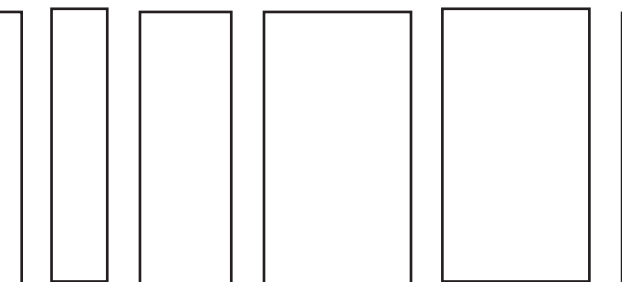


# Kirándulásvezető

Vértes-Gerecse, 2013. szeptember 27-28.

**MTA Természetföldrajzi Tudományos Bizottság**  
Geomorfológiai Terepkonferencia





## RÉSZLETES PROGRAM

### 2013. szeptember 27. (péntek)

Tengeri és szárazföldi üledékképződés váltakozásainak vizsgálata: csákvári barlangok (középső-paleolitikus lelőhely), Eszterházy-barlang: miocén-pliocén határ, csákvári abrázios teraszok, kavicsok és turzashomokok (völgyekkel felszabdalva), törmelékkúpok. Fiatal eolikus üledékek vizsgálata: lovasberényi löszfeltárás.

10.00 A szállások elfoglalása (Publo panzió)

11.00 Indulás a panzió elől

- 1. megálló:** A polgárdi mészkőbánya, a polgárdi oázis fauna, Dunántúl szárazulattá válik
- 2. megálló:** A lovasberényi löszfeltárás, a löszképződés befejeződésének példája
- 3. megálló:** A csákvári homokbánya

17.00 Kerti vacsora az MTA CSFK csákvári kutatóházában

**Földrajz II. (természeti földrajz) Tudományos Bizottság kibővített ülése. Téma: a földrajz helyzete**

### 2013. szeptember 28. (szombat)

Abrázios teraszok, deltaösszletek, hegyláb felszín képződés, vörösagyag képződés, a Kárpát-medence folyóhálózatának kialakulása és oka: Dunaszentmiklós, Dunaalmás, Vértesszőlős

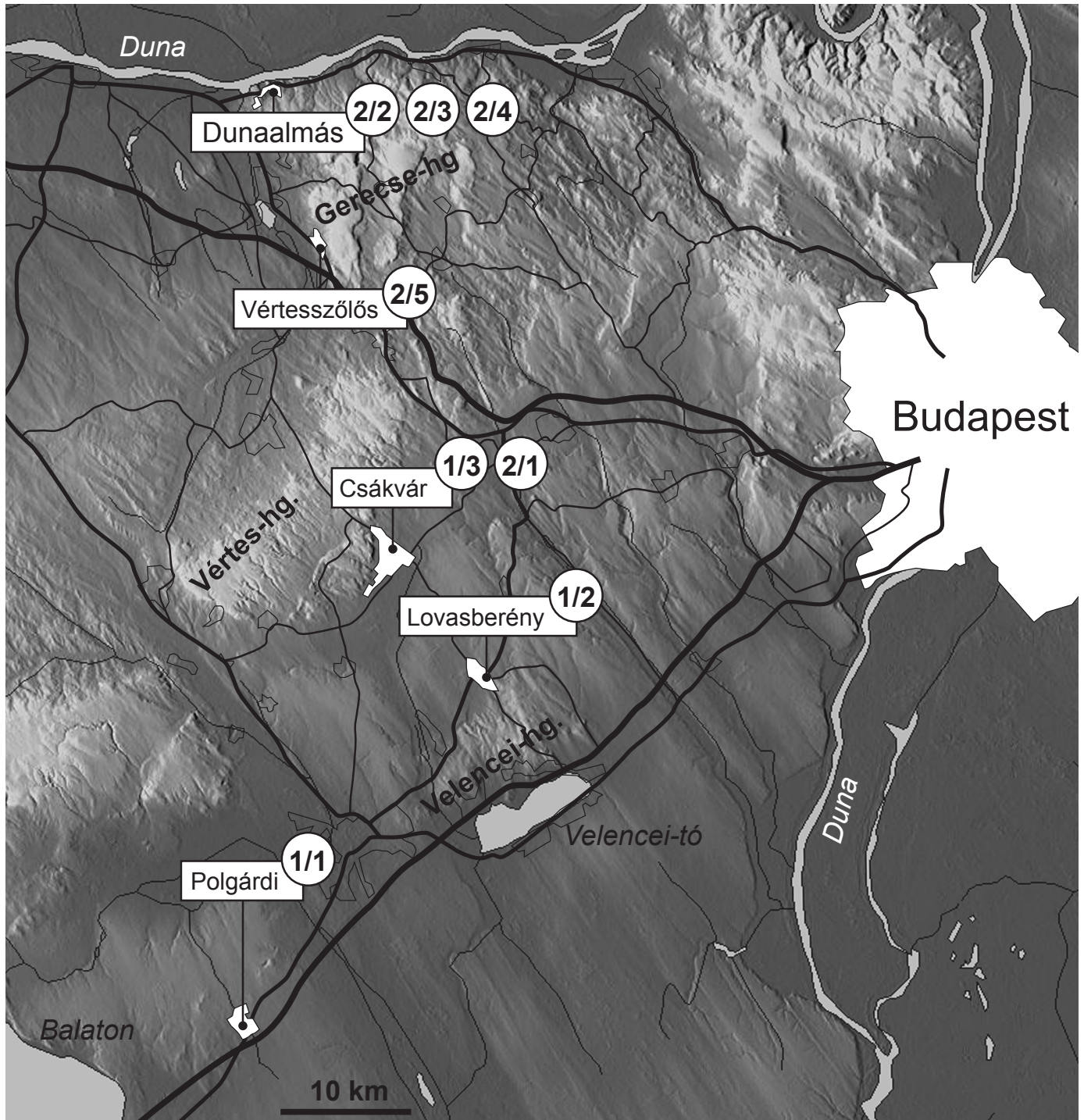
7.30 Indulás a panzió elől

- 1. megálló:** A csákvári barlang, a Pannon-beltenger megszűnése, a Pannon-tó kialakulása
- 2. megálló:** A dunaalmási betlehezi kavics- és homokbánya
- 3. megálló:** Kőpíte, Ádám-majori deltaösszletek, forráskúp, travertin-sztratigráfia
- 4. megálló:** A dunaalmási kislángi feltárás
- 5. megálló:** Dunaalmási karsztforrások
- 6. megálló:** Vértesszőlős

Hazautazási lehetőség: Tatabányáról, illetve Csákvárról 16.00–17.00 körül



## ÚTVONALTERV





2013. szeptember 27. (péntek)

## A Vértes-hegység geomorfológiája

### Geomorfológiai formák és hegyláb felszínek a Vértes területén

A geomorfológiai felszínek egy része trópusi tönkösödés eredményeképpen jön létre, míg másik csoportjukba szárazabb, adott esetben hűvösebb klímán létrejött hegyláb felszíneket soroljuk. A Vértes területén a következő tönkfelszíneket sikerült azonosítani (CSILLAG G. - FODOR L. szerk. 2008):

**(1); Középső-eocén előtti tönkfelszín:** nagy területen kialakult trópusi tönkfelszín, mely bauxittal és dolomitb-reccsával fedődött és egyengetődött el. MINDSZENTY, A. et al. (1989) sekély, alig néhány m-es mélyedésekkel tarkított karsztfelszínt ír le a területen, mely vastagsága, kiegészülve a bauxittal kitöltött hasadékrendszerekkel, a mállási front fölötti résszel, összességében kb. 30–50 m-re tehető. A tönkfelszín maradványai a képződmények fekjében részben kiatakart (szemiexhumált), részben teljesen fedett állapotban (kriptotönk) maradtak meg (PÉCSI M. 1970, 1998).

**(2); A Pannon-tó kialakulása előtti poligenetikus felszín:** a miocén kori tönkösödés szerepéről először BULLA B. (1958, 1962) tesz említést. A miocén nedvesebb és melegebb szakaszában (kora-középső-miocén) zajló tönkösödésre talál újabb bizonyítékokat CSILLAG G. - NÁDOR A. (1997), ill. CSILLAG G. (2004) a Dunántúli-középhegység területén. A Vértes területén jelentős vastagságú üledék rakódott le a paleogénben. Az eocén összleték még a csatka kavics formáció lerakódása előtt lepusztulhattak az ún. infraoligocén denudáció szakaszában. Az oligocén üledékek lepusztulása viszont a kora-, ill. középső-miocénben zajlott planációs folyamatok eredményeképpen, mely során a késő-miocénre lapos, lenyesett, elegyengetett térszín alakult ki. A felszínek további alakulásában a szárazabb, hűvösebb klíma felszínalakító folyamatai tovább egyengették, fiatalabb üledékek rakódtak rá, ill. a tektonika is tovább alakította a formákat (BUDAI T. - FODOR L. szerk. 2008).

A Vértes előterében több hegyláb felszínt, glacis (nem mállott, laza üledéken kialakult hegyláb felszín) és pediment szintet (szilárd kőzeten kialakult hegyláb felszínt) sikerült azonosítani. A geológiai térképezés során nyolc különböző, egymásra épülő glacis szintet különítettek el. Pedimentek csak a terület É-i részén, miocén mészkövön kialakult lenyesett felszínként jelennek meg. A glacisok feldarabolódott maradványai a hegység K-i és Ny-i előterében 15–16 km távolságig követhetőek, lejtésük kevesebb, mint 1°.

### Általános táj földrajzi-geomorfológiai jellemzés, különös tekintettel Csákvár és Lovasberény környékére

A „hagyományos” geomorfológiai meghatározás szerint a Vértes hegység tömbje „egy minden oldalról határozott törések mentén jól elkülönülő típusos röghegység”. Dolomitos, karsztos fennsíkjai *tönkös sasbércek* sorozatából állnak (ÁDÁM L. - PÉCSI M. 1988). A fenti megállapításokkal szemben CSILLAG G. - FODOR L. (2008) nem helyeznek jelentős súlyt a karsztos formakincsre, pont a dolomit jelenlétéből kifolyólag. A sasbércek között kisebb tektonikus süllyedékek húzódnak, melyek „harmadidőszaki” üledékekkel elfedett egységein helyenként megmaradtak a kréta tönkösödés trópusi karsztformái és a bauxit. A kiemelt területen, fennsíkon, a sasbércek sorozatát haránttörések mentén kialakult száraz karsztos völgyek, helyenként szurdokvölgyek és keskeny völgyközi háta tagolják. A negyedidőszaki emelkedés során „rengeteg” karszteróziós és eróziós-deráziós szárazvölgy keletkezett. A meredekké vált lejtők alján a kifagyásos aprózódás és az eróziós-deráziós anyaglehordás hatására dolomittörmeléből álló törmelékkel, a medencékben helyenként lösszel fedett lejtők alakultak ki (ÁDÁM L. - PÉCSI M. 1988).

A szűk értelemben vett hegység geomorfológiai formái mellett, a kapcsolódó területek közül Csákvár és Lovasberény tágabb környékének geomorfológiai tájegységeit mutatjuk be.

