegység karsztos területén eddig nem találtunk.

I. Az édesvízi mészkőelőfordulások kifejlődése és geomorfológiai helyzete

A Gerecse-hegység K-i részét geomorfológiailag önálló egységként, mint Keleti-Gerecse különböztetjük el. Ennek az az oka, hogy a hegység többi részével összehasonlítva geológiai és geomorfológiai különbségek állnak fenn. A Keleti-Gerecsében — ellentétben a Magas- vagy Központi- és a Nyugati-Gerecsével — a mezozoós kőzetek csak kisebb területi elterjedésben mutatkoznak a felszínen, önálló rögöket vagy rögvonulatokat alkotnak. A felszínen az uralkodó kőzetfélések harmad- és negyedidőszaki üledékek. A Központi-Gerecséhez K-en az Öregárok völgyéig egy ÉÉK—DDNy-i irányú, alacsonyabb, mindössze 300—400 m magas és keskenyebb, az oligocén homokkőves térszínből meredeken kiemelkedő, főképp triász mészkőrögökből álló sorozat húzódik a Nyergesújfalu—Lábatlan vonaltól D-i irányban. ÉÉNy-on a Keleti-Gerecse hegylábfelszínének támaszkodó, egyre alacsonyodó Duna-teraszvidék kapcsolódik, amely főként lepusztult oligocén homokkőre települt.

Az általunk vizsgált területet Ny-on a Bajót-patak völgye, K-en a Dorogi-medence, D-en a Zsámbék—Bajnai-dombság, É-on pedig a Duna teraszos völgye



1. ábra. A Keleti-Gerece karsztforrásainak feltérési központjai és áthelyeződési irányai.
a = Sárissápi karsztforrás; b = előfordulási helyek a kataszteriszámmal; (1 = Muzsla-hegy; 2 = Kőhegy;
3 = Hegyeskő; 4 = Tokod; 5 = Szentkút; 6 = Körtvélyes-hegy; 7 = Epöli; 8 = Babál-hegy) c = e forrás feltérési
helyek áthelyeződésének iránya; d = a felsőpliocén—alsópleisztocénban működő források; e = alsó- és középső ple-
isztocénban működő források; f = középső és felső pleisztocénban működő források

Abb. 1. Aufbruchszentren und Umlagerungsrichtungen der Karstquellen des Ost-Gerece.
a = Karstquelle von Sárissáp; b = Vorkommensstellen mit den Kadasternummern (1 = Muzsla-Berg; 2 = Kőhegy;
3 = Hegyeskő; 4 = Tokod; 5 = Szentkút; 6 = Körtvélyes-Berg; 7 = Epöl; 8 = Babál-Berg); c = Umlagerungs-
richtung der Quellaustrittsstellen; d = die im Oberpliozän—Unterpleistozän tätigen Quellen; e = im Unter- und
Mittelpleistozän tätigen Quellen; f = die im Mittel- und Oberpleistozän tätigen Quellen

határolja. Jelen tanulmányunkban az itt előforduló édesvízi mészköveket vizsgáljuk.

A Keleti-Gerecse édesvízi mészkőösszleteinek előfordulásait és geomorfológiai helyzetét vizsgálva megállapítható, hogy túlnyomó részük a hegységész É-i és K-i peremrészein fordulnak elő. Az előfordulások egyik része a Duna teraszos völgyoldalán, főképpen a hegyláb felszíneken és a magas teraszokon, a másik része az Öreg-árok tól Ny-ra levő területeken, a Bajnai-patak völgyében, Sárísáp, Epöl községek mellett, ill. az Öreg-árok teraszos völgyoldalán, Tokod és Annabánya között találhatók (1. ábra).

A Keleti-Gerecsében az eddig megismert pleisztocén édesvízi mészkőelőfordulások minden egyes esetben az eróziós völgyekhez kapcsolódnak. Ezért a geomorfológiai adottságok alapján a következő előfordulásokat különítettük el:

- a Duna-völgyhöz kapcsolódó előfordulás;
- Az Öreg-árok völgyéhez kapcsolódó előfordulás;
- A Római-völgyhöz kapcsolódó előfordulás;
- A Bajnai-patak völgyéhez kapcsolódó előfordulás.

1. A Duna völgyéhez kapcsolódó édesvízi mészkőösszletek

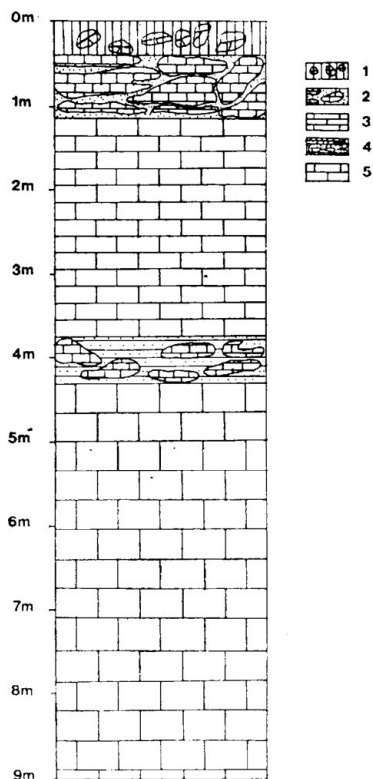
Bajóti Muzsla-hegy

A bajóti Öregkő mezozoós mészkővonulatától ÉK-re kb. 1 km távolságban környezetéből kúpszerűen emelkedik ki a Muzsla-hegy, amelynek felszínét vastag édesvízi mészkőtakaró borítja. Az édesvízi mészkő kifejlődése, szerkezete jól tanulmányozható a hegy K-i oldalán nyitott kőbányában. A bánya kb. 6—9 m vastagságban tárja fel a mészkövet. A feltárás alsó összletében a mészkő egyenmő, tömött cukrosszövetű és rétegzetlen, amelyet három, mintegy 20—25 cm vastag, erősen növénymaradványos, szivacsos szerkezetű réteg tagol. Ennek az összletnek a zárótagja egy 20—30 cm vastag, mészszipos, mészkőtörmelékes szint, amelyet a rákövetkező édesvízi mészkőképződés összeceментált. A feltárás felső összlete az alsótól eltérően vékonyan rétegzett (2. ábra, 1. kép). A vékony rétegzettség kedvezett a fagyaprózódási folyamatoknak, felszínén több helyen, egészen a tömör rétegzetlen édesvízi mészkőig hatoló krioturbáció okozta fagyjelenségek vannak, amelyek löszös homokkal és homokos mészkőtörmelékkel töltődtek ki. Tektonikai mozgások hatására a mészkőben — főképp homokos lösszel kitöltött — tág hasadékok is kialakultak.

A Muzsla-hegy Ny-i és É-i oldalán, a Duna teraszos völgyoldalán kb. 200 m tszf.-i magasságig több édesvízi mészkőszint fordul elő, sok esetben tetarátákkal tagolva.

Bajót községnél a Bajót-patak alluviális síkja felett (165—170 m tszf.-i magasságban) 4—5 m vastag lösz alól több kisebb foltban édesvízi mészkő bukkan a felszínre. Az édesvízi mészkő genetikailag a vegyes típusba sorolható. Részben tavi—mocsári, részben pedig lejtői kifejlődésű; ez utóbbit az egymás alatt levő tetarátá lépcsők egyértelműen bizonyítják. Az édesvízi mészkő litológiai szerkezete három kifejlődési formát mutat:

1. tömött, egyenmő és rétegzetlen; 2. vékonyrétegzett, lemezes; 3. tetarátás. Ez a három fejlődési forma a keletkezési körülményekben és a geomorfológiai viszonyokban bekövetkezett változásokat tükrözi.



2. ábra. A Muzsla-hegyi (330 m tszf.) édesvízi mészkőösszlet szelvénye.

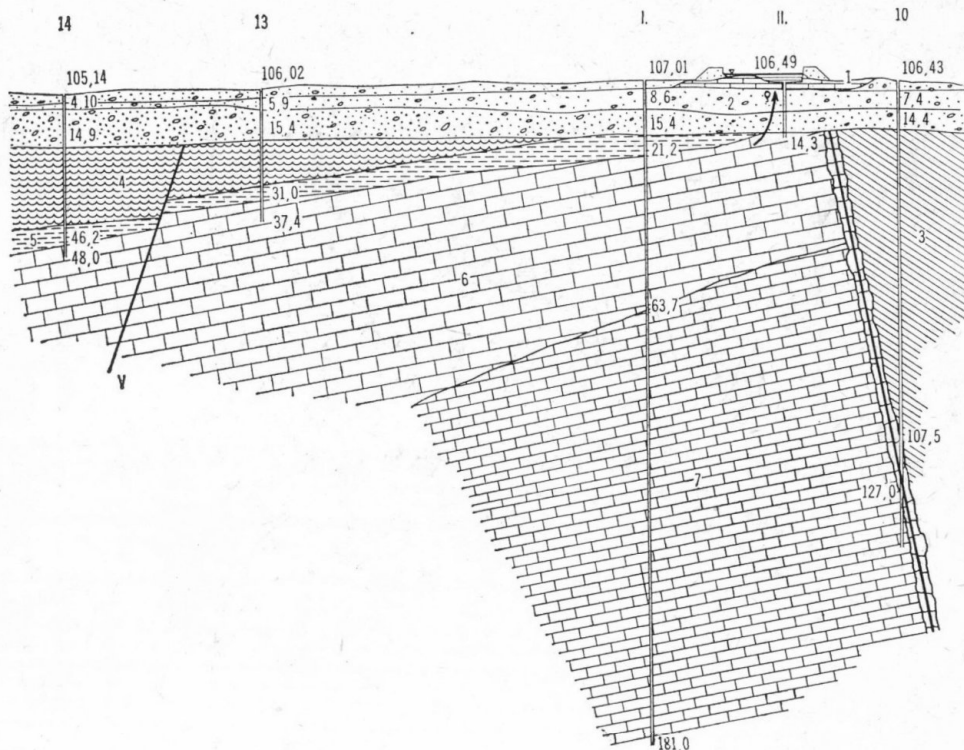
1 = recens rendzina talaj; 2 = fagyaprózódott édesvízi mészkőrétteg, a repedések löszszerű üledékkel kitöltve; 3 = vékonypados 10–15 cm vastag édesvízi mészkő; 4 = fagyaprózta édesvízi mészkő a forrásműködés újraindulását jelző mészsízzal átcementálva; 5 = folyamatos nagy vízhozamra utaló tömör, vastagpados cukros szövetű édesvízi mészkő

Abb. 2. Profil des Travertinkomplexes auf dem Muzslaer-Berg (330 m ü.d.M.).