A Vértes–Velencei-hegység középtáj legfiatalabb szerkezeti-geomorfológiai formái a hegységelőtéri medencék, melyek ÁDÁM L. (1955) szerint eredetüket tekintve párhuzamos vetődések között kialakult keskeny süllye-





dékek. A nagyobbak közül a Zámolyi-medence (48 km<sup>2</sup>) ÉK–DNy-i irányú árkos vetődésben foglal helyet. A Vértes D-i előterében fekvő Zámolyi-medence a hegység meredek törései peremére támaszkodó, hordalékkúp-os hegyláb felszínbe süllyedt be. A Vértesből leszakadó időszakos vízfolyások a hegység lankásabb D-i lejtőin és a széles völgynyílásokban nagy kiterjedésű hordalékkúpot építettek. A hordalékkúp anyaga nagyrészt a triász dolomit alaphegység fagy okozta aprózódásából származik. A kavicstakaró számos helyen lösszel kevert, ami arra utal, hogy a hordalékkúp feltehetőleg a pleisztocénben épült, s kialakulása idején akkumulációs hegyláb felszínekként kapcsolódott hozzá a hegység pereméhez. Az időszakos vízfolyások távolabbi helyekre is szállítottak belőle dolomitkavicsokat, így a medence D-i felét szegélyező lösszel borított tábla felszínén is megtalálható kisebb nagyobb foltokban a dolomitkavics-takaró maradéka.

A lösz fekvő felhalmozódott dolomitkavics-takaró még a Zámolyi-medence besüllyedése előtt rakódott le, ez bizonyítja, hogy a medence csak az utolsó eljegesedés alatti löszképződés és a fedőjébe települt kavicstakaró lerakódása után süllyedt meg. A medence süllyedését előidéző fiatal kéregmozgások a törmelék kúpot is lezökkentették és aránytalanul feldarabolták, egyes darabjai különböző szintekbe kerültek. A területen fiatal, alluviális üledékeket teregetett szét, ill. fiatal teraszrendszert (IIa, IIb. teraszok) alakított ki a Császár-víz (ÁDÁM L.–PÉCSI M. 1988; ÁDÁM L. 1955).

A Lovasberényi löszös hát a Vértes és a Velencei-hegység között ÉÉK–DDNy-i irányban hosszan elnyúló, eróziós-deráziós völgyelésekkel és fiatal peremsüllyedésekkel tagolt aszimmetrikus hát. Kialakulása kezdetén, feltehetőleg a miocén, ill. a pleisztocén első felében hegyláb felszín-képződésen ment át és összefüggött a jelenlegi Pázmánd-Verebi-dombvidékkel és Vértest DNy-ról övező Fehérvári-hegyláb felszínnel. Erre utalnak a Vértesacsai Formáció alkotta felszín (CSILLAG G. ET AL. 2004) erodáló dolomitkavicsos záporpatak-hordalékok regionális előfordulásai (Vértesacsai-völgy, lovasberényi János-hegy, Szűzvári-malomárok stb.).

Feltételezhetően a késő-pleisztocén löszképződéséig alacsony hegylábi helyzetben levő, gyengén tagolt, pusztuló denudációs felszín volt. Markáns lejtőjű löszös háttá történő formálásában a fiatal szerkezeti mozgásoknak, a folyóvízi erózióknak, a felszín felületileg letaroló deráziós folyamatoknak volt szerepe. A késő-pleisztocén/holocén kéregmozgások hatására a részben már lösszel fedett egykori hegyláb felszín peremi területei részaránytalanul lesüllyedtek. A térszín általános lejtősődésének irányában kialakult konzekvens és szubszekvens eróziós és deráziós völgyek a terület felszínét lapos hátakra, keskeny gerincekre és eróziós-deráziós formákra tagolták (ÁDÁM L.–PÉCSI M. 1988).

#### Válogatott irodalom

- ÁDÁM L., MAROSI S., SZILÁRD J. (eds.) 1988. A Dunántúli-középhegység B), Regionális tájféldrajz. Magyarország tájféldrajza 6. Akadémiai Kiadó, Budapest: 494 p.
- ÁDÁM L. - PÉCSI M. 1988. A Vértes – Velencei-hegyvidék. In: ÁDÁM L., MAROSI S. SZILÁRD J. (eds.): A Dunántúli-középhegység B), Regionális tájféldrajz. Magyarország tájféldrajza 6. Akadémiai Kiadó, Budapest: 190-249.
- BUDAI T. - FODOR L. (eds.) 2008. A Vértes-hegység földtana. MÁFI. Budapest: 368 p. CSILLAG G. 2004. Káli-medence és környékének geomorfológiai szintjei. MÁFI Évi Jelentése 2002: 95-110.
- MINDSZENTY A., SZÓTS A., HORVÁTH A. 1989. Karstbauxites in the Transdanubian Midmountains. In. CSÁSZÁR G. (ed.) Excursion Guidebook. 10th Regional Meeting International Association of Sedimentologist, Budapest: 11-48.

2013. szeptember 27. (péntek)

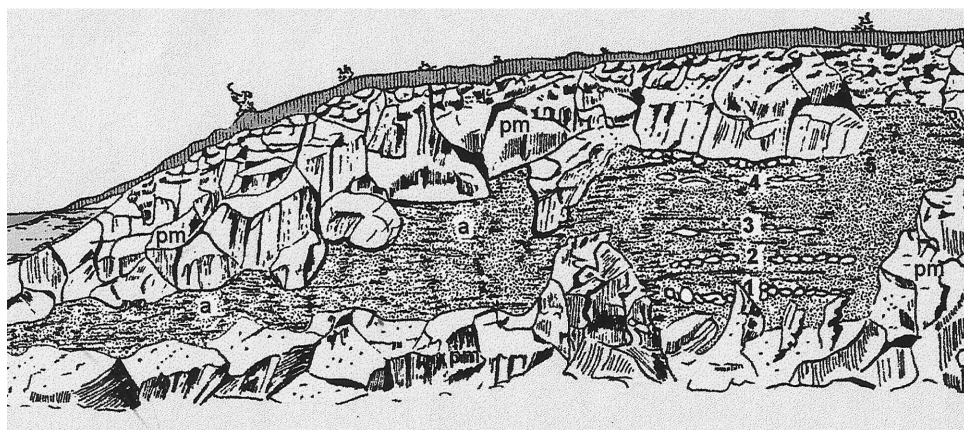
## 1. megálló - A POLGÁRDI MÉSZKŐBÁNYA

Polgárdi mellett, a Kőszár-hegy paleozoos mészkőbányájának karsztosodott üregkitöltéseiben felfedezett ősgérces faunák kiemelkedő jelentőséggel bírnak a Kárpát-medence éghajlat változásainak tekintetében. Bár a terület fontosságára id. LÓCZY által 1909-ben felfedezett ősemlős csontok hívták fel a figyelmet, de az irodalomban általánosan használt „polgárdi” elnevezést a bányászat során 1910-ben megtalált leletek miatt kapta. A víznyelőbarlang nagy méretű, felszín közeli terme üledékekkel volt kitöltve. Az alsó réteg sárga pannon agyag és csillámos homok, a záró réteg pedig pleisztocén homokos lösz volt KORMOS T. (1911). Az üregkitöltés szelvényében összesen öt gerinces faunát tartalmazó réteget lehetett megkülönböztetni (1. ábra.).

- 1-es réteg: teknős csontok
- 2-es réteg: Ictitherium-os réteg
- 3-as réteg: Hipparion csontok
- 4-es réteg: Gazella és „Capreolus” maradványok
- 5-ös réteg: kisemlős csontok

A karsztüreg kitöltések faunája biosztratigráfiai szempontból egységes, a miocén legfiatalabb MN13 zónájával korrelálható, elsősorban a *Hipparion* fauna alapján. A polgárdi gerinces faunákat a spanyolországi Crevillente 6. sz. lelőhely nyíltszíni üledékeinek gerinceseivel lehet korrelálni, a messini tengeri és szárazföldi rétegek összefogozódásának környezetében.

A mészkőbányában később további lelőhelyeket fedeztek fel, amelyek azonban már kisebb jelentőséggel bírtak. Az 1971-ben felfedezett lelőhely anyaga a Kőszár-hegy bányaaljában található, mely erősen cementált „csontbreccsa”. Az 1984-ben egy karsztos repedésből két (alsó- és felső) lelethezről gyűjtöttek be azonos faunát tartalmazó maradványokat. Egy évvel később, 1985-ben tárták fel az utolsó lelőhelyet, amely az előzőhöz képest 250 méterrel északkeletre és 15 méterrel magasabban van. Ez egy nagy kiterjedésű, 30×20 méteres barlangroncs, melynek kitöltéséből nagyszámú gerinces maradvány került elő.



1. ábra. A polgárdi lelőhely vázlatos szelvénye (KORMOS T. 1911.)

Jelmagyarázat: 1-4 csontos rétegek, 5= rágcsáló réteg, pm= paleozoos mészkő, pah= pannóniai agyag és homok, a= pliocén agyag, l= lösz, h=humusz.

### Válogatott irodalom

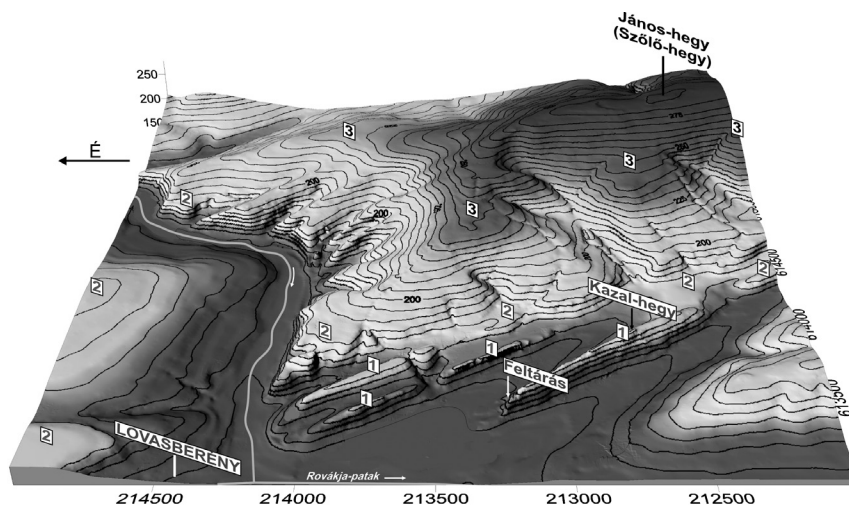
- KORDOS L. 1991. Magyarország geológiai alapszelvényei. Mezőföld, Polgárdi, késő-miocén ősgérces lelőhelyek. – MÁFI, AQUA Kiadó és Nyomda. 4p.
- KORMOS T. 1911. A Polgárdi pliocén csontlelet. Földtani Közl., (41), 48-64.

2013. szeptember 27. (péntek)

## 2. megálló - A LOVASBERÉNYI LÖSZFELTÁRÁS

### Lovasberény és a Kazal-hegy környékének geomorfológiája

A Kazal-hegy és tágabb környezete a Vértes-Velencei-hegység középtáján belül, a Lovasberényi-hát kistáj része, mely a Vértes hegyláb felszínének délkeleti részét képezi. Domborzatát elsősorban az általános lejtősodés irányában kialakult konzekvens és szubszekvens völgyek formálták ki. A térszín geomorfológiájára jellemzők a lapos háta és vízválasztó tetők, melyek hosszú lejtői általánosan erodáltak (MAROSI S. - SOMOGYI S. 1990, DÖVÉNYI Z. 2010). Ezek mellett, a Vértes hegyláb felszínének más részeihez hasonlóan, a szél általi felszínformálás nyomait is meg lehet figyelni.



1. ábra. A János-hegy környezetének digitális domborzatmodellje (Készítette: SZEBERÉNYI J.) Jelmagyarázat: 1= Jardang 2= Jardangok magasságában megjelenő felszínmaradványok, 3= Széles völgyközi háta ellaposodott részei.

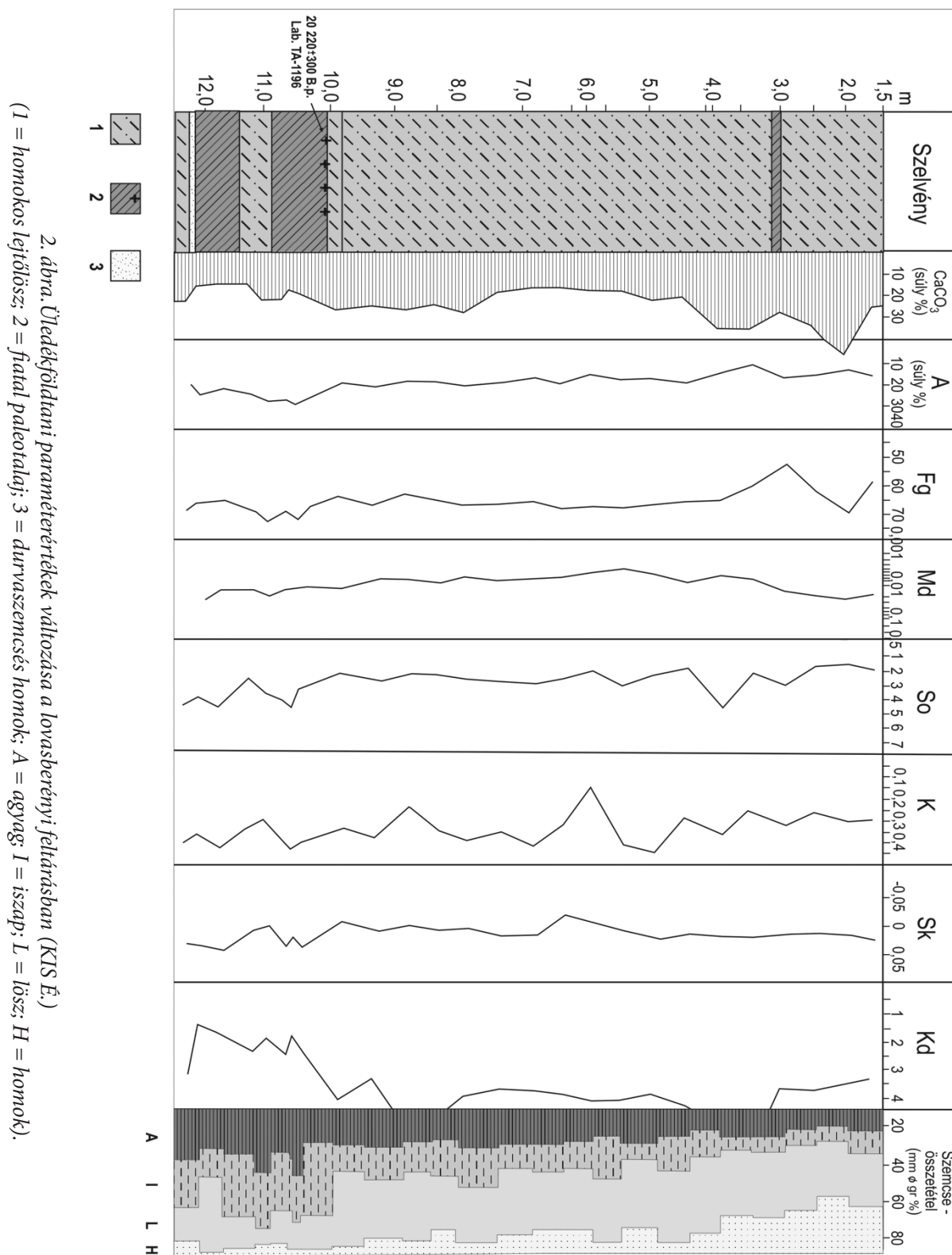
A vizsgált terület a Lovasberényi-hát délnyugati részén, Lovasberény településtől délre található.

A vizsgált terület domborzatát az eolikus folyamatok jelentős mértékben alakították át. A János-hegy északnyugati előterében jól felismerhető három, egymással párhuzamos, északnyugat-délkelet irányú, hosszan elnyújtott, keskeny, lapos tetejű, forma, amelyeket CSILLAG G. - FODOR L. (2008) jardangokként azonosított.

### A kazal-hegyi löszfeltárás

A feltárás egyik legszebb fiatal löszökből álló rétegsora hazánkban, egykori hegyláb felszínén képződött homokos lejtőlösz. A löszfeltárást 2 vázталaj, 2 paleotalaj és egy durvahomokos szint tagolja. A felső paleotalaj kora  $20220 \pm 300$  BP;  $24139 \pm 429$  calBP (Lab.TA-1196). Az öskörnyezeti változások kimutatására üledékföldtani vizsgálatokat végeztünk. Ezek magukba foglalják a hagyományos üledékföldtani paraméterek mellett a finomsági és mállási értékek vizsgálatát. Ezek alapján a látszólag egységes löszrétegsor „finom” granulomteriai változásai során a paleotalajok (<20000 év) feletti löszrétegben 2 nagy lehülési maximum mutatható ki, a feltárás 3,5 m-es és 8 m-es mélységének környékén. Mindkét lehülési maximum idejéről kb. 1-1 m löszréteg maradt meg. Ez a talajok feletti löszréteg szinte végig hideg időjárásról tanúskodik. Mintegy 20 m-es mélységtől kezdve fordulnak elő paleotalajok, felmelegedési időszakot jelezve.





Válogatott irodalom

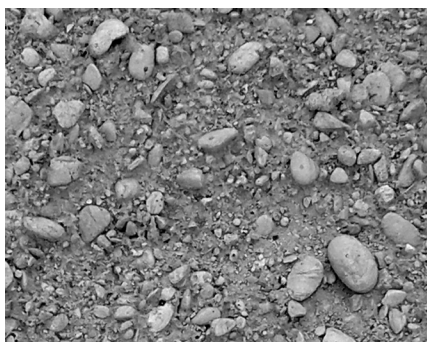
- CSILLAG G. - FODOR L. 2008. A Vértes-hegység geomorfológiája. In: Budai T., Fodor L. AVértes-hegység földtana. Magyarország tájegységi térképsorozata. Innova Print KFT, Budapest 135–145.  
 DÖVÉNYI Z.. 2010. (szerk.) Magyarország kistájainak katasztere. Második, átdolgozott kiadás. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest, 657–672.  
 MAROSI S. - SOMOGYI S. 1990. Magyarország Kistáj-katasztere I-II. MTA-FKI, Budapest 757–760.

2013. szeptember 28. (péntek)

### 3. megálló - A CSÁKVÁRI HOMOKBÁNYA

#### A csákvárium korának pontosítása

A pannon abráziós partvonalról nem messze található a Báracházi- barlang, mely üledékeiből a Vértes hegység legjelentősebb gerinces faunája került elő. A KRETZOI M. (1969) által csákváriumnak keresztelt faunafázis (biokronológiai egység) jellemzője az erdős sztyepp fauna, melyben uralkodóak a Hipparion, a Cervavitus és miocén szarvasok, illetve pl. a microstonyx („ősdiszó”) maradványok. A faunafázis meghatározása az elmúlt közel 50 évben folyamatos revíziókon esett át: KRETZOI M. - PÉCSI M. (1982) a csákváriumot 10-8,5 ma BP időszakkal párhuzamosította, későbbi vizsgálatok az eddigi értelmezéssel szemben a sümegiumnál fiatalabbnak határozták meg (9-8,2 ma BP) a faunát (KORDOS L. 1992). Ezeket az eredményeket támasztják alá a területen végzett magnetosztatográfiai vizsgálatok is (MAGYAR I. et al. 2007).



#### Pannon tengeri üledékek és ősföldrajzi-környezet(ek)

A pannon tenger üledékeit az abráziós partvonal mentén keletkezett kavicsokkal és az attól távolabb elhelyezkedő homoküledékekkel jellemezhetjük. A csákvári barlang környékén mindkét üledéktípus megtalálható. Az abráziós partfal előterében felhalmozódott Diási Kavics Formáció jól kerekített kavicsai, illetve az abból álló konglomerátum (1. ábra), helyenként 10 mé-

1. ábra. Abráziós kavicsok (fotó: Kís É.)

teres vastagságban is megjelenik, elsősorban vetőlépcsők és letörések felszínén cementálódva, valamint ezek előterében (BUDAI T. - FODOR L. 2008).

A Vértes délkeleti előterében több helyen is megfigyelhetők a dolomiton kialakult abráziós szinlők, amelynek kavicsanyaga parttól távolodva fokozatosan homokba megy át, majd kiékelődik (BUDAI T. - FODOR L. 2008), illetve összefogazódik a Somlói Homok Formációval.

A Pannon-tenger üledékeit JÁMBOR Á. (1980) felső-pannóniai formációs csoportként foglalta össze. Ennek homokos tagozatai a Toronyi-, a Somlói-, és a Tihanyi Tagozat, amelyek napjainkban önálló formációkként szerepelnek. A csákvári homokgödör anyaga medenceperemi, partközeli helyzetben, sekélyvízi környezetben keletkezhetett. A delta síkság víz alatti részére a hullámfodrok és a helyenként előforduló, íves kereszttrétegzés alapján lehet következtetni (BUDAI T. - FODOR L. 2008).

#### Válogatott irodalom

BUDAI T. - FODOR L. (szerk.) 2008. A Vértes hegység földtana : magyarázó a Vértes hegység földtani térképéhez (1:50 000), Budapest, p. 368.

JÁMBOR Á. 1980. A Dunántúli-középhegység. – MÁFI évkönyve LXII. Műszaki Könyvkiadó, Budapest. 225 p.

KORDOS L. 1992. Magyarország harmad- és negyedidőszaki emlősfajának fejlődése és biokronológiája. – Doktori Diszertáció, MTA, 104 p.

KRETZOI M. 1969. Megjegyzések a Főemlősök nomenklaturájához. – Vertebrata Hungarica (11), Népművelési Propaganda Iroda, pp. 195-199.

KRETZOI M. - PÉCSI M. (1982): A Pannóniai-medence pliocén és pleisztocén időszakának tagolása. – Földrajzi Közlemények, (30), pp. 300–320.

MAGYAR I., LANTOS, M. ÚJSZÁKI, K. L. KORDOS L. 2007. Magnetostratigraphic, seismic and biostratigraphic correlation of the Upper Miocene sediments in the North-western Pannonian Basin System. Geologica Carpathica 58: 277-290.

2013. szeptember 28. (szombat)

## A Gerecse-hegység geomorfológiája

### A Gerecse-hegység fejlődéstörténeti és felszínalkatani vázlata

A Gerecse hegység É–D-i irányú, részben vagy teljesen exhumált, kiemelt helyzetű tönkös, ill. hegylábi helyzetű fedett sasbércvonulat. Egymáshoz kapcsolódó vagy egymástól elkülönülő vonulatokból áll, amelyeket ÉÉNy–DDK irányú törésrendszerek, továbbá szerkezeti előre jelzett eróziós völgyek és medencék választanak el. A hegységet minden oldalról határozott szerkezeti vonalak, megsüllyedt medencék határolják. É-on a Duna teraszos völgye, D-en a szerkezeti-morfológiai határt képviselő szarmata mészkőfennsík, K-en a Dorogi-medence, Ny-on pedig az Által-ér és a Tatabányai-medence fogja közre.