1 = rezenter Rendzina-Boden; 2 = frostverwitterte Travertinschicht, die Risse sind mit lößartigen Sedimenten erfüllt; 3 = dünnbänkiger, 10–15 cm mächtiger Travertin; 4 = frostverwitterter Travertin mit dem die neulich beginnende Quellentätigkeit angehenden Kalkschluff durchzementiert; 5 = fortlaufend auf eine große Schüttung hinweisender, mächtigbänkiger, zuckergefüggiger Travertin

Az édesvízi mészkőtakaróval borított Muzsla-hegy környezetében több helyen és több szintben fordul elő dunai származású kavics. A legmagasabb helyzetűek 280–290 m tszf.-i magasságban települnek. Az édesvízi mészkő tömege valószínűleg erre a magas teraszszintre települt. Ennek az édesvízi mészkőnek a keletkezését, miután közvetlen környezetében a felszínen nem ismeretesek a karsztvizet vezető karbonátos kőzetek, az Öreg-hegy is kb. 800 m távolságra van, egy eltemetett sasbércből laza terasz üledékeken keresztültörő felszálló forrástípushoz (Rómaifürdő típus) kapcsolhatjuk (SCHEUER Gy.—SCHWEITZER F. 1974; 3. ábra).

Vizsgálataink szerint a forrásvíz kezdetben a sík, elegyengetett felszínen, valószínűleg a Keleti-Gerecse felső pliocén hegyláb felszínén lépett ki, mocsaras térszint kialakítva, amelyben tavi—mocsári típusú édesvízi mészkő képződött. A Duna völgyének mélyülése és az újabb teraszszint kialakulása után pedig az édesvízi mészkőképződés már tetarátás, ún. lejtői típusú kifejlődésbe is átment. Az édesvízi mészkő szerkezetében és kifejlődésében bekövetkezett változások bizonyítják, hogy itt a forrástevékenység a Duna erős eróziós tevékenységének hatására alakult ki. A sasbércet fedő harmadidőszaki vízzáró üledékeket a Duna lepusztította és tulajdonképpen kipreparálta a mészkörög felszínét. A forrástevékenység legalábbis az első szakaszban itt nagy intenzitással működött, és 10–15 m vastagpados édesvízi mészkőösszlet képződött. Később a forrásvízhozam csökkent, majd fokozatosan elhalt. Másutt, pl. az Öregkő D-i részén,



3. ábra. Rómaifürdői típusú karstforrás földtani szelvénye. Rómaifürdő. Budapest.

1 = tavi-mocsári típusú édesvízi mészkő; 2 = kavics, iszapos homok, a Duna II. a sz. terasza; 3 = középső oligocén agyag, agyagmárga (kiscelli agyag); 4 = alsó oligocén agyagmárga (tardi); 5 = felső eocén márga (budai márga); 6 = felső eocén litotamniumos mészkő; 7 = dachsteini mészkő (felső triász) V = vető; Q = karstforrások; → = vízáramlás iránya

Abb. 3. Geologisches Profil einer Karstquelle von Typ Römerbad, Budapest.

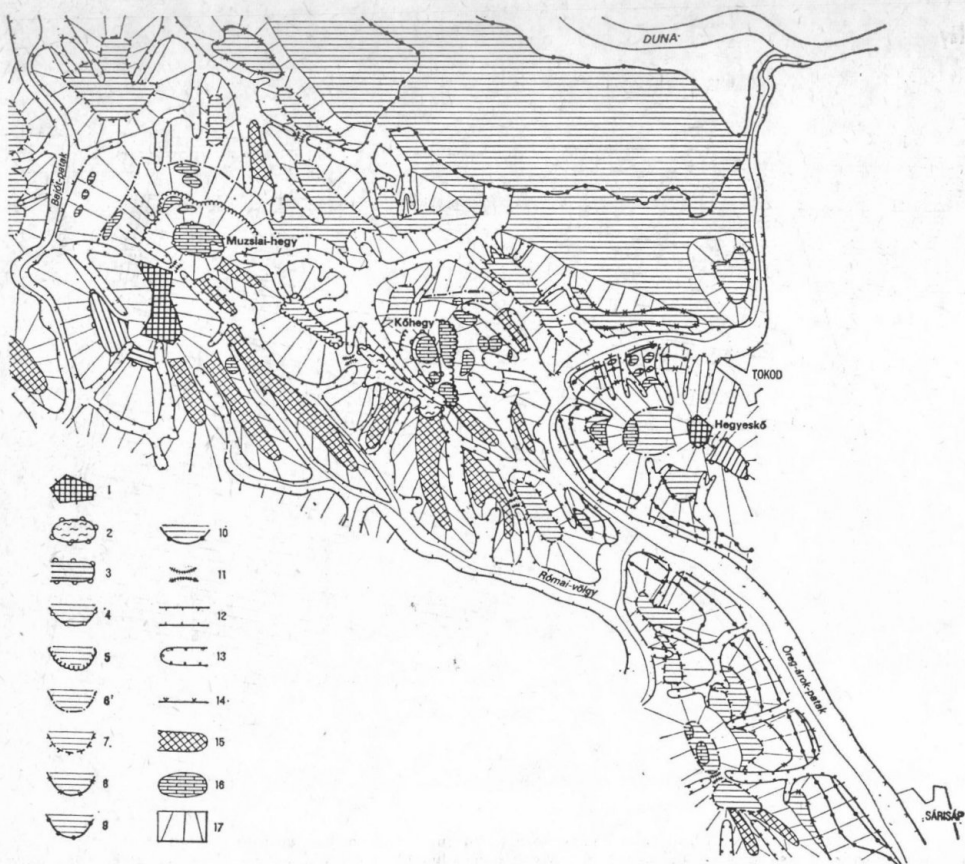
1 = Travertin von lakustrisch-palustrischem Typ; 2 = Schotter, schluffiger Sand, Donauterrasse Nr. II; 3 = mittloligozäner Ton, Tonmergel (kisceller Ton); 4 = unteroligozäner Ton (von Tardi); 5 = obereozäner lithotamniumenthaltender Kalkstein; 7 = Dachsteinkalk (Obertrias); V = Verwerfungsfläche; Q = Karstquellen; → = Richtung der Wasserströmung

Szentkúton, Kőhegyen, valamint Hegyeskőn mélyebb szinteken új források fakadtak (4. ábra).

Mogyorósbányai Kőhegy

A Mogyorósbányától KDK-re emelkedő Kőhegyen és közvetlen környékén nagy vastagságban és nagy felszíni elterjedésben alakult ki az édesvízi mészkő. A kelet-gerecsei édesvízi mészkőelőfordulások közül ez az egyik legnagyobb, nagyszámú természetes és mesterséges feltárással.

Az édesvízi mészkő fekvését itt egyrészt harmadidőszaki agyag-, homokkő-, homokos agyag-, márgarétegek, másrészt felső pliocén, hegylábfelszínhez kapcsolódó kavicsos-homokos összletek alkotják. Utóbbiak az eróziós völgyekben és vízmosásokban kiválóan tanulmányozhatók. Így pl. a Látó-hegyet és a Kőhegyet egymástól elválasztó eróziós-deráziós völgyben eocén nummuliteszes



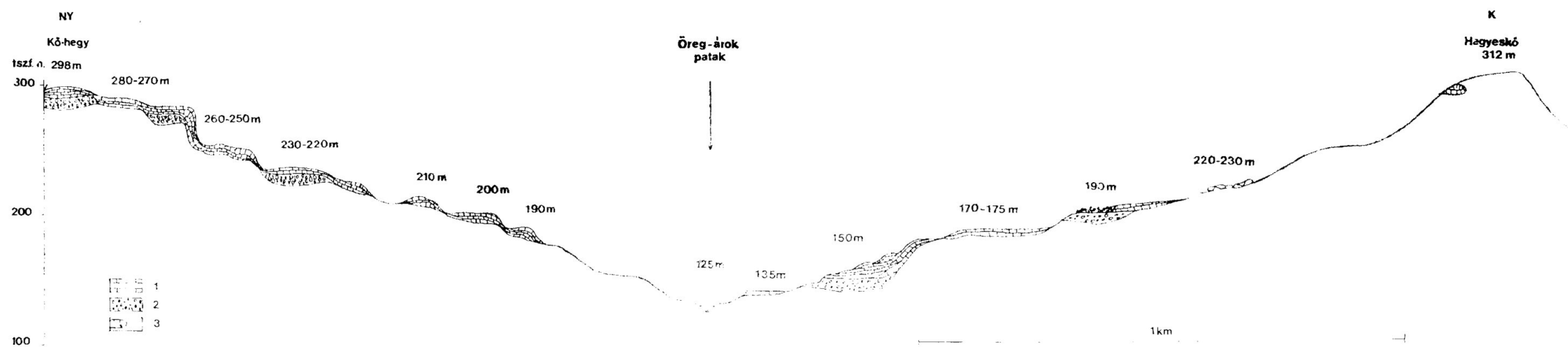
4. ábra. A Duna-völgyhöz kapcsolódó édesvízi mészkövek geomorfológiai helyzete, és kapcsolatuk a teraszokhoz
 1 = sasbérc; 2 = hegyláb felszín; 3 = hegyláb lépcső felszíne és pereme; 4 = VII. sz. terasz; 5 = VI. sz. terasz; 6 = V. sz. terasz; 7 = IV. sz. terasz; 8 = III. sz. terasz; 9 = II. b. sz. terasz; 10 = II. a. sz. terasz; 11 = nyereg; 12 = eróziós völgy alluviummal; 13 = deráziós völgy; 14 = völgytalp határa; 15 = eróziós-deráziós völgyközi hátak; 16 = édesvízi mészkő szintek; 17 = lejtők

Abb. 4. Geomorphologische Lage der an die Donau anknüpfenden Travertine und ihre Verbindung mit den Terrassen

1 = Horst; 2 = Fußfläche; 3 = Oberfläche und Kante der Piedmontterrasse; 4 = Terrasse Nr. VI; 5 = Terrasse Nr. V; 6 = Terrasse Nr. VI; 7 = Terrasse Nr. III; 8 = Terrasse Nr. IIb; 9 = Terrasse Nr. IIa; 10 = Alluvium; 11 = Sattel; 12 = Erosionstal; 13 = Derasionstal; 14 = Grenze der Talsohle; 15 = Erosions-Derasions-Zwischentalrücken; 16 = Travertinniveaus; 17 = Flanken

rétegek bukkannak ki az édesvízi mészkő alól. Máshol, főként az ÉNy-i oldalon a harmadidőszaki fekü és az édesvízi mészkő között a felső pliocén hegyláb felszínre települt homokos-kavicsos rétegek közbetelepülése figyelhető meg.

A felső pliocén hegyláb felszínre települt édesvízi mészkőösszlet — szerkezetét és genetikáját tekintve — rendkívül változatos kifejlődést mutat. Elkülöníthető a cukrosszövetű, rétegzetlen, egynemű, továbbá a vastagpados, tömött, sík térszínen képződött tavi—mocsári és a lazább szerkezetű, növénymaradványokban rendkívül gazdag, szivacsos szerkezetű tatarátás kifejlődés. Az édesvízi mészkő vastagsága sok helyen a 10—15 m-t is eléri (5. ábra). Különösen szép tatarátás szerkezetű kifejlődés figyelhető meg az É-i és ÉK-i oldalon, ahol meredek sziklafalakat alkot (2. kép).

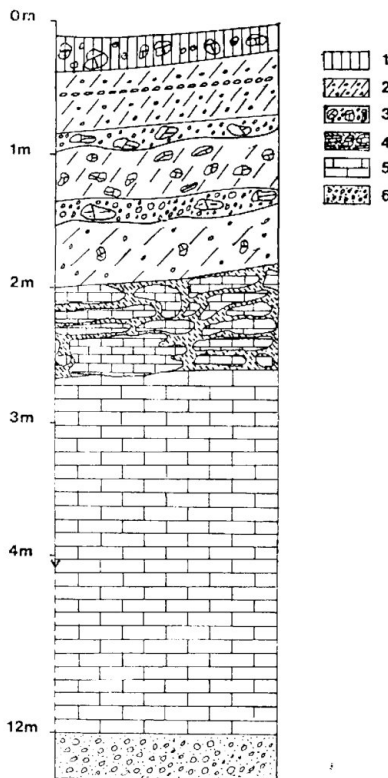


6. ábra. Az édesvízi mészkőösszletek szintjei a mogyorósbányai Kőhegy és a tokodi Hegyeskő között. 1 = édesvízi mészkő; 2 = kavics, kavicsos homok; 3 = forrásbarlang
 Abb. 6. Niveaus der Travertinkomplexe zwischen dem Kőhegy von Mogyorósbánya und dem Hegyeskő von Tokod.
 1 = Travertin; 2 = Schotter, schotteriger Sand; 3 = Quelhöhle

5. ábra. Mogyorósbánya, kőhegyi (275 m tszf) előfordulás szelvénye. 1 = recens rendzina talaj; 2 = közelhegységi eredetű kavicsos lejtőtörmelék, okkerbarna, agyagos, löszszerű üledékbe ágyazva; 3 = 10–15 cm vastag kvarckavicsos, mészkő kavicsos homokos-iszapos réteg; 4 = fagyaprózódott édesvízi mészkő, a repedések okkerbarna agyaggal kitöltve; 5 = folyamatos forrástevékenységre utaló pados, cukros szövetű, tömör édesvízi mészkő; 6 = a Duna VI. sz. terasz- anyaga

Abb. 5. Vorkommensprofil von Mogyorósbánya, Kőhegy (275 m Höhe ü.d.M.).

1 = rezenter Rendzina-Boden; 2 = schotteriger Gehängeschutt nahgebirgigen Ursprungs in ockerbraunen tonigen, lößartigen Sedimenten eingebettet; 3 = 10–15 cm mächtige quarzschotterige, kalkschotterige, sandig-schluffige Schicht; 4 = frostverwitterter Travertin, die Risse sind mit ockerbraunem Ton ausgefüllt; 5 = auf fortlaufende Quellentätigkeit verweisender kompakter Travertin mit bänkegem zuckerartigem Gefüge; 6 = Material der Donauterrasse Nr. VI.



A tetarátalépcsők egymás alatt az ÉNy-i és a K-i oldalon a Duna és az Öreg-árok völgye felé sorakoznak. A Ny-i oldalon ezek a szintek teljesen hiányoznak. Ez azt jelzi, hogy a forrásvizek az ÉK-i és D-i irányban folytak le a befogadóba. Ennek bizonyítékát az Ebszőnyi-bánya felé eső Öreg-árok völgyoldalában találjuk meg, ahol az utolsó tetarátamaradványok 190–200 m tszf.-i magasságban jelentkeznek.

Az édesvízi mészkőelőfordulás környékén nem találunk karsztvizet vezető és tároló dolomit- és mészkőkibukkanásokat, ezért feltételezzük, hogy itt is a muzsla-hegyi előforduláshoz hasonló vagy megegyező geomorfológiai és hidrogeológiai adottságok voltak. Az édesvízi mészkövet lerakó forrás kezdetben itt is a „Rómaifürdő típusú” felszálló vizű volt. Ezt a kavicsok vastag mészkőreg bevonata is igazolja. A forrás később átfejlődött az ún. „tettyei típus”-ba, amelyre már az jellemző, hogy a forrás azerózióbázis felett fakadt (SCHEUER Gy. – SCHWEITZER F. 1973). A források vagy forráscsoportok több helyen és nagyobb területen, egymástól több száz m távolságban törtek fel és működtek. Az erős, nagy intenzitású forrásműködés itt hosszabb ideig tartott. Ennek köszönhető, hogy ilyen hatalmas kiterjedésű mészkőösszlet képződött.

Geomorfológiai megfigyeléseink azt is igazolják, hogy a muzsla-hegyi előforduláshoz hasonlóan az édesvízi mészkőképződés alatt a forrásfeltörés központja nem változott. Az oldási üregek és csatornák igazolják, hogy a forrásvíz a már korábban lerakott édesvízi mészkővön keresztül törve, majd annak peremén átbukva részben a Duna, részben az Öreg-árok már korábban kialakított völgy-

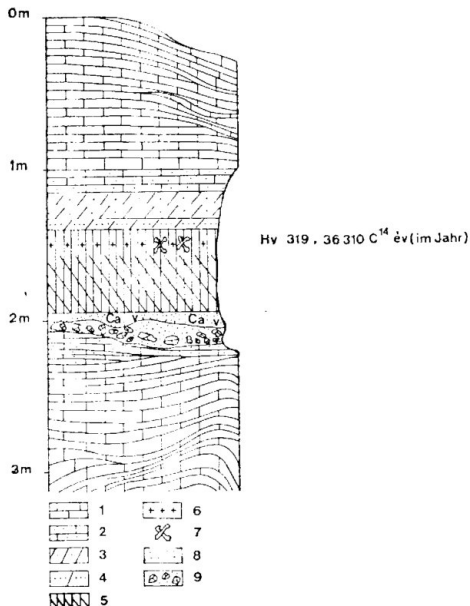
oldalában építette fel tetarátá lépcsőit (6. ábra). Ebben az időszakban a forrás vízhozama már csökkenőben volt, s amikor az édesvízi mészkő 190—200 m tszf.-i magasságban képződött, teljesen megszűnt. A forrásfeltörési helyek az édesvízi mészkőképződés egész időszakában nem, vagy csupán alig váltakoztak.

A Dunán kívül az Öreg-árok is a forrásvizek befogadója lett, így ebben az irányban is épültek tetarátá lépcsők. Ezek képződését azonban az eróziós völgyek fejlődése jelentősen befolyásolta, mert tetaráták csak akkor képződhettek, ha megfelelő magasságkülönbség állt fenn. Ily módon az Öreg-árok egy-egy tetarátalépcsőjének képződését a peremterület emelkedő jellegű szerkezeti mozgásával is összefüggő völgybevágódási szakaszok előzték meg. Hasonló jelenséget figyelhetünk meg ma Szlovákiában a Rózsa-hegytől D-re a Revucapatak völgyében, ahol a sajátos geomorfológiai és hidrogeológiai adottságoktól függően a völgytalp felett kb. 100 m magasan fakadnak a karsztforrások, s a víz 7—9 tetarátalépcső építésével teszi meg az utat az alluviális síkig (3. kép).

2. Az Öreg-árok völgyéhez kapcsolódó édesvízi mészkőösszletek

Tokod, kiskői—hegyeskői előfordulás

A Kiskő—Hegyeskő dachsteini mészkővonulat Ny-i és ÉNy-i oldalán az Öreg-árok völgyében több szinten jelentős elterjedésben képződött édesvízi mészkő, amelyet a legtöbb helyen vastag lösztakaró borít. Tanulmányozásuk ezért csak a mély, 20 m-t is elérő vízmosásokban volt lehetséges. Az édesvízi mészkő itt is több szintben jelentkezik. A legfelső, 250 m tszf.-i magasságú édesvízi mészkőszint igen kemény, rétegzetlen, tömött, míg az alacsonyabb szinten fekvők, 220—180 m tszf.-i magasságig ferde vagy függőlegesen rétegzett, szivacsos szerkezetű tetarátás kifejlődésűek.



7. ábra. Az Öreg-árok II.b. sz. teraszára települő édesvíz mészkőösszlet feltárása. Tokod.