A Dunántúli-középhegység más tagjaival szemben – ahol összehajló szerkezetet, pikkelyképződéseket figyelhetünk meg – a Gerecsében egy irányba dőlő szerkezetet találunk. Az ÉNy- és DK-i irányból ható nyomás következtében a csapásirányra merőleges megtorlódás, ill. térszűkület észlelhető, míg a hegység ÉK-i és DNy-i peremén a Tokod–Dorogi-medence, ill. az Által-ér felé a sasbércsorok szétesése figyelhető meg (VÍGH GY. 1935; VÍGH G. 1943; VADÁSZ É. 1953).

A hegységet idősebb és fiatalabb törésvonalak hálózják be. Az idősebb ÉK–DNy-i törésvonalak rövid lefutásúak és elmosódtak. VÍGH G. (1943) szerint ezek a Nagy-Gerecse DK-i oldalán követhetők. Szembetűnőbb viszont a fiatalabb ÉNy–DK-i, ill. az É–D-i irányú, a kréta és az eocén között, az ausztriai és a larámai fázisokban létrejött törésvonalak lefutása. A hegység mai geomorfológiai arculatát kialakító negyedidőszaki függőleges mozgásokat az abráziós felszínek, a Duna-teraszok, a különböző szintekben elhelyezkedő forrásbarlangok és édesvízi mészkövek, a lapos süllyedékek (Papp-rét, Domoszlói-rét stb.), valamint a medencék (a Héregi-, a Tarjáni-, a Bajnai-medence stb.) kialakulása jól igazolják.

**(1); A Keleti-Gerecse** átlagos tszf-i magassága 250–350 m. A Gerecse K-i szárnya önálló természetföldrajzi egység, ahol – a Központi- és a Nyugati-Gerecsével szemben – a mezozoos kőzetek csak kisebb területi kiterjedésben fordulnak elő a felszínen és önálló sasbérceket vagy sasbércvonulatokat alkotnak. A felszínen az uralkodó kőzetfajták harmad- és negyedidőszaki üledékek.

A főként felsőoligocén homokos, homokköves, márgás üledékes köpenyből kiemelkedő, 300–350 m tszf-i magasságú, hegylábi helyzetű exhumált sasbérceket az ÉNy–DK-i és K–Ny-i irányú eróziós völgyek irányába fokozatosan lealacsonyuló hegyláb felszínek veszik körül. A hegyláb felszíneket az eróziós–deráziós völgyek erősen feldarabolták; deráziós lépcsőkkel, patak menti teraszokkal tagolt, olykor eróziós és csuszamlásos folyamatokkal háborgatott hullámos dombvidékké formáltak. Felszínükre napjainkban is az eróziós és deráziós völgyképződés jellemző.

Az ÉNy–DK-i és a K–Ny-i irányú szerkezeti vonalakhoz kapcsolódó vízhálózat a késő-pliocéntól kezdődően a mindenkori dunai erózióbázishoz igazodott (SCHEUER GY. - SCHWEITZER F. 1979). Ezt a különböző tszf-i magasságban egymás alatt lépcsőzetesen kifejlődött édesvízi mészkőszintek igazolják. Exhumáló eróziós tevékenységük a múltban is igen jelentős volt és jelentős ma is. A negyedidőszak folyamán közel 100 m vastag üledéktakaró pusztult le. A hegyláb felszín-perem mezozoos kőzeteit, kriptotönkjeit fedő oligocén, kisebb részben miocén és pannóniai (s. l.) üledékek lepusztultak, a mezozoos üledékekből álló sasbércek felszíne exhumálódott. A felnyíló sasbércek oldalán az eróziós szintekhez (abráziós, ill. folyóvízi teraszokhoz) igazodva forrásbarlangok és nagy kiterjedésű, karsztvíz eredetű édesvízi mészkőtakarók képződtek.

**(2); A Központi-Gerecse** legmagasabbra kiemelt, legösszefüggőbb, főként triász és jura, kisebb részben kréta és eocén időszaki üledékekből felépült, a függőleges mozgások során tetőhelyzetbe került, legnagyobb részét exhumált, É–D-i irányú kettős tönkös sasbércvonulata igen tagolt. A különböző szintekre kiemelt és különböző mértékben fedett karsztos tönkfelszín maradványaként értelmezett sasbércek, ill. sasbércvonulatok olykor kisebb-nagyobb fennsíkakat alkotnak, és szorosan illeszkednek egymáshoz. A függőleges mozgások hatására a legmagasabbra kiemelt összefüggő központi sasbércekhez, a Magas-Gerecséhez É-i és D-i irányban elkeskenyedő alacsonyabb hegylábi helyzetű sasbérc-sorok csatlakoznak, a harmadidőszaki üledéktakaróból meredek peremekkel kiemelkedve egymástól alig szigetelődnek el.

A részben vagy teljesen exhumált kettős osztatú sasbércvonulatot szerkezeti előre jelzett idősebb, ÉÉNy–DDK-i és fiatalabb, K–Ny-i irányú törések mentén kialakult eróziós völgyek, valamint kisebb-nagyobb medencék, félmedencék választják el egymástól (LÁNG S. 1955, 1956).

A sasbércek helyenként törmelékkel borított meredek lejtővel kapcsolódnak az eróziós völgyekhez és a medencékhez. A meredek lejtőket rendszerint nagy esésű eróziós vízmosások tagolják. A közel függőleges, karros-





dott sziklafalakat kőfolyások övezik.

A vonulatok között keskeny és alacsonyabb, heglábi helyzetű, 350–450 m tszf-i magasságú felszínrész húzódik ÉÉNy–DDK-i irányban, a nagyobb eróziós völgyekkel párhuzamosan. Harmad- és negyedidőszaki üledékes kőzetek fedik. Az ÉNy–DK-i és K–Ny-i irányú eróziós völgyek, a nagy esésű, mélyre vágódott vízmosások és a deráziós folyamatok a heglábi helyzetű sasbérceket hegygerincekké és völgyközi hátakká szabdalják fel a sasbércek kipreparálódtak, elszigetelődtek egymástól.

A 350–450 m-es alacsonyabb heglábi helyzetű fedett sasbércvonulatokhoz – amelyeket geomorfológiailag a miocén kori, legidősebb heglábfelszín-maradványként értelmezünk – É-on a legidősebb Duna-teraszok kapcsolódnak, D-en pedig a medencék felé fokozatosan lealacsonyodva két heglábfelszín generáció csatlakozik. Felszínüket helyenként édesvízi mészkőtakaróval védett hordalékkúpok, felsőmiocén abrúziós teraszok.

**(3); A Nyugati-Gerecse** É–D-i irányú, főként dachsteini mészkőből felépült sasbércvonulata. A tetőhelyzetbe kiemelt karsztos tönkös maradványként értelmezett sasbércvonulat széles és egyenletes fennsíkja 500 m-nél magasabb. K-i és Ny-i oldalát meredek (rétegfejes), tagolatlan mészkőlejtők határolják. A kiemelt helyzetű, csak részben exhumált, karsztos, tönkös sasbércvonulat kisebb-nagyobb fennsíkjai elszórtan megfigyelhető 2–4 cm átmérőjű, 3–3,5 görgettségű mart kvarckavicsok feltehetően a hegységész oligo-miocén időszaki fedettségére utalnak (VÍGH GY. 1925; VÍGH G. 1943; LÁNG S. 1955). A sasbércvonulat a Duna és a Tatabányai-medence felé fokozatosan lealacsonyodik; 300–350 m tszf-i magasságú, főként felső-miocén üledékekkel, deltaösszletekkel, abrúziós teraszokkal fedett heglábfelszínbe megy át. A többnyire édesvízi mészkővel takart magasabb heglábfelszínhez egy hegláblépcsővel lehanyatló, alacsonyabb helyzetű (250–290 m a tszf.) heglábfelszín kapcsolódik, amelynek felületéhez É-on a legidősebb Duna-terasz, Ny-on pedig az Által-ér terasza simul. A hegység É-i peremén megjelenő Dunának és mellékpatakjainak eróziós és teraszképző tevékenységét az újabb szerkezeti mozgások, valamint a pleisztocén időszak csapadékosabb periódusai jelentősen felfokozták (PÉCSI M. 1959).

A Nyugati-Gerecse előterét pusztuló heglábfelszínnek, a dombsági területeket sűrű és mély völgyhálózat (erózióval átalakított deráziós cirkuszvölgyek, deráziós völgyek, eróziós völgyek), nagy mélységű (10–30 m) eróziós szakadékvölgyek (löszszurdokok), vízmosások és árkos eróziós formák, lepusztulásból kimaradt löszhátak és keskeny vízválasztó gerincek (löszsel fedett idősebb pleisztocén teraszok és teraszmaradványok), tanúhegyekre bontott völgyközi hátak (deráziós és eróziós-deráziós tanúhegyek), löszmélyutak, löszszakadékok, változatos antropogén formák (tereplépcsők, a lösz lepusztulásformái stb.), csuszamlásos, suvadásos és rogyásos tömegmozgásos formák, nagyméretű partomlások, valamint enyhe lejtőjű pusztuló teraszfelszínek (II/a.–VII. sz. teraszok) jellemzik (PÉCSI M. 1955, 1959; ÁDÁM L.–SCHWEITZER F. 1985).

#### Válogatott irodalom

ÁDÁM L.–SCHWEITZER F. 1985. A Neszmély–Dunaalmás–Dunaszentmiklós közötti felszínmozgásos terület 1: 10 000-es méretarányú geomorfológiai térképének magyarázója. – In: ÁDÁM L.–PÉCSI M. (szerk.): Mérnökgeomorfológiai térképezés. Elmélet–Módszer–Gyakorlat 33. Budapest, MTA Földrajztudományi Kutatóintézet. 108–167.

SCHWEITZER F. 1988. Gerecse-hegység in: ÁDÁM, L., MAROSI, S., SZILÁRD J. (eds.) 1988. A Dunántúli-középhegység B), Regionális tájföldrajz. Magyarország tájföldrajza 6. Akadémiai Kiadó, Budapest: 369–380.

LÁNG S. 1955. A Gerecse peremhegységi részeinek geomorfológiája. Földrajzi Értesítő 4. 2. 157–191.

LÁNG S. 1956. A Központi Gerecse geomorfológiája. Földrajzi Értesítő 5. 2. 265–280.

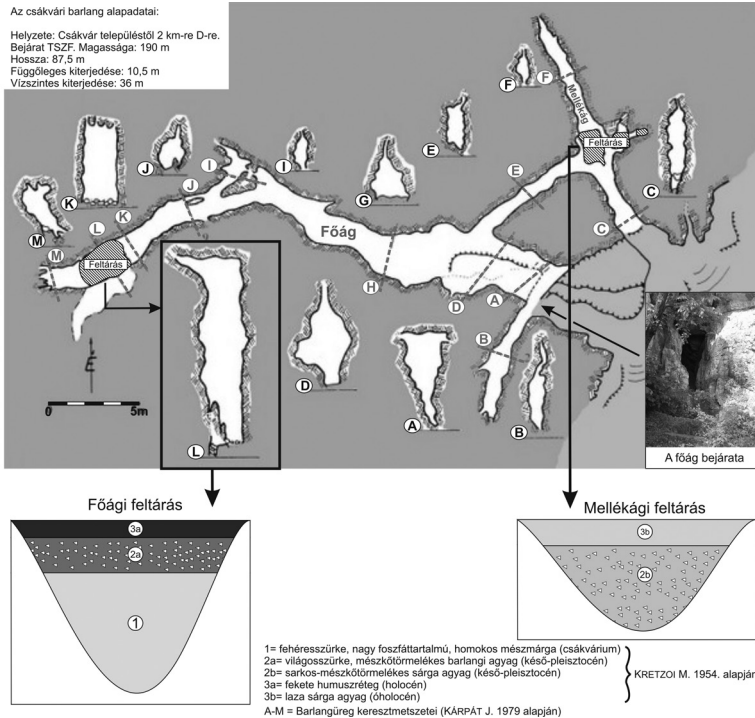
PÉCSI M. 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakulása. Földrajzi Monográfiák 3. Akadémiai Kiadó, Budapest, 345 p.