1 = vékonyan rétegzett tetarátás szerkezetű édesvízimészkő; 2 = mésziszap; 3 = finomhomokos lösz; 4 = löszös finomhomok; 5 = kávébarna színű fosszilis talaj, felső részében elszórtan tört kvarckavicsokkal; 6 = faszenes szint; 7 = faunás szint; 8 = mésziszapos homok; 9 = mészkőtörzselékes, tört kvarckavicsos homok

Abb. 7. Aufschluß des auf die Terrasse Nr. IIb des Öreg-árok abgelagerten Travertinkomplexe.

1 = dünngeschichteter Travertin mit Tetarata-Struktur; 2 = Kalkschluff; 3 = feinsandiger Löss; 4 = lössiger Feinsand; 5 = kaffeebrauner, fossiler Boden, im oberen Teil gestreut mit gebrochenen Quarzschottern; 6 = Niveau mit Holzkohlenresten; 7 = faunahaltiges Niveau; 8 = kalkschluffige Sand; kalksteinschutthaltiger Sand mit zerstückelten Quarzschottern

Az alacsonyabb szinten kialakult édesvízi mészkő (180 m-től 140 m-ig) az É felé lefutó vízmosásokban figyelhető meg. Itt már mindenütt a laza, porózus szerkezet dominál, s csak a tetaráták homokfala mutat tömörebb szerkezetet s igen bonyolult rétegzettséget (3—4. kép). Ezekben a feltárásokban már a tetarátamedencék szerkezetét és a tetarátamedencéket kitöltő üledékanyagot is nagyon jól tanulmányozhatjuk (7. ábra). A tetaráták medencéiben főként rétegzett mésziszap, löszös, átmosott delúviumok, édesvízi mészkőtörmelékkel és görgetett kvarckaviccsal kevert homokos-iszapos rétegek fordulnak elő, amelyek a magasabb térszínről vagy az árvízi forráshozam révén, vagy pedig nagyobb záporok alkalmával kerültek a tetarátamedencékbe. Erre az üledéksorra általában eolitus összlet települ, amely futóhomokból, löszös homokból áll, benne elszórtan kvarckaviccsal és nagyon sok csontmaradvánnyal.

Az édesvízi mészkő növénymaradványokban rendkívül gazdag, egyes helyeken pl. csak összemosott növényi részekből áll. Megjelenése, kifejlődése alapján lejtői (tetarátás) típusba sorolható. Tavi—mocsári típusra utaló szerkezet egyetlen feltárás esetén sem mutatható ki.

A forrásvíz a Kiskő—Hegyeskő dachsteini mészkőrögből lépett ki, s ehhez építette az Öreg-árok völgyének oldalában 240 m tszf.-i magasságtól lefelé a hatalmas tetarátalépcsőket.

A karsztforrás működésének első nyomát a felső pliocén hegyláb felszínén egy 5 m hosszú, mintegy 1,5 m széles, tipikus forrásbarlang jelzi, amit a Kiskő—Hegyeskő dachsteini mészkővonulat É-i oldalán találunk meg 292 m tszf.-i magasságban. A források később a Kiskő—Hegyeskő dachsteini mészkővonulatnak a Ny-i oldalán fakadtak (250, 230, 220 m tszf.-i magasságban), majd feltörési helyük újra áttevődött az ÉÉNy-i oldalra (185, 145 m tszf.-i magasságban), s működésük a pleisztocén végéig tartott. Az utolsó glaciálisban képződött édesvízi mészkövek korát igazolják az Öreg-árok II.b. teraszához kapcsolódó édesvízi mészkő tetarátamedencéjéből JÁNOSSY D. (1964) által meghatározott faunatársaság (*Asinus-hidrontinus Leming* stb.), amely az alsó würm végének hideg-száraz időszakát — Tokodi fázis — jelöli. A fosszilis talajból vett faszenek C_{14} -es módszerrel meghatározott kora is ezt igazolja: Hv 1319; $36\ 310 \pm C_{14}$ év (GEY, M. A.—SCHWEITZER F.—VÉRTES L.—VOGEL J. C. 1969). Az alsó würm hideg-száraz időszakában a forrásműködés szünetelt, s ekkor édesvízi mészkő nem is képződött. A kiszáradt tetarátamedencékbe löszös homok, eolitus homok települt.

Az üledéksort záró fosszilis talaj felső részében néhány cm vastagságban már újra megjelenik a mésziszap, amely a középső würm kezdeti szakaszán a kedvező klimatikus adottságok hatására a forrástevékenység újból való megindulását jelzi. A tetarátamedencét végül egy 0,5—1 m vastag édesvízi mészkőréteg teljesen befedi. Ez egyben azt is jelzi, hogy az édesvízi mészkő a középső würmben — a Mende MF talajképződéssel egyidejűleg a jelen idő előtt, a 27 000—32 000 radiocarbon évek között itt még erőteljesen képződött, s képződése csak a fiatal würmben fejeződött be (7. ábra).

A Hegyeskő oldalán levő édesvízi mészkőelőfordulások jelzik, hogy több helyen és több szinten léptek ki a források a felszínre. Az egy-egy szinten fakadó források az erózióbázist kialakító Öreg-árok további bevágódásával (itt alacsonyabb szinten újabb forrástevékenységek indultak meg) nem apadtak el rögtön, hanem tovább működtek, bár kisebb vízhozammal.

Igy lényegében nem történt olyan jelentős mértékű karsztvízszint-csökkenés, amely a magasabb szinten fakadó források gyors elapadását okozta volna. Ez

a folyamat csak a felső pleisztocénben a II.a. terasz kialakulása idején következett be, mert az utolsó tetarátalépcső, amely a legalsó édesvízi mészkőszintet jelzi, a völgytalp felett 10—15 m-rel mutatható ki. Az édesvízi mészkövet befedő, a fiatal würmben képződött löszös homok, majd szélfújta homokösszletben „sarkos kavicsok” is megfigyelhetők, amelyek hideg-száraz-félsivatagi klímaingadozást is jeleznek.

Körtvélyes-hegyi előfordulás

A Körtvélyesen 250 m tszf.-i magasságban elszórtan, kisebb tömbökben, főleg törmelék formájában fordulnak elő az édesvízi mészkövek. Szöveti szerkezetük erősen likacsos, porózus, vékonyrétegzett. A 250 m-es tetőszinttől ÉNy-i irányban 210—220 m tszf.-i magasságban az édesvízi mészkő ismét megjelenik a felszínen, de újra csak törmelék formájában. A mészkőtömbök szerkezetéből itt is határozottan felismerhető a tetarátás rétegződés, amely lejtői típusú kifejlődést jelez. Az édesvízi mészkőbe ágyazva pedig 1,7—4 cm Ø-jű, gyengén görgetett kavicsok és szilánkos homokszemek is vannak. A teraszszintek kavicsanyaga a Körtvélyes K-i oldalán több helyen is jól tanulmányozható. A teraszanyag túlnyomó részét 5—15 cm Ø-jű görgeteges kvarckavics, dachsteini mészkő és édesvízi mészkőkavicsok alkotják. Az édesvízi mészkő itt és a felső, 250 m-es szinten főként folyóvízi kavicsos összletre települ. A szántásban hatalmas triász mészkőtömbök is megjelennek, valószínűsítve azt, hogy a vízvezető triász mészkő itt nem nagy mélységben fekszik, a vékony harmad- és negyedidőszaki üledéktakaró alatt. Így itt is arra gondolhatunk, hogy a körtvélyes-hegyi édesvízi mészkövet lerakó források egy ma már elfedett triász mészkőrögből léptek ki, hasonló feltételek mellett, mint a Kőhegyen és a Muzsla-hegyen.

3. A Római-völgyhez kapcsolódó édesvízi mészkőszint

Szentkúti előfordulás

A bajóti Öregkő D-i végétől KDK-re 235 m tszf.-i magasságban egy eróziós-deráziós tanúhegy tetején igen kemény, tömör, pados kifejlődésű, vékonyrétegzett édesvízi mészkőelőfordulás van, amely SCHÉTER Z. (1951) felsorolásából hiányzik. Az édesvízi mészkövet az eróziós-deráziós tanúhegy É-i oldalán az egykori bányagödrök mintegy 2—3 m vastagságban tárják fel. Valószínű, hogy itt kisebb vízhozamú forrás működött, s csak igen rövid ideig. Ez a forrásműködés nem hozható közvetlen kapcsolatba az öregkői triász mészkő-kibukkanásokkal. Valószínűleg elfedett mészkőrögből lépett ki a víz, amely az édesvízi mészkövet lerakta. Genetikailag az édesvízi mészkő tavi—mocsári típusú (4. ábra).

4. A Bajnai-patak völgyéhez kapcsolódó édesvízi mészkőösszletek

Epöl környéki előfordulások

Az Epöltől ÉK-re emelkedő Kisszikla—Nagyszikla-rög ÉD-i irányú, mezozoós kőzetekből álló vonulatához É-ről hatalmas kiterjedésű édesvízi mészkőelőfordulás kapcsolódik (8. ábra). A Bajnai-patak, amely az előfordulást félkörben körülveszi, meredek völgyoldalt hozott létre. Ezen a forrásvizek szép megtartású, egymás alatt sorakozó tetarátalépcsőket alakítottak ki, amely több