SCHEUER GY.–SCHWEITZER F. 1979. Tavi-mocsári és tetarátás típusú édesvízi mészkőösszletek a Keleti-Gerecsében. Földrajzi Közlemények 27. 1–3. 106–124.

VADÁSZ E. 1953. Magyarország földtana. Akadémiai Kiadó, Budapest, 402 p.

2013. szeptember 27. (szombat)

## 1. megálló - A CSÁKVÁRI - (BÁRACHÁZI) - BARLANG



A triász, anizuszi-alsó karni időszakában keletkezett a Budaörsi Dolomit Fm. (BUDAI T. - FODOR L. 2008), amelyben a későbbi szerkezeti mozgások következtében egymásra nagyjából merőleges, keresztirányú törések jöttek létre (KRETZOI M. 1954). Az ezek mentén kialakult hasadékok közül három kifut a felszínre. A középső a csákvári barlang főágának bejárata (1. ábra).

### Barlangi rétegtan Főág

(1); Homokos mészmárga: barlangkitöltés fekéje, 0,5-1,5 m, fehéresszürke, rozsdabarna, nagy foszfát-tartalmú. Fauna: nagyragadozók (pl. *Machairodus*, *Agriotherium*), rágcsálók (*Miochystrix*), denevér fajok, kígyó, vagy béka fajok (búvó-, vagy alvóhelyként használták a barlangot). Ormányosok, növényevők, egerek (prédaállatok).

1. ábra: A Csákvári-barlang járatrendszere és a feltárt üledékes rétegsorok

Háromujjú ősló, Kárpát-medence legidősebb hipparion-faja. A hipparionok kb. 11 ma BP éve jelentek meg, így a csákvári lelet KRETZOI M. (1954) szerint egy korai faj példánya lehet. Feltételezése szerint ezek olyan öskörnyezetben élhettek, mint ami napjainkban Afrika forró éghajlati övében tanulmányozható.

(2a); Barlangi agyag: késő-pleisztocén, mészkőtörmelékes, világos szürkésbarna. Fauna: *asinus*-os, *Cuon*-os sztyepp-jellegű fauna (würm I.) és tundrai (würm III.), majd posztglaciális sztyepp fauna (hófajd, barlangi hiéna, barlangi oroszlán, gyapjas orrszarvú).

(3a); Fekete humuszos üledék: holocén, ember által betelepített fajok (dámvad, fácán), pele, medve, farkas, hiúz. Neolitikumi régészeti leletek.

### Mellékág

(2b); Mészkőtörmelékes sárga agyag: MIS 5e vége, és würm I. fauna: ürge, hörcsög, róka, barna medve, hiéna, tarajos süllő.

(3b); Mészkőtörmelékes, felszín közelében fellazuló sárga agyagüledék: kora-holocén fauna-együttes (hörcsög, mezei nyúl, róka)

### Válogatott irodalom

BUDAI T. - FODOR L. (szerk.) 2008. A Vértes hegység földtana : magyarázó a Vértes hegység földtani térképéhez (1:50 000), Budapest, p. 368.

GÖNCZÖL I. 1986. A Vértes-hegység barlangkataszteri felmérése – Karszt és Barlang II. 115-118

JAKUCS L. - KESSLER H. 1962. A barlangok világa. Sport, Budapest, p. 262.

KADIĆ O. - KRETZOI M. 1927. Előzetes jelentés a csákvári sziklaüregben végzett ásatásokról. – Barlangkutatás, X-XIII. 49-51.

KORDOS L. 1992. Magyarország harmad- és negyedidőszaki emlősfaunájának fejlődése és biokronológiája. – Doktori Disszertáció, MTA, 104 p.

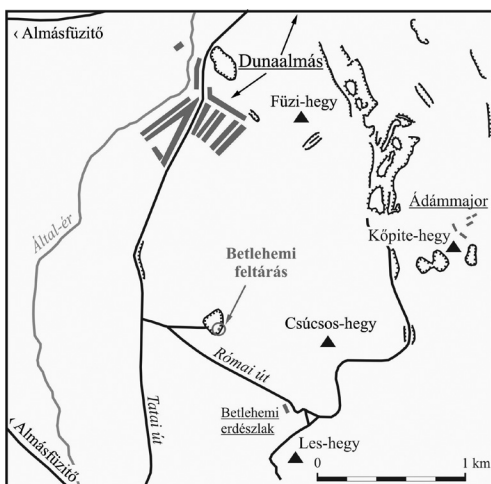
KRETZOI M. 1954. Befejező jelentés a csákvári barlang őslénytani feltárájáról. – MÁFI évi jelentése 1952-ről. Nehézipari könyv- és folyóiratkiadó vállalat, Budapest, 37-55.

KRETZOI M. 1969. Megjegyzések a Főemlősök nomenklaturájához. – Vertebrata Hungarica (11), Népművelési Propaganda Iroda, 195-199.

2013. szeptember 28. (szombat)

## 2. megálló - A DUNAALMÁSI BETLEHEMI BÁNYA

### Elhelyezkedés



Az egykori bányaudvar 172 m tszf.-i magasság felett helyezkedik el, mely szintet PÉCSI M. (1959, 1991) a Duna V. sz. teraszának írta le (1. ábra). A feltárástól É-i, ill. Ny-i irányba nézve a Duna és az Által-ér felé lépcsőzetesen lealacsonyodva láthatjuk a folyó I–IV. sz. teraszainak sorozatát.

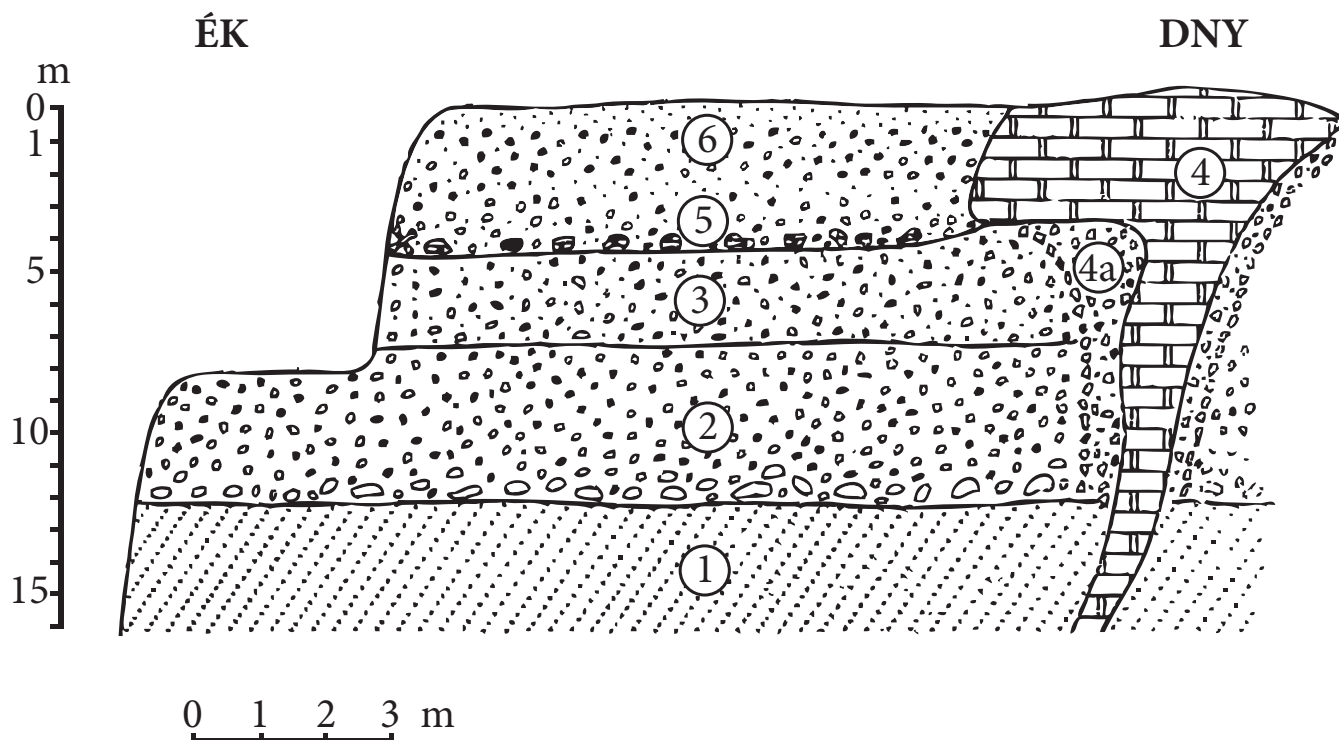
### A betlehemi feltárás rétegsorának ismertetése (2. ábra)

**(1);** 4 m vastagságú, ferderétegzett felső-pannoniai homok. É-i fal kizárólag homok, D-i fal: homok felett különböző kavicsos üledékek, édesvízi mészkő kibúvások.

**(2);** Durvaszemcsés, kavicsos rétegösszet: a pannon homokra diszkordánsan települ, 20–40 cm átmérőjű görgetegek; anyaguk: kvarc, gránit, gneisz és egyéb metamorf kőzetek.

**(3);** Kisebb szemátmérőjű (max. 10 cm) kavicsokból álló összet, üledékes szerkezetük hordalékkúpszerű, illetve mederbelti lerakódást mutatnak, homokos közbetelepülések; gyakori sarkos kavicsok (dreikanter) előfordulások (SCHWEITZER F. 1988).

2. ábra. A betlehemi feltárás szelvénye (SCHWEITZER F. 1988). 1 = felsőpannoniai ferderétegzett homok, 2 = főként durva szemcsés kavics, alsó részében 20–40 cm átmérőjű kavicsgörrgetegek, 3 = durva és közepes szemcsenagyságú kavicsok homokos közbetelepüléssel, dreikanterek, 4 = forrástölcsér édesvízi mészkővel kitöltve, 4a = forrástölcsért övező kavicsok hossztengegyükkel függőleges irányba állva, 5 = durva és közepes szemcsenagyságú kavics, homokos rétegekkel, az alsó részében édesvízi mészkő alig görgetett darabjaival, 6 = közepes szemcsenagyságú kavics (2-5 cm átmérőjű), felfele homokba megy át







**(4);** Édesvízi mészkővel kitöltött forrástölcsér (SCHWEITZER F. 1988): feltörési centrum (2. ábra, 4); a forrástölcsért övező zónában a hossz tengelyükkel függőleges helyzetben lévő kavicsokat a forrásvíz feláramlásának irányát követik (2. ábra, 4/a).

**(5);** Homokos rétegekkel tagolt, durva és közepes szemcsenagyságú kavicsösszlet: alsó részében édesvízi mészkő alig görgetett darabok, *Mammuthus (Archidiskodon) meridionalis* őrlőfogát (megtalálta: VICZIÁN I. - SCHWEITZER F. 2000-ben; meghatározta: GASPARIK M.).

**(6);** Közepes szemcsenagyságú, 2–5 cm átmérőjű kavics építi fel, mely felfele fokozatosan homokba megy át.

A paleontológiai és egyéb adatok alapján a V. sz. terasz a Kislángi szakasz végével, a rátelepülő édesvízi mészkő pedig az alsó-bihariummal (ill. az alpi beosztás alapján a gүнz/mindel interglaciális alsó részével) párhuzamosítható (KRETZOI M.–PÉCSI M. 1979).



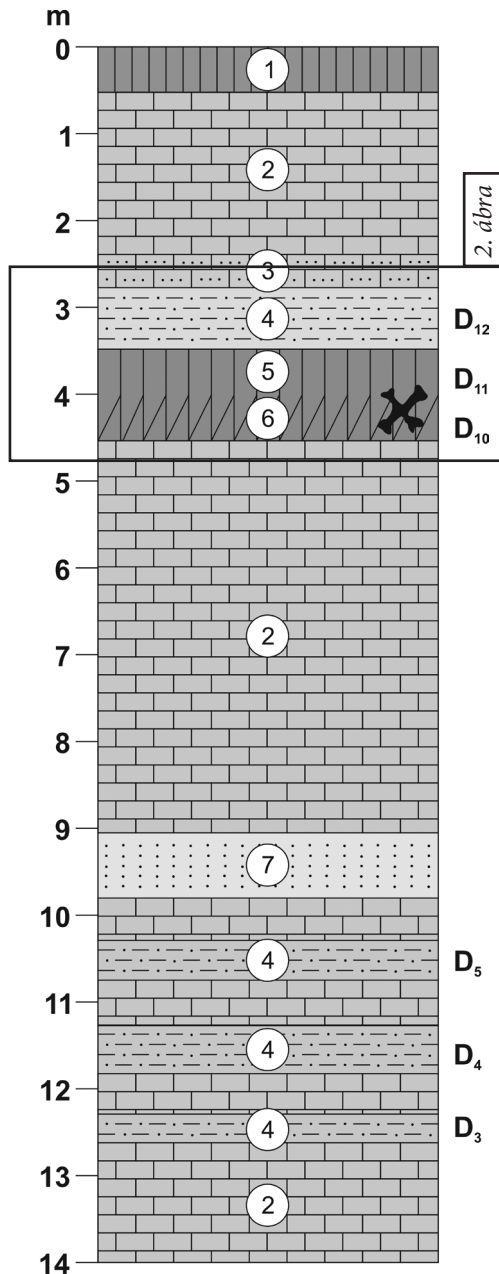
3.ábra: A betlehemi feltárás ÉK-DNy-i fala 2000-ben, Fotó: VICZIÁN I. A nyíl az *Archidiskodon meridionalis* foglet helyét mutatja

#### Válogatott irodalom

- KELE S. 2009. Édesvízi mészkövek vizsgálata a Kárpát-medencéből: Paleoklimatológiai és szedimentológiai elemzések. PhD disszertáció, ELTE TTK Földtudományi Doktori Iskola Földtan-Geofizika Doktori Program, Kézirat, 176 p.
- KRETZOI M. - PÉCSI M. 1979. Pliocene and Pleistocene development and chronology of the Pannonian Basin. Studies on Loess. Int. Geol. Correlation Programme Magnetostratigraphy, 1980, Acta Geologica 22. 3–33
- PÉCSI M. 1959. A Magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalkotása. Földrajzi Monográfiák 3. Akadémiai Kiadó, Budapest. 346 p.
- PÉCSI M.. 1991. Geomorfológia és domborzatminősítés. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest, 296 p.
- SCHEUER GY. - SCHWEITZER F. 1981. A Gerecse hegység paleokarszt-hidrogeológiai viszonyainak rekonstrukciója a felsőpannontól napjainkig. Hidrológiai Közöny. 61. 8. 333–343.
- SCHEUER GY. 1997. A Nyugat-Gerecse csúcsos-hegyi édesvízi mészkő-előfordulás paleohidrogeológia vizsgálata. Hidrológiai Tájékoztató, 1997. október, 23–26.
- SCHWEITZER F. 1988. A Gerecse-hegységi édesvízi mészkőösszletek elterjedése, litosztratiográfiai tagolása. In: SCHEUER GY. - SCHWEITZER F.: A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. Földrajzi Tanulmányok 20. Akadémiai Kiadó, Budapest, 49–50.

2013. szeptember 28. (szombat)

### 3. megálló - A DUNAALMÁSI KISLÁNGI FELTÁRÁS



#### A dunaalmási édesvízi mészkő és lösz/paleotalaj komplexumrétegtana és kora

Az idős löszök és lösszerű üledékek sorozatai hazánk területén jelentős réteghiányokkal terhelték; a nem süllyedő dombsági területeken és a medenceperemeken a rétegtani helyzet és a relatív kor beazonosítása nehéz feladat elé állítja a kutatókat. A dunaalmási kőfejtő (É.sz. 47°40' K.h. 18°20' 268 m tszf. magasságban) édesvízi mészkőrétegei közé zárt vörös paleotalaj és rátelepülő löszös üledék kora a paleomágneses és paleontológiai bizonyítékok alapján egyértelműen a kora-pleisztocén (1. ábra). Az édesvízi mészkőképződéshez szükséges forrásműködés száraz időszaki szünetében képződött üledékek egy nagyméretű tetarata medencében rakódtak le, majd a forrástevékenység újbóli beindulása után travertinóval fedődtek be. JÁNOSSY D. (1979) vizsgálatai alapján a talajban talált fauna kislángiumi. Az üledékföldtani paraméterek rétegtani hiátusokat jeleznek mind a paleotalajban, mind a löszös (mésziszapos) összletekben.

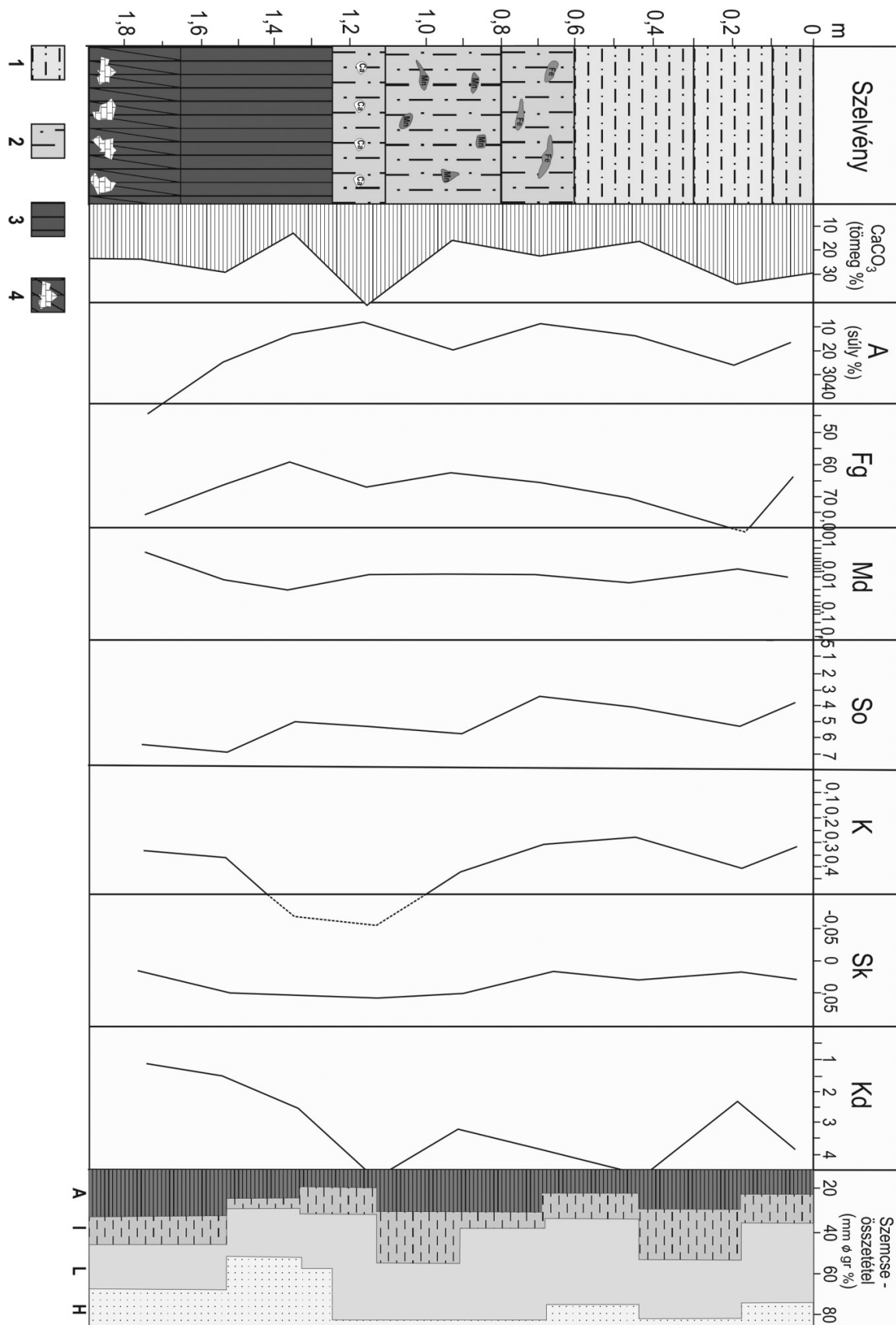
A paleomágneses mérések a teljes rétegsorban fordított mágnesezettséget mutattak, leszámítva a legalsó (D3) réteget, melynek mágneses irányítottága ismét normális, és feltehetően a Gauss paleomágneses időszakot jelzik (PEVZNER, M.A.mérései alapján PÉCSI M. - SCHWEITZER F. 1995).

Az 1 millió évesnél idősebb hazai löszök képződésének kérdésköre nem új keletű (PÉCSI M. 1984a, 1984b). Újabb kutatási eredmények alapján a kora-pleisztocén környezeti viszonyai lehetőséget teremtettek a korábbi időszakokéhoz képest fokozottabb hullóporos szedimentációra. Ebből a felhalmozódott poranyagból megfelelő környezeti feltételek mellett lösz képződhetett, mely idős löszök sok helyütt erodálódtak, áthalmozódtak. A dunaalmási rétegsor sajátos települési viszonyainak köszönhetően azonban ezek az idős üledékek fennmaradtak.

1. ábra. A dunaalmási szelvény (Szerk.: SCHWEITZER F. 1994 – 1. recens rendzina talaj; 2. édesvízi mészkő; 3. mésziszap; 4. finomhomokos lösz; 5–6. dupla paleotalaj; 7. közetlisztes homok; D4–D12: normál mágnesezettségű minták; D3: fordított mágnesezettségű minta).

#### Válogatott irodalom

- JÁNOSSY D. 1979. A magyarországi pleisztocén tagolás a gerincesfauna alapján. Akadémiai Kiadó, Budapest, 207 p.  
 PÉCSI M. 1984a. Is typical loess older than one million years? In: Pécsi, M. (ed.): Lithology and Stratigraphy of Loess and Paleosols. Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, Budapest, 213–224.  
 PÉCSI M. 1984b. Létezik-e egymillió évesnél idősebb valódi lösz? Földrajzi Értesítő 33. (4) 347–357.  
 PÉCSI M. - SCHWEITZER F. 1995. The lithostratigraphical, chronostratigraphical sequence of Hungarian loess profiles and their geomorphological position. In: Pécsi M. - SCHWEITZER F. (eds.), Loess InForm 3. Concept of loess, loess-paleosol stratigraphy. MTA FKI, Budapest, 31–61.