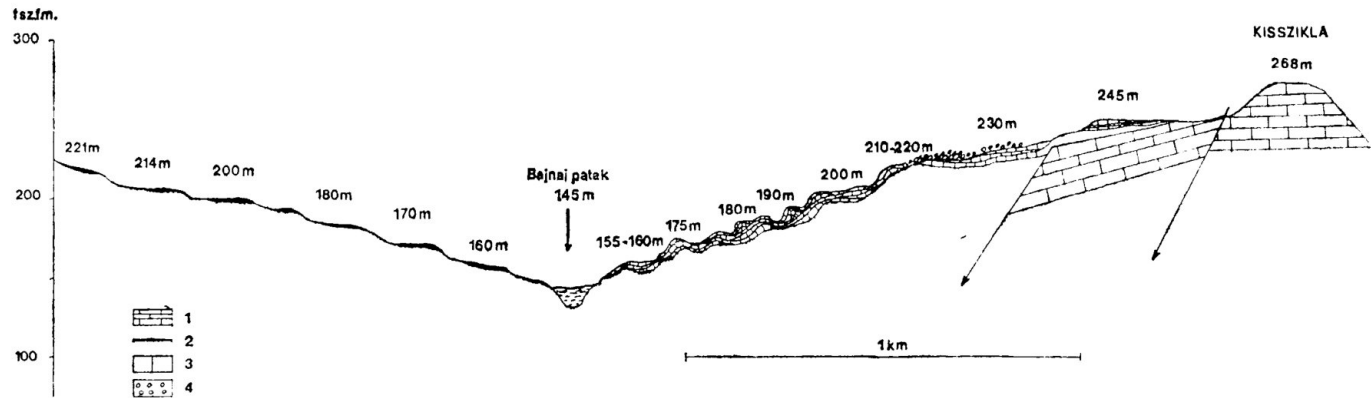
édesvízi mészkőszintet alkot (5—6. kép). A legszebb előfordulások az É-i oldalon, az ún. Juhálláson vannak, amelyek egészen a mai völgytalpig lenyúlnak, 145 m tszf.-i magasságig (7. kép). Az édesvízi mészkő genetikailag változatos kifejlődésű, egy-egy szinthez kapcsolódva szerkezete vagy laza, szivacsos, vagy kemény, tömött és rétegzetlen. Ennek alapján genetikailag vegyes típusba sorolhatjuk, amely részben tavi—mocsári (a platókon), részben pedig (a Bajnai-patak völgyoldalában) lejtői típusú tetarítás kifejlődést mutat. A paleohidrologiai és paleogeomorfológiai vizsgálatok alapján az édesvízi mészkövet létrehozó források valószínűleg a Kísszikla-hegy triász mészkőéből fakadtak. A forrásvíz a Kíssziklának támaszkodó sík területén (ez a szint jelenleg 250 m tszf.-i magasságban van), az egykori Bajnai-patak árterén kisebb tavakat alkotva tavi—mocsári típusú édesvízi mészkövet rakott le. A Bajnai-patak teraszcs völgyoldalán 230—240 m tszf.-i magasságban levő szinten a tavi—mocsári szerkezet mellett már megjelenik az édesvízi mészkő tetarítás szerkezete, amely a Bajnai-patak intenzív bevágódásának folyamatára utal. Az édesvízi mészkövek tetarítás szerkezete egészen a jelenlegi 145 m tszf.-i magasságú allúviumig tart. Az egyes tetarítók (amelyek szépségükkel méltán hívják fel a szemlélődők figyelmét) olykor a 10 m-t is meghaladó magasságukkal tűnnek ki. A középső és felső pleisztocén folyamán a forrásvíz ezeken vízesésszerűen folyt le (8—9 kép). Az epöli források nagy vízhozamúak voltak és hosszú időn keresztül működtek, létrehozva ezzel a kelet-gerecsei édesvízi mészkőelőfordulások egyik legjelentősebb és legszebb előfordulását.

A 220—230 m-es szinttől az allúvium felé egymás alatt települve találjuk a legidősebb és a legfiatalabb édesvízi mészköveket. A Bajnai-patak teraszos völgyoldalán képződött, főképp tetarítás szerkezetű édesvízi mészkövek szintjeinek elkülönítése rendkívül bonyolult, mivel a Bajnai-patak teraszának csak I., II.a., II.b. és IV. szintjét lehet feltárások alapján kielégítően tanulmányozni. Ennek ellenére az édesvízi mészkövek szintjeinek számát mégis meg lehet határozni, mégpedig a Juhállással szemben levő Szentjános-hegy teraszformájú lepusztulási szintjeinek száma alapján (8. ábra, 10. kép).

A Juhállás ÉÉNy-i oldalán kívül a K-i részen is megfigyelhetők az édesvízi mészkőszintek, kb. 100—150 m szélességben. Ezek az előfordulások jelzik, hogy a forrásvíz ebben az irányban is folyt a középső pleisztocéntól kezdve a középső würmig.

Babál-hegyi előfordulás

Az Epöl községtől ÉK-re levő Babál-hegy É-i peremén a dachsteini mészkőből kisebb forrás fakadt, amely az Epöli-patak teraszos völgyoldalán 200 m-től 165 m tszf.-i magasságig főképp tetarítás típusú édesvízi mészkövet rakott le. A 195—200 m tszf.-i magasságú legfelső édesvízi mészkőszint alatt a Bajnai-patak teraszanyaga (dachsteini mészkő, kvarckavics, hárshegyi homokkő, édesvízi mészkőkavics) figyelhető meg (9. ábra). Az egymás alatti tetarítók megközelítik a mai 138 m tszf.-i magasságú völgytalpat, jelezve egyben azt is, hogy a forrás működése csak a közelmúltban szűnt meg. Az édesvízi mészkő vegyes kifejlődésű. A felső szint, 195—200 m tszf.-i magasságig kemény, tömött, pados szerkezetű, míg az alacsonyabban fekvők, — 195—138 m tszf.-i magasságig — lazán, vékonyan rétegzettek, s így tetarítás szerkezetre utalnak.



8. ábra. ÉNy—DK-i irányú kesztszelvény a Szent János-hegy és a Kísszikla között, Epöl.
 1 = édesvízi mészkő; 2 = eróziós-deráziós lépcsők; 3 = triász mészkő; 4 = hegylábi felszínre települő közelhegységi eredetű kavics, a Bajnai-patak legidősebb kavicsanyaga;

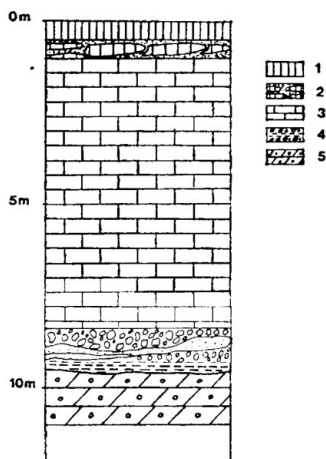
Abb. 8. NW—SO gerichtetes Querprofil zwischen dem Szent János-Berg und dem Kísszikla bei Epöl.
 1 = Travertin; 2 = Erosions-Derasionstreppen; 3 = triassischer Kalkstein; 4 = auf eine Fußfläche abgelagerter Schotter von nahgebirger Herkunft, das älteste Schottermaterial des Bajna-Baches

9. ábra. A Bajnai-patak IV. sz. teraszára települő édesvízi mészkőösszlet szelvénye. Babál-hegy.

1 = rendzina talaj; 2 = fagyaprózódott édesvízi mészkő; 3 = tavi-mocsári típusú ártérben képződött vékonypladós édesvízi mészkő; 4 = közelhégyeségi eredetű kavics, kavicsos homok; 5 = oligocén slir.

Abb. 9. Profil des auf der Terrasse Nr. IV des Bajna-Baches abgelagerten Travertinkomplexes, Babál-Berg.

1 = Rendzina-Boden; 2 = frostverwitterter Travertin; 3 = im Überschwemmungsgebiet lakustrisch-palustrische Typs gebildeter dünnbankiger Travertin; 4 = Schotter, schotteriger Sand nahgebirgiger Herkunft; 5 = oligozäne Schlier



II. Az édesvízi mészkőösszletek képződése és a domborzat fejlődése a felső pliocéntól a holocénig

A kelet-gerecsei édesvízi mészkőösszletek geomorfológiai helyzete, genetikája és szerkezete alapján megrajzolhatjuk a hegység rész paleogeomorfológiai és karsztvíz-földtani viszonyainak fejlődéstörténeti vázát (1–10. ábra).

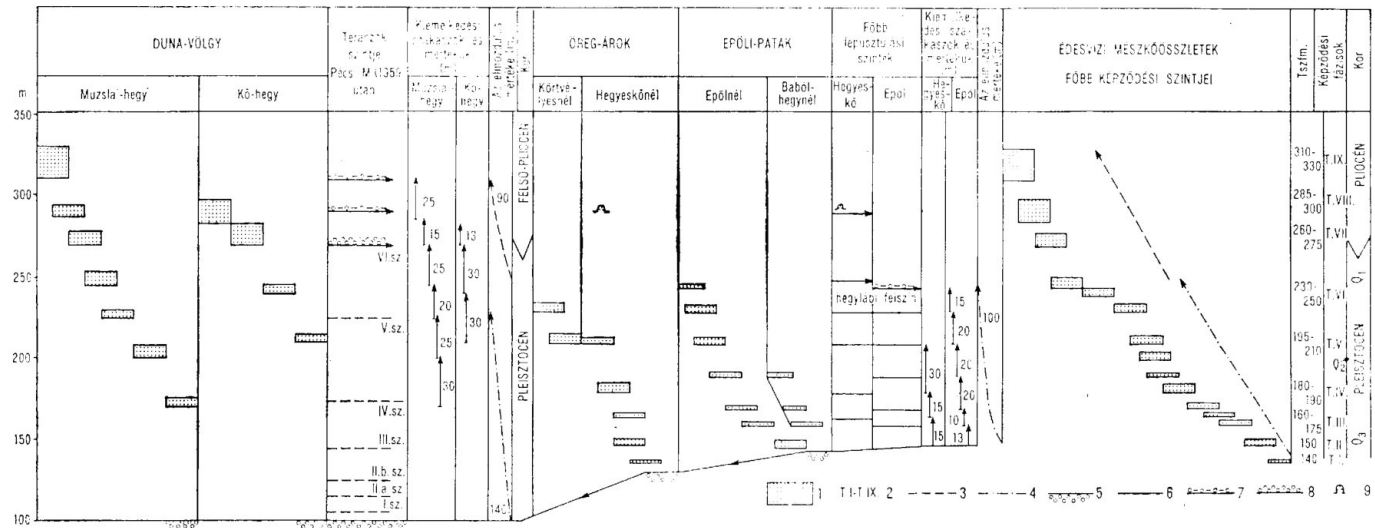
A Keleti-Gerecsében a legidősebb édesvízi mészkövet lerakó források megjelenését megelőző időből is találunk olyan karsztmorfológiai bizonyítékokat, amelyek a pliocén vízföldtani viszonyairól nyújtanak tájékoztatást. Ilyen karsztvízföldtani és geomorfológiai bizonyítékok pl. a hegyesköi és a bajóti Öregkő különböző tszf.-i magasságú barlangjai és zsombolyai. Lényegében a pliocén térszínnek ekkori állapota adta azt a geomorfológiai alapot, amelynek fejlődése főképp a tektonikai viszonyok, a szemiárid-szubhumid pedimentáció és az eróziós folyamatok hatására (PÉCSI M. 1962.) az édesvízi mészkőképződés vízföldtani és geomorfológiai előfeltételeit biztosították.

A területen az erőteljes édesvízi mészkőképződés feltételeinek kialakulásához a pliocén félig száraz éghajlati viszonyai között, a hegységkeret peremén a hegyláb felszínének kialakulását követően a humidus klímaszakaszokban eróziós áramlásnak kellett bekövetkeznie.¹

A nagy vastagságú, tömör édesvízi mészkőképződésnek a vízutánpótlás hiánya miatt még nem volt meg az éghajlati feltétele. Ez a kedvezőbb adottság csak a felső pliocén szemiárid, szavanna típusú klímákat követő csapadékos klímaszakaszok során alakult ki a tektonikus mozgásokkal is összefüggő eróziós folyamatok hatására.

A hegyláb felszínének feldarabolódtak, s peremeikbe eróziós völgyek vágódtak be. Ekkor képződött az epöli, jelenleg 245 m tszf.-i magasságú édesvízi mészkőösszlet. Ez a folyamat a legintenzívebben a Duna megjelenésével vette kezdetét, amikor a hegyláb felszín-perem mezozoós kőzetét fedő, főként oligocén üledékeket az erózió lepusztította, s a Duna valósággal kipreparálta a mészkőrög felszínét. Ennek következtében a karsztvíz az ún. Rómaifürdő típusú forrásként a fel-

¹ KRETZOI M. pl. a szerzők által — a Budai-hegységben a felső pannont követő üledékösszletben az édesvízi mészkőösszlet alatt — talált zsiráf fogat határozott meg.



10. ábra. A Keleti-Gerece édesvízi mészkőösszleteinek főbb szintjei és fázisai.

1 = édesvízi mészkőösszletek szintjei; 2 = az édesvízi mészkőösszletek főbb képződési fázisai; 3 = a Keleti-Gerece É-i peremvidékének szakaszos, főleg emelkedő tendenciájú szerkezeti mozgásaihoz kapcsolódó édesvízi mészkőszintek; 4 = a belső területeken kialakult édesvízi mészkőszintek; 5 = az alluviális térszín és esése a Duna-völgy irányába; 6 = felső pliocén hegylábi felszínre települt VI. sz. Duna-teraszanyag 9 = karsztforrás-barlang

Abb. 10. Die wichtigeren Niveaus und Phasen der Travertinkomplexe des Ost-Gerece.

1 = Niveaus der Travertinkomplexe; 2 = Hauptbildungsphasen der Travertinkomplexe; 3 = Niveaus der an die Strukturbewegungen mit periodischer, vorwiegend ansteigender Tendenz anschließenden Travertine im nördlichen Randgebiet des Ost-Gerece; 4 = die in den inneren Bereichen ausgestalteten Travertinniveaus; 5 = das alluviale Gelände und sein Gefälle in der Richtung des Donautales; 6 = oberpliozäne Fußflächen (Pliozän 3—1 = oberes, mittleres und unteres Pliozän); 7 = auf oberpliozäner Fußfläche abgelagerter, hauptsächlich von nahgebirgiger stammender Schotter (Pliozän 3—2 = oberes und mittleres Pliozän); 8 = auf oberpliozäner Fußfläche abgelagertes Material der Donau-Terrasse Nr. VI; 9 = Karstquellhöhle

színre tört, megindítva ezzel a kelet-gerecsei édesvízi mészkőösszlet képződését és folyamatos működését a holocénig.

Az édesvízi mészkövek kialakulása a Keleti-Gerecsében a hegyláb felszíneken (Muzsla-hegy 330 m, Pl. 3/1) indult meg, amely folytatódott a Kőhegy fiatalabb pliocén szintjén (290 m tszf.-i magasságban), Epölön, ill. Körtvélyesen (245—250 m tszf.-i magasságban). Ezeket soroljuk a T. VIII.—T. X. képződési fázisokba (10. ábra). Ezeknél alacsonyabb fekvésű édesvízi mészkőszintek képződése már a pleisztocén időszaki Duna-teraszokhoz, ill. a mellékvölgyekhez kapcsolódtak és T. VII. — T. I. számozással jelöltük meg (10. ábra).

Az édesvízi mészkőösszletek képződésének folyamata a felső pliocén végére és a legalsó pleisztocén elejére a peremterületek gyors emelkedésének (80—100 m) hatására megváltozott. A forráskilépések a hegység belső területére is áttévődtek (Körtvélyes 240 m, Epöl 245 m, Szentkút 235—240 m), s ez lényegében egészen napjainkig megmaradt.

A középső pleisztocéntól (mindel-riss interglaciálistól) kezdődően pedig (a IV. sz. teraszhoz kapcsolódó 170—180 m tszf.-i magasságú édesvízi mészkőszint képződése után) az É-i peremterületeken a forrásműködés, a tokodi források kivételével, teljesen megszűnt; források csak a belső területeken, Sárísáp—Epöl térségében működtek.

A forráskilépési helyek eltolódásán kívül a források szétszóródása is megfigyelhető, vagyis az, hogy a belső területek különböző részein (pl. Körtvélyes, Babál, Epöl, Sárísáp) egy-két nagy forrás vagy forráscsoport helyett több, kisebb vízhozamú forrás alakult ki.

Az édesvízi mészkövek területi elterjedése alapján azt is megfigyelhetjük, hogy a Keleti-Gerecse területére jellemző karsztvíz-földtani fejlődés lényegesen eltér a budai-hegységitől is, és a Gerecse-hegység (Központi- és Nyugati-Gerecse) egyéb részein tapasztaltaktól is. A Központi- és a Nyugati-Gerecsében a forráskilépések általában a hegység belső övezetéből a Duna és a mellékfolyók eróziós munkájának hatására a peremi részek felé tolódtak el. A völgymélyüléseknek a legtöbb esetben közvetlenül is forrásképző szerepük volt, pl. olyan helyeken, ahol a vízlevezető karbonátos kőzetekbe vágó sasbérc tetejéről lepusztította a vízzárast biztosító agyagos üledékeket.

A Keleti-Gerecse földtani felépítése és geomorfológiai helyzete nem tette teljes egészében lehetővé a Duna eróziós tevékenységének érvényesülését és befolyását a karsztvíz-földtani viszonyok alakítására. A vízlevezető triász mészkőre és dolomitra a peremterületeken nagy vastagságban halmozódtak fel a vízzáró harmadidőszaki képződmények, s ezek helyenkint olyan mély, fedett helyzetben voltak, hogy a völgybeágódás csak részben tárta fel őket.

A Duna exhumáló eróziós szerepét a Keleti-Gerecsében a Duna mellékvizei vették át, főleg az Öreg-árok völgyrendszere mentén. Ez a folyamat a legalsó pleisztocénban, a kőhegyi édesvízi mészkőképződés befejezése előtt már megkezdődött, mert tetarátalépcsők itt nemcsak a Duna irányában, hanem az Öreg-árok völgyoldalain is képződtek.

A források kezdetben az erózióbázis szintjében vagy annak közelében léptek ki a felszínre. A völgyek mélyülésének eredményeként a völgybeágódás, az erózióbázis süllyedése miatt a karsztforrás környezetének morfológiai helyzete megváltozik. A források a völgytalp felett a lejtőkön tetarátákat, ill. tetarátasorokat építettek. Ez addig tartott, amíg a további völgybeágódás hatására új és mélyebb szinten indulhatott meg a forrástevékenység. Így előfordulhatott, hogy egy-egy forrás által lerakott édesvízi mészkő több teraszt, ill. teraszszintet is

befedhetett. Ilyen egymás alatti szép tetarátasorok kialakulására csak a Bajnai-patak és Öreg-árok völgyeiben volt meg a lehetőség, mert itt az egymás alatti szintek síkjai rendszerint kicsik voltak. Olyan területeken, mint pl. a Duna-völgyben, ahol széles kiterjedt alluviális térszín csatlakozott a peremi részekhez, ilyen jellegű képződésre nem volt meg a lehetőség, s ott főként pados szerkezetű tavi—mocsári típusú édesvízi mészkő képződött.

A pleisztocénban a karsztforrásokban olyan gazdag Keleti-Gerecsében ma már csak a jelentéktelen Sárísápi-forrást találjuk (sőt, az utóbbi években már ez is kiapadt). Ez már jelzi, hogy a holocénban a hegységben olyan karszthidrodinamikai változások következtek be, amelyek hatására a kelet-gerecsei források elapadtak. A változás fokozatosan következett be. Ezzel gyakorlatilag befejeződött és Sárísápnál lezárul a Keleti-Gerecsében az édesvízi mészkőképződés, amelyet az emberi tevékenység — a bányászattal kapcsolatos víztelenítés — csak siettetett, és a forráskilépések súlypontja áttevődött a Gerecse Ny-i peremére.