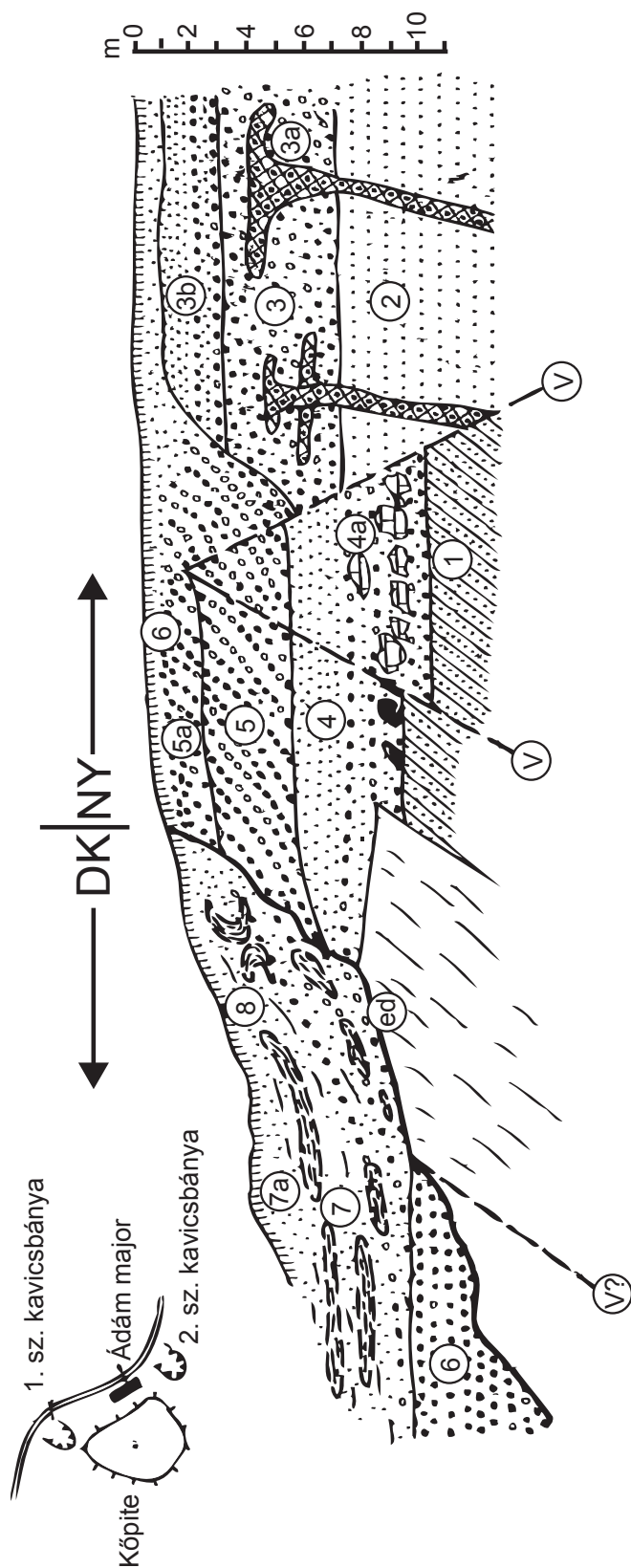


2. ábra. Üledékföldtani paraméterértékek változása a dunaalmási feltárásban (KIS É.).  
 1: mészsízap; 2: lösz; 3: fosszilis vöröstalaj; 4: vörösgyag mészkőtörmelékkel



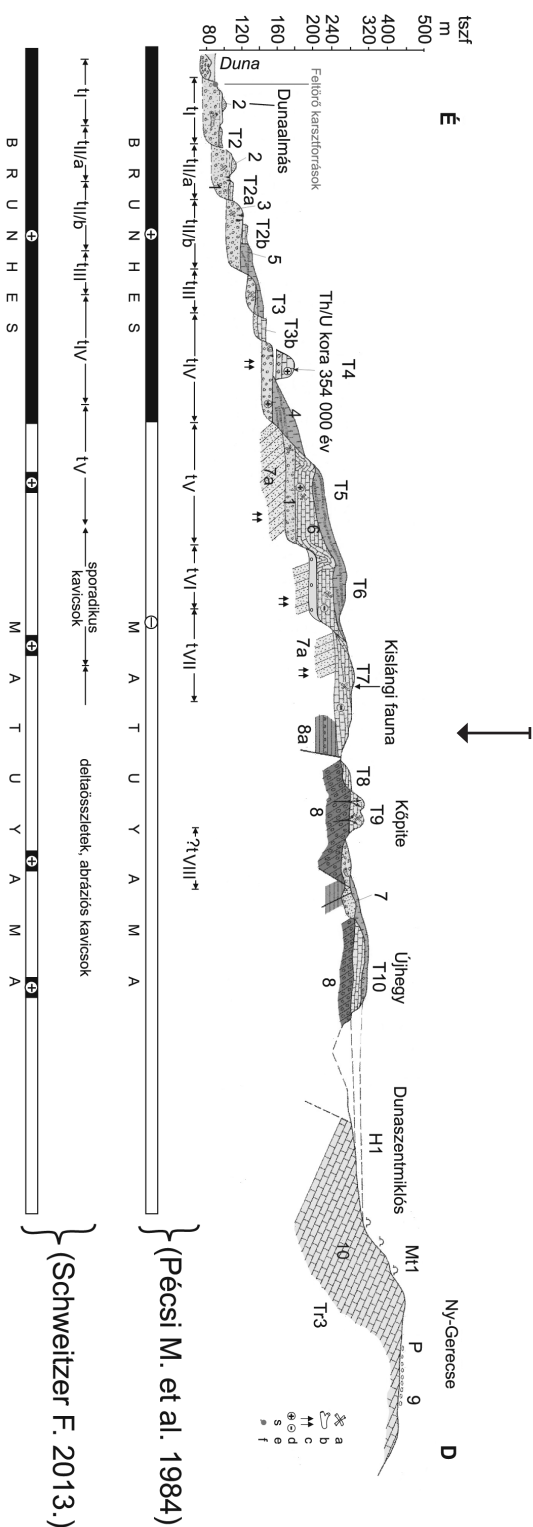
2013. szeptember 28. (szombat)

## 4. megálló - KŐPITE



1. ábra. A Kőpite keleti oldalán található 2. számú kavicsbánya vázlatos szelvénye (Forrás: PÉCSI, M. - SCHWEITZER F. 1988)

1 = pannon homokos agyag; 2 = vízszintesen települő durvaszemű fehér homok (ritkán keresztregszett), 3 = homokos kvarckavics (sok bazalt (?) kavicsal); 3/a = forráskürtő konglomerátumú cementált homokkal és kavicsal kitöltve; 3/b = kvarchomok kavics betelepülésekkel; 4 = váltakozó fehér kvarc murva és kavics; 4/a = fehér kvarckavicsba települő édesvízi-mészó blokkok (0,3-1 m átmérőjű); 5 = finom- és durvaszemű kavicsos deltaüledék; 5/a = vízszintesen települő kavics; 6 = döntően durvaszemű kavics (kvartcit, gránit, gneisz, lidit, metamorf és mészkő kavicsok); 7 = fehér homok kőzetlisztes és agyagos közbetelepülésekkel; 7/a = szürkés homok; 8 = lejtőirremlékes humusz; v = vető; v? = feltételezett vető; ed = éles eróziós diszkordancia



2 ábra. Geomorfológiai szintek a Nyugat-Gerecében Dunainmás és Dunaszentmiklós szelvényében (PÉCSI M. – SCHEUER Gy – SCHWEITZER F. – PEVZNER M. A. 1984) alapján, újrértelmezte SCHWEITZER F. 2013. I = folyami terasz kavics és -homok, A feltételeztem t VIII. számmal jelölt terasz kavics (PÉCSI M. szerint) eróziós diszkordanciával települ a felsőpannóniai deltakavicsra, elrombolva a legfelső pannóniai homokot és gyöngykavicsos homoktagozatot is; 2 = futóhomok; 3 = pleisztocén kriotubáció maradványai; 4 = lösz, lejtőlösz; 5 = fosszilis talajok a löszben; 6 = édesvízi mészkőszintek T1-T10 különböző korú édesvízi mészkőszintek; 7 = felsőpannóniai kereszttegezett homok (?) Béraltavárium; 8 = felsőpannóniai agyag; 9 = miocén (?) terasztrikus kavics; 10 = felsőtriasz mészkő; H1 = felsőpliocén hegyláb felszín-maradvány, amelynek peremén a 2. sz. felsőpannóniai ábrázolt szintű átöröklődött; M1 = felsőpannóniai ábrázolt szintű; P = harmadidőszak előtti – harmadidőszaki planációs szint, miocén terasztrikus kavicsfoslányokkal (?)? a = fauna lelőhely; b = elszenesedett fatörzs-maradvány; c = hévforrás tölcser-nyomok az édesvízi mészkőben, ill. kavicsban; d = paleomágneses polaritás; e = sporadikus kavicsok az alsónyabb hegyláb felszíneken feltörő karsztforrások

Válogatott irodalom

PÉCSI, M., SCHEUER, Gy., SCHWEITZER, F. 1988. Neogene and Quaternary geomorphological surfaces and lithostratigraphical units in the Transdanubian Mountains. In: PÉCSI, M. – STARKEL, L. (eds.) Paleogeography of Carpathian Regions. Geographical Research Institute (HAS) 11–41.

## 5. megálló - DUNAALMÁSI KARSZTFORRÁSOK



1990-től a sorozatos bányabezárásoknak köszönhetően a karsztvíz-kiemelés befejeződött, így a tároló elkezdett feltöltődni. A folyamatot erősítette az is, hogy 1994 és 1999 között a sokévi átlagnál 20–30%-kal több csapadék hullott le. Ez 1990-től 2000 végéig a következő átlagos vízszintemelkedéseket eredményezte: Tatabánya térségében 29–30 m (záró szint: 106–112 m a tszf), Tata térségében 23–24 m (záró szint: 118 m a tszf). 2001-ben újra beindultak a legalacsonyabban (118–119 m a tszf) fekvő Fényes-források (BALLABÁS G. 2004). A dunaalmási Csokonai-forrás már 1999-től aktív volt (CSEPREGI A. 2007).

A karsztforrások újbóli feltörésével kapcsolatos vízvizsgálatok első eredményei területünkön kívül, a Széki-tározó környezetében megjelenő összesen 20–25 vízkilépési helyről származnak (BABÁK K. et al. 2013). A Széki-tározó aljzatán további meleg források törnek fel, amelyekre a tó jegén megjelenő, megolvadt foltokból következtethetünk.

A jövőben a vízszintemelkedés egyes pozitív következményei mellett számos, „nem várt” negatív, ill. katasztrofális hatásával is számolni lehet. Egyik ilyen lehetőség, hogy a forráselapadások után a kiszáradt területeket beépítették. Tatán pl. a Komáromi utcai források 1973-as elapadását követő évtizedekben a Május 1. út mindkét oldalán lakótelepi házak épültek. A források újbóli beindulása azt eredményezte, hogy a korábbi járatok ismét víz járja át, egyes négyemeletes panelházak alól pedig repedéseken keresztül, vékony erek formájában forrásvizek törnek elő.