IRODALOM

- BULLA B. 1947. Tönkfelszínek. — Természettudomány, 9. sz. p. 21—39.
- CHOLNOKY J. 1937. A Dunazug-hegyvidék. — Földr. Közl. LXV. 1—3. p. 1—27.
- FERENCZY I. 1923. A Tinnye vidéki harmadkori medencerészlet földtani viszonyai. — Földt. Int. Évi Jel. 1920—1923. p. 172—181.
- HANTKEN M. 1861. Geológiai tanulmányok Buda és Tata között. — Term. Tud. Közl. I. p. 7—19.
- HANTKEN M. 1871. Az esztergomi barnaszénterület földtani viszonyai. — Földt. Int. Évkönyve. I. p. 71—85.
- KÉZ A. 1934. A Duna győr—budapesti szakaszának kialakulása. — Földr. Közl. LXII. 79. p. 175—193.
- KRETZOI M. 1969. A magyarországi quarter és pliocén szárazföldi biosztratigráfiájának vázlata. — Földr. Közl. 17 (93) p. 179—203.
- KRIVÁN P. 1964. Erózióbázis feletti édesvízi mészkő alakulatok földtani vizsgálatának elvi alapjairól. — Őslénytani Viták p. 13—18.
- KROLOPP E. 1965. A hazai pleisztocén malakológiai kutatások eredményei és feladatai. — Őslénytani Viták. p. 29—36.
- KORMOS T.—SCHRÉTER Z. 1926. Előzetes jelentés a Gerecse hegység szélén előforduló mésztufák tanulmányozásáról. — Földt. Int. Évi Jel. p. 32—41.
- KORPÁS E. 1933. A Gerecse hegység morfológiája. — Földr. Közl. LXI. 1. p. 1—17.
- KULCSÁR K. 1913. Földtani megfigyelések a Gerecse hegységben. — Földt. Közl. XLIII. p. 162—176.
- LÁNG S. 1948—49. Karszttanulmányok a Dunántúli-középhegységben. — Hidr. Közl. XXVIII. 53. I. p. 22—31.
- LÁNG S. 1955. Gerecse peremhegységi részeinek geomorfológiája. — Földr. Ért. 2. pp. 143—157.
- LIFFA A. 1903. Geológiai jegyzetek Sárísáp vidékéről. — Földt. Int. Évi Jel. p. 62—73.
- LIFFA A. 1907. Megjegyzések STAFF: Adatok a Gerecse hegység stratigrafiai . . . stb. c. művéhez. — Földt. Int. Évkönyve XVI. p. 12—26.
- MÁNDY GY. 1935. Az esztergomi barnaszénterület geomorfológiája. — Földr. Közl. LXIII. 1. p. 62—77.
- PÉCSI M. 1959a. A negyedkori tektonikus mozgások mértéke a Duna-völgy magyarországi szakaszán. — Geofizikai Közl. 8. p. 73—83.
- PÉCSI M. 1959b. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakítása. — Földrajzi Monográfiák III. k. Akad. Kiadó, Bp.
- PÉCSI M. 1973. A vértesszőlősi ópaleolit ősember telephelyének geomorfológiai helyzete és abszolút kora. — Földr. Közl. p. 109—119.
- ROZLOZSNIK P.—SCHRÉTER Z.—TELEGDI ROTH K. 1922. Az Esztergom melletti barnaszénterület bányaföldtani viszonyai. — Földt. Int. Kiadv. p. 34—41.
- SCHUEER GY.—SCHWEITZER F. 1970. A karsztvíz eredetű édesvízi mészkövek csoportosítása. — Földt. Ért. 19. p. 356—360.
- SCHUEER GY.—SCHWEITZER F. 1973. A magyarországi travertinó összletek képződésének fázisai a negyedkorban. — Földr. Közl. 21. p. 141—143.
- SCHUEER GY.—SCHWEITZER F. 1974. Új szempontok a Budai-hegység környéki édesvízi mészkőösszletek képződéséhez. — Földr. Ért. pp. 113—134.
- SCHRÉTER Z. 1951. Budai és Gerecse hegységperemi édesvízi mészkőelőfordulások. — Földt. Int. Évi Jel. p. 111—146.

- SCHÉTER Z. 1921. Az esztergomi barnaszénterület karsztvíze. — Hidr. Közl. p. 28—40.
- SKOFLEK I.—BUDA I. 1968. A vértesszőlői mésztufa flórájáról. — Bot. Közl. 54. p. 39—43.
- SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1939. A Gerecse magas teraszairól. — Földt. Közl. LXIX. p. 23—34.
- TELEGDI ROTH K. 1922—1923. A Tokod—Dorog és tatabányai barnaszénmedencék közt elterülő vidék és a móri árok környéke. — Földt. Int. Évi Jel. p. 112—126.
- VENKOVITS I. 1949. Adatok a dorogi mezozoós alaphegység szerkezetével kapcsolatos üregekhez és vízjárásokhoz. — Hidr. Közl. XXIX. p. 41—62.
- VÉRTES L. 1965. Az őskor és az átmeneti kőkor emlékei Magyarországon. Akad. Kiadó Bp.
- VÍGH G. 1953. A Gerecse hegység északnyugati részének földtani és őslénytani viszonyai. — Földt. Közl. LXXIII. p. 141—152.
- VÍGH G. 1975. Földtani magyarázó az 1 : 10 000 méretarányú Magyarosbánya jelű laphoz. — MÁFI Kiadvány. Bp.
- VÍGH Gy. 1928. Führer in das Gerecse Gebirge, nach Lábatlan und Piszke. Bp.
- VÍGH Gy. 1914. Adatok az esztergomvidéki liász ismeretéhez. — Földt. Közl. LXIV. p. 63—79.
- VÍGH Gy. 1923. Földtani jegyzetek a Gerecse hegységből. — Földt. Int. Évi Jel. p. 132—149.
- VÍGH Gy. 1927. Adatok a Gerecse hegység nyugati részének földtani ismeretéhez. — Földt. Közl. LVII. p. 91—102.
- VITÁLIS S. 1933—35. Teraszvizsgálatok a Duna jobb partján Dunaalmás és Esztergom között. — Földt. Int. Évi Jel. p. 41—56.

NEUERE GESICHTSPUNKTE ZUR BETRACHTUNG DER BILDUNG VON TRAVERTINKOMPLEXEN IM OSTEN DES GERECSÉ-GEORGES

Gy. Scheuer—F. Schweitzer

Zusammenfassung

Aufgrund der geomorphologischen Lage der Travertinkomplexe im Ost-Gerecse, ihrer Genese und Struktur kann die Entwicklungsgeschichte der paläogeomorphologischen und karsthydrogeologischen Verhältnisse des Gebirgsteiles mit annähernder Ausführlichkeit von dem die Bildung der Travertinkomplexe festsetzenden oberpliozänen Zeitabschnitt an — in 330 m Höhe ü. d. M. — bis zu unseren Tagen dargestellt werden (Abb. 2, 11).

Im Ost-Gerecse können wir sogar dem Erscheinen der die ältesten Travertine ablagernden Quellen vorangehend solche karstmorphologischen Beweise vorfinden, die uns Kenntnisse über die hydrogeologischen Verhältnisse der pliozänen Zeitabschnitte übermitteln. Solche karsthydrogeologischen und geomorphologischen Beweise sind z. B. die in unterschiedlicher Höhenlage ü. d. M. befindlichen Höhlen und Schächten des Hegyeskő und des Öregkő von Bajót. Im wesentlichen bildeten die derzeitigen Zustände der pliozänen Gelände die geomorphologische Grundlage, durch deren Entwicklung hauptsächlich unter der Wirkung der tektonischen Verhältnisse, der semihumid-subhumiden Pedimentation und der gemäßigt humideren Erosionsprozesse (M. Pécsi 1962) die hydrogeologischen und geomorphologischen Bedingungen der Travertinbildung gewährt wurden.

Dazu, daß die Voraussetzung der kräftigen Travertinbildung im Gebiet fortlaufend ausgestaltet werden konnte, sollte unter den pliozänen semiariden Klimaverhältnissen, in den auf die Ausgestaltung der am Rand des Gebirgsrahmens gebildeten Fußflächen folgenden humiden Klimaperioden, die Erosionsströmung erfolgen. Unter den semiariden, Savannatyp aufweisenden Klimaperioden — im Budaer Gebirge in dem auf das Oberpannon folgenden Sedimentkomplex unter dem Travertinkomplex wurde von M. Kretzoi ein von den Verfassern gesammelter Giraffenzahn bestimmt — waren für die kompakte Travertinbildung von großer Mächtigkeit — infolge des Mangels an Wassernachschub — die klimatischen Bedingungen noch nicht vorhanden. Diese günstige Gegebenheit hat sich nur im Laufe der auf die den semihumiden Savannatyp zeigenden oberpliozänen Klimaten folgenden humiden Klimaperioden unter dem Einfluß der mit den tektonischen Bewegungen zusammenhängenden Erosionsprozesse ausgestaltet. Die Fußflächen wurden zerstückelt und in ihren Rändern wurden Erosionstäler eingeschnitten. Zu dieser Zeit wurde der gegenwärtig 245 m ü. d. M. hohe Travertinkomplex von Epöl ausgebildet. Dieser Prozeß setzte am intensivsten mit dem Erscheinen der Donau ein, als die das mesozoische Gestein des Fußflächenrandes bedeckenden, vorwiegend oligozänen Sedimente durch die Erosion abgetragen wurden und die Donau die Oberfläche der Kalkschollen förmlich herauspräparierte. Infolgedessen trat das Karstwasser als eine Quelle von sog. Römerbad-Typ an die Oberfläche (Abb. 4), wodurch die Bildung des Travertinkomplexes von Ost-Gerecse eingesetzt und ihr fortlaufendes Funktionieren bis zum Holozän gewährt wurde.

Die Gestaltung der Travertine begann im Osten des Gerecsgebirges an den Fußflächen (Muzs-

laer Berg 330 m, Pliozänzeit 3/1) und das setzte sich an dem im jüngeren pliozänen Niveau gebildeten Kőhegy (290 m Höhe ü.d.M. Höhe, Pliozänzeitabschnitt 3/2), in Epöl bzw. Körtvélyes (245—250 m Höhe ü.d.M., Pliozänzeitabschnitt 3/3) während der Bildungsphasen T VIII—T X fort (Abb. 2, 11).

Der Bildungsprozeß der Travertinkomplexe verändert sich bis Ende des Oberpliozäns (Pliozänzeitabschnitt 3/3) und Anfang des untersten Pleistozäns unter der Wirkung der raschen Emporhebung der Randgebiete — der unterpleistozäne Travertin hat eine Höhe von 245 m ü.d.M.), die Höhe des am Nordrand befindlichen Muzslaer Berg beträgt 330 m, die des Kőhegy 290 m und die Quellenaustritte werden auch auf das innere Gebiet verlegt — Körtvélyes 240, Epöl 245, Szentkút 235—240 m —, die wesentlich bis zum heutigen Tage erhalten blieben.

Von der Mindel-Riss Interglazialperiode des Mittelpleistozäns an — nach der Bildung des Travertinniveaus in 170—180 m Höhe ü.d.M. — hörte die Quellentätigkeit in den nördlichen Randgebieten — mit Ausnahme der Quellen von Tokod — gänzlich auf, und die Quellen brechen nur in den inneren Gebieten — im Raum von Sárísáp—Epöl — auf.

Außer der Quellenaustrittsstellen kann auch der Prozeß der Streuung der Quellen beobachtet werden, d. h. der Zustand, wobei statt einer oder zwei Quellen oder Quellengruppen mehrere Quellen mit geringerer Schüttung in verschiedenen Teilen der inneren Gebiete (z. B. Körtvélyes, Babál, Epöl, Sárísáp) ausgebildet wurden.

Aufgrund der flächenhaften Verbreitung der Travertine können wir auch beobachten, daß die für das Gebiet des Ost-Gerece charakteristische karsthydrogeologische Entwicklung von der im Budaer Gebirge und in den übrigen Teilen des Gerecegebirges — des zentralen und westlichen Gerece — erfahrenen Entwicklung abweicht. In den letztgenannten Gebieten wurden nämlich die Quellenaustritte von der inneren Gebirgszone unter der Wirkung der Tätigkeit der Donau und der größeren Erosionstäler gegen die Randgebiete verschoben, die in den meisten Fällen auch eine quellenbildende Rolle spielten, z.B. an solchen Stellen, wo sie vom Scheitel des sich in die durchlässige Karbonatgesteine einschneidenden Horstes die die Undurchlässigkeit gewährende Sedimente abgetragen hatten.

Die Erklärung der vom Allgemeinen abweichenden Gegebenheiten des Ost-Gerece kann in dem geologischen Aufbau und in der geomorphologischen Lage gesucht werden, die die Durchsetzung und den Einfluß der Erosion der Donau auf die Gestaltung der karsthydrogeologischen Verhältnisse nicht vollständig ermöglichten. Auf den durchlässigen triassischen Kalksteinen und Dolomiten häuften sich die undurchlässigen tertiären Bildungen in den Randgebieten in großer Mächtigkeit auf und sie sanken zugleich so tief ab, daß sie durch den Taleinschnitt nur teilweise aufgeschlossen wurden.

Die Rolle der Donau wurde im Ost-Gerece durch die Nebentäler der Donau übernommen, mit Übergewicht des Öreg-árok Talsystems. Dieser Prozeß begann bereits im untersten Pleistozän, vor dem Abschluß der Travertinbildung von Kőhegy, da hier die Tataratreppe nicht nur in der Richtung der Donau, sondern auch an den Talflanken des Öreg-árok gebildet wurden. Für die den Travertin des Ost-Gerece absetzenden Quellen ist es kennzeichnend, daß der Wechsel, die Senkung der Erosionsbasis in den meisten Fällen nur durch Phasenverschiebung erfolgt werden kann. Und das kann dadurch erklärt werden, sich die einzelnen Abschnitte der Talentwicklung die karsthydrogeologische Umordnung sogleich ausgelöst hatten. Die Quellen traten anfangs im Niveau der Erosionsbasis oder in ihrer Nähe an die Oberfläche aus. Als Resultat der Talvertiefungen wegen der Absenkung der Erosionsbasis verändert sich die morphologische Lage der Umgebung der Karstquelle. Über den Talsockel der Quellen wurden an den Hängen Tataraten bzw. Tataratenreihen aufgebaut, das so lange andauerte, bis die Quellentätigkeit unter der Wirkung des Taleinschnitts in einem neuen und tieferen Niveau einsetzte. So konnte es vorkommen, daß der durch die einzelnen Quellen abgesetzte Travertin mehrere Terrassen bzw. Terrassenniveaus bedecken konnte. Zur Gestaltung solcher untereinander gelegenen schönen Tataratenreihen war die Möglichkeit nur in den Tälern des Epöl-Baches und des Öreg-árok vorhanden, da die Ebenen der untereinander gelegenen Niveaus hier in der Regel zu klein waren. In Gebieten wie z.B. im Donautal, wo ein breites, ausgedehntes alluviales Gelände an die Randteile angeschlossen wurde, gab es keine Möglichkeit zur Bildung solchen Charakters, hier wurde der Travertin vorwiegend mit einer bestimmten Struktur von lakustrisch-palustrischem Typ gebildet.

In dem im Pleistozän an Karstquellen so reichen Ost-Gerece ist heute nur die unbedeutende Sárísáp-Quellen vorzufinden, ja sogar wurde in den letzten Jahren auch diese Quelle versiegt. Das weist bereits darauf hin, daß im Laufe des Holozäns im Gebirge solche karsthydrodynamische Veränderungen erfolgten, unter deren Wirkung die Quellen des Ost-Gerece versiegten. Die Veränderungen gingen schrittweise vor sich. Damit hörte die Travertinbildung praktisch auf und bei Sárísáp wird die Travertinbildung des Ost-Gerece abgeschlossen, die durch die menschliche Tätigkeit — die bergbaubezogene Entwässerung — beschleunigt wurde, und das Schergewicht der Quellenaustritte wurde in die westlichen Randgebiete des Gerece-Gebirges verlegt.

Übersetzt von SÁNDOR KERÉKES



1. kép. A Duna VI. sz. teraszára települő völgytalpon képződött tavi-mocsári típusú édesvízi mészkő-összlet felső harmada; 280 m tszf. Muzsla-hegy

Bild 1. Das obere Drittel des an der auf der Donau-Terrasse Nr. VI abgelagerten Talsohle gebildeten Travertinkomplexes lakustrisch-palustrischen Typs; Muzsla-Berg, 280 m ü.d.M.



2. kép. A Duna VI. sz. teraszára települő alsó összletében tavi—mocsári, felső összletében tetarátásszerkezetű édesvízi mészkő a mogyorósbányai Köhgyen 279 m tszf. Hattérben az V. sz. terasz felszíne

Bild 2. Der auf der Donauterrasse Nr. VI abgelagerte Travertin, in seinem unteren Komplex mit lakustrisch-palustrischer, in seinem oberen Komplex mit Tetarata-Struktur auf dem Köhgy von Mogyorósbánya, 279 m ü.d.M. Im Hintergrund die Oberfläche der Terrasse Nr. V



3. kép. Az Öregárok II b. sz. közellhegységi eredetű teraszanyaga, Ebszönybányától É-ra

Bild 3. Material der Terrasse Nr. IIb gesteinsgebirgiger Herkunft des Öregárok, nördlich von Ebszönybánya



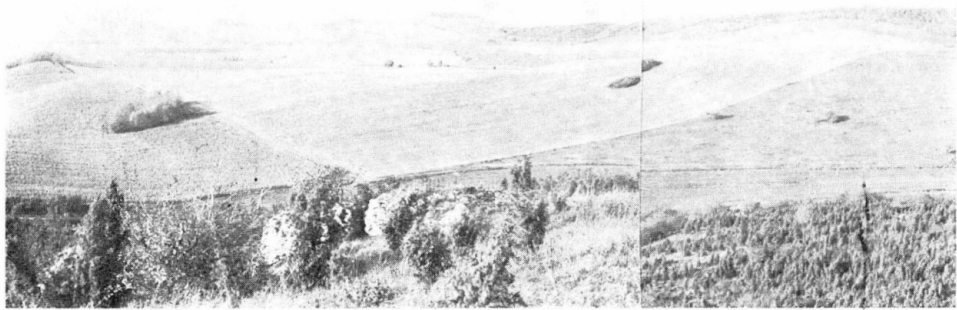
4. kép. Az Öregárok IIb. sz. teraszára települő édesvízi mészkőösszlet, amely tetarata képződménnyel zárul. Az édesvízi mészkőperem részben mohatufából áll

Bild 4. Der auf der Terrasse Nr. IIb des Öregárok abgelagerte Travertinkomplex, der durch ein Tetarata-Gebilde abgeschlossen wird. Der Travertinrand besteht teilweise aus Moostuff



5. kép. A Bajnai-patak völgylejtőjén egymás alatt sorakozó vegyes típusú édesvízi mészkő, amely több édesvízi mészkőszintet alkot

Bild 5. Die an der Talflanke des Bajna-Baches untereinanderfolgenden Travertinbildungen von gemischtem Typus, die mehrere Travertinniveaus bilden



6. kép. Kilátás a Juhállás É-i pereméről Éfelé. Előtérben a 230 m tszf. magasságban képződött édesvízi mészkőszint háttérben a Muzsla-hegy, Kőhegy 330—300 m tszf. magasságra kiemelt blokkja

Bild 6. Aussicht vom nördlichen Rand des Juhállás aus nach Norden
Im Vordergrund das in 230 m Höhe ü.d.M. gebildete Travertinniveau, im Hintergrund die Blocks des in einer Höhe von 330—300 m. ü.d.M. emporgehobenen Muzsla-Berges, des Kőhegy



7. kép. Az Epöl-patak b.II/ és II/a. sz. teraszán képződött édesvízi mészkőszintek. Előtérben az Epöl-patak alluviális síkja

Bild 7. Die auf den Terrassen Nr. IIb und IIa des Epöl-Baches gebildeten Travertinniveaus. Im Vordergrund die alluviale Ebene des Epöl-Baches



8—9. kép. Különböző hajlásszögben kifejlődött tetaráta homlokzatok (zuhogók) a Juhállás ÉK-i oldalán, Epölnél
 Bilder 8—9. In unterschiedlichen Neigungswinkeln entwickelte Stirne (Wasserstürze) an der NO-Seite des Juhállás bei Epö



10. kép. Az Epöli-patak IV. sz. teraszára, völgytalpon képződött pados elválású tavi-mocsári típusú édesvízi mészkő
 Babál-hegy É-i oldalán. A fotók a szerzők felvételei
 Bild 10. Auf der Terrasse Nr. IV des Epöl-Baches, über Talsohle gebildeter, bänkgiger Travertin von lakustrisch-pa-
 lustrischem Typ an der Nordseite des Babál-Berges
 Die Fotos sind Aufnahmen des Verfassers