Más esetben a karsztvízszint-süllyesztés előtti aktív járatok eltömedékelődhetnek, így a felszálló karsztvíz más helyen talált magának utat a felszínig, így új források keletkeztek. Erre példa a Csokonai-forrástól pár száz méterre Dunaalmáson az 2010-es évektől a felszínalatti áramlási viszonyok megváltozásával egy új forrás fakadása, a református templom és a vasúti töltés között.

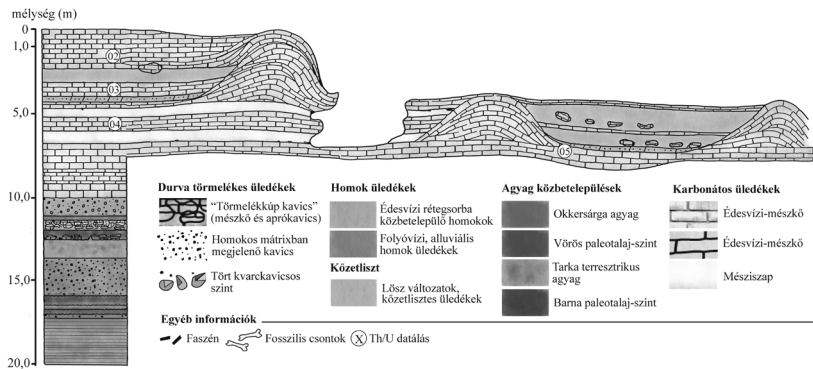
### Válogatott irodalom

- BABÁK, K.–KISS, I.–KOPECSKÓ, Zs.–KOVÁCS, I.P.–SCHWEITZER, F. 2013. Some data of the karst water springs of Pápai Bakonyalja. *Hungarian Geographical Bulletin* 62. 3. (Megjelenés alatt)
- BALLABÁS G. 2004. Visszatérő karsztforrásokkal kapcsolatos településfejlesztési és környezetvédelmi lehetőségek és veszélyek Tata város példáján. Táj, tér, tervezés. Geográfus doktoranduszok VIII. országos konferenciája. (Elektronikus dokumentum).
- BALOGH J.–LOVÁSZ GY. 1988. A Vértes–Velencei-hegyvidék vízföldrajzi-vízföldtani erőforrásai. In: PÉCSI M. et al.: Regionális tájfeldrajz. Dunántúli középhegység B). Akadémiai Kiadó, Budapest. pp. 261–286.



2013. szeptember 28. (szombat)

## 6. megálló - VÉRTESSZÖLŐS



1. ábra: a vértesszőlősi lelőhely és környezetének komplex rétegtana (PÉCSI, M. 1980)

### A vértesszőlősi ősközi telep relatív kronológiai besorolása

**(a); Régészeti kronológia:** *Buda-ipar* (KRETZOI M. - VÉRTES L. 1964); *vértesszőlősi ipar*; „*mikroeszközös alsó-paleolitikum*” (Lower Palaeolithic Microlithic Industry) ~700-100 ka BP-re keltezhetőek, középső-pleisztocén;

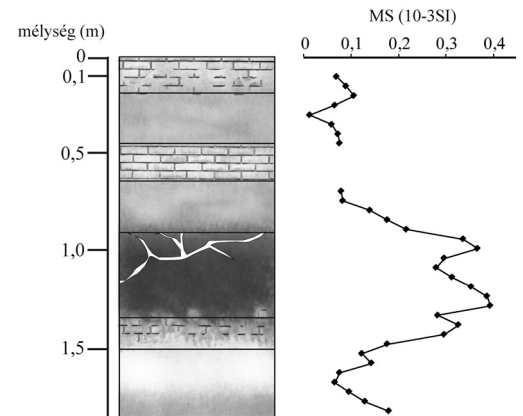
**(b); Litosztratigráfia:** édesvízi mészkő gátak, medencék mögötti üledékképződési környezetekben *lössváltozatok*, vörös, barna színű agyagos, *paleotalajok*, homokos-finomhomokos *fluviális, eolikus üledékek*, *mésziszap*, autigén *mész-törmelékes rétegek* (MOLDVAY, L. 1983, 1990; PÉCSI, M. 1973, 1990).

**(c); Biosztratigráfia:** malakológiai (KROLOPP E. 1977a, 1977b, 1990), pollen-analitika (JÁRAI-KOMLÓDI, M. 1973, 1990), makroflóra (SKOFLEK, I. és BUDÓ, V. 1973, SKOFLEK, I. 1990), gerinces fauna (KRETZOI, M. - VÉRTES, L. 1964, 1965a, b).

**malakológia:** (1) az alsó-bihari vége, cromer (~günz/mindel) interglaciálissal (MIS13-15) (komplex egység, MIS13-21); (2) elster, vagy mindel eljegesedés (MIS 12) első, vagy második interstadiális szakasza (mindel II-III) KROLOPP, E. (1977b, 1990).

**pollen analízis:** mindel (elster) első interstadiálisára, vagy a cromer (günz/mindel interstadiális) vége (MIS 13) JÁRAI-KOMLÓDI, M. (1973, 1990).

**gerinces fauna:** (1) bihari emelet (mosbachi fázisa) (KRETZOI M. - VÉRTES, L. 1965a, b). (2) holstein interglaciális (MIS11), vagy cromer komplex IV. interglaciális (MIS13) (KORDOS, L. 1994; ROEBROEKS, W. - KOLFCHOTEN, T. V. 1995).



2. ábra: a 2005-ben vizsgált feltárás rétegtana és a mágneses szuszceptibilitás eredmények

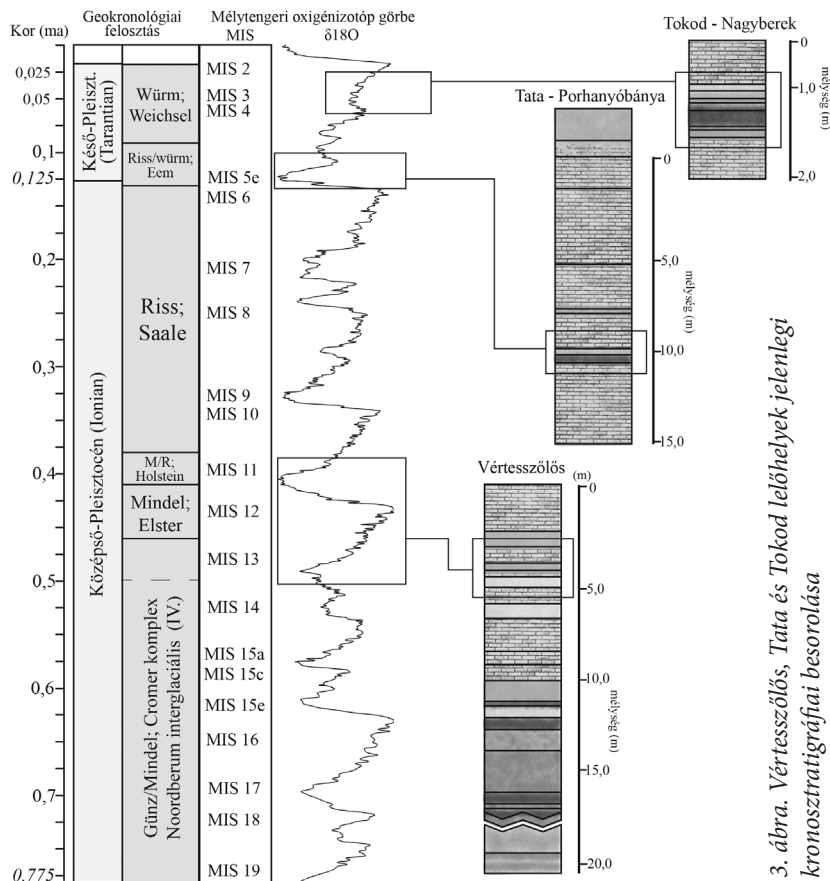
*Homo heidelbergensis*: tarkócsont töredék az afrikai eredetű *Homo erectus* európai alfaja, a bennszülött neandervölgyi típus elődjétől származik.

**(d); Morfosztratigráfia** (geomorfológiai szintek): Által-ér V. számú terasza (günz) az édesvízi mészkő (T4) (günz/mindel interglaciális, MIS13-15)(PÉCSI M. 1973, 1990).

## Kronometriai (abszolút) koradatok a vértesszőlői őskőkori telep környezetéből

1. táblázat. A vértesszőlői lelőhely abszolút koradatai

	II. lh, travertínó	225±35 ka BP	
Th <sup>230</sup> /U <sup>234</sup>	I. lh, 1. réteg fedője	250-475 ka BP	CHERDINTSEV, V.V. és KAZACHEVSKI, I. V. (1965)
	bánya felső része	>370 ka BP	
Th <sup>230</sup> /U <sup>234</sup>	travertínó felső 1/3-a	>350 ka BP, vagy >270 ka BP	PÉCSI, M. (1973); PÉCSI, M. és OSMOND, J. K. (1973)
U sorozat	I. lh, 4 kultúrréteg felett	202+120/-63 ka BP	
	I. lh, 1. kultúrréteg alatt	219+40/-30 ka BP	SCHWARCZ, H. P. és LATHAM, A. G. (1980)
Th <sup>230</sup> /U <sup>234</sup>	I. lh. 3. kultúrréteg, tufa kultúrréteg fedője	>350 ka BP 128+20/-17 ka BP	
ESR		127±13 ka BP	
Th <sup>230</sup> /U <sup>234</sup>	kultúrréteg fedője	217+40/-28 ka BP	
ESR		245±25 ka BP	
Th <sup>230</sup> /U <sup>234</sup>	„tarkócsont alatt”	325+∞/-60 ka BP	HENNING, G. et al. (1983)
ESR		172±17 ka BP	
Th <sup>230</sup> /U <sup>234</sup>	„tarkócsont szintje”	>350 ka BP	
ESR		333±17 ka BP	



3. ábra. Vértesszőlős, Tata és Tokod lelőhelyek jelenlegi kronostratigráfiai besorolása

### Válogott irodalom

- T. DOBOSI V. 2003. Vértesszőlős: az első emberek Magyarországon. In: Magyar régészet az ezredfordulón, Nemzeti Kulturális Örökség Minisztériuma, Teleki László Alapítvány, Budapest: 473 p.
- JÁRAI-KOMLÓDI, M. 1973. Pollenstatistikai vizsgálatok a vértesszőlői őstelepülés mézstufa rétegeiből. Földrajzi Közlemények 97: 127-132.
- KORDOS L. 1994. Revised Biostratigraphy of the Early Man Site at Vértesszőlős, Hungary. Courier Forschungs-Institut Senckenberg, 171: 225-236.
- KRETZOI M. - T. DOBOSI V. (eds.) 1990. Vértesszőlős - Man, Site, Culture, Akadémiai Kiadó, Budapest: 554 p.
- KROLOPP E. 1977b. Middle Pleistocene mollusc fauna from the Vértesszőlős campsite of prehistoric man. Földrajzi Közlemények 35: 1-3. 188-211.
- Pécsi M. 1990. Geomorphological position and absolute age of the Vértesszőlős Lower Palaeolithic site. In: KRETZOI M - T. DOBOSI V. (eds.). Vértesszőlős: Man, Site and Culture, Akadémiai Kiadó, Budapest: 27-41.

