

2019.08.21-26.

## **IX. Összegytemi terepgyakorlat** *Budapest-Tardos*



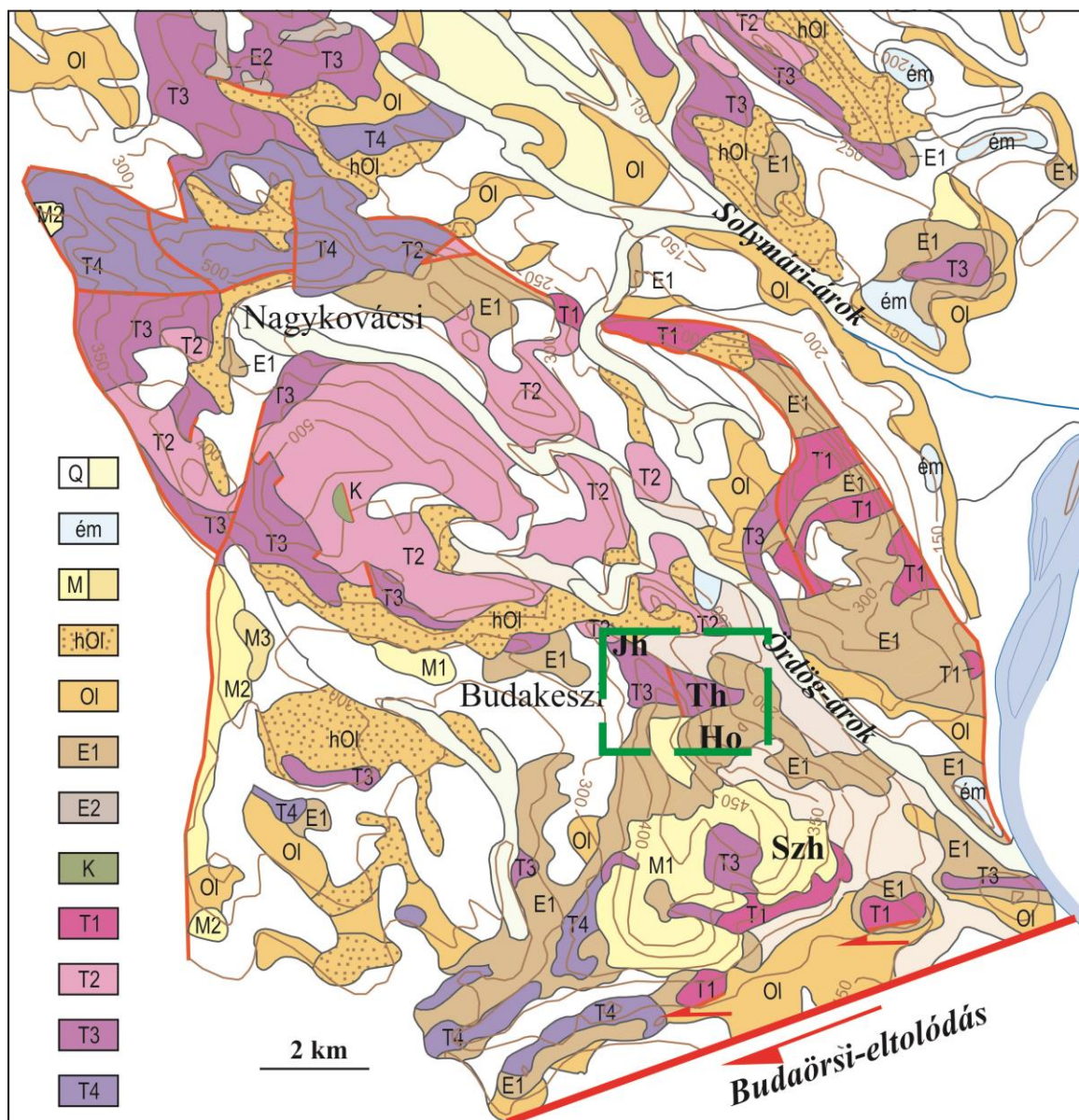
Magyarhoni Földtani Társulat Ifjúsági bizottság



## A Budai-hegység földtani felépítése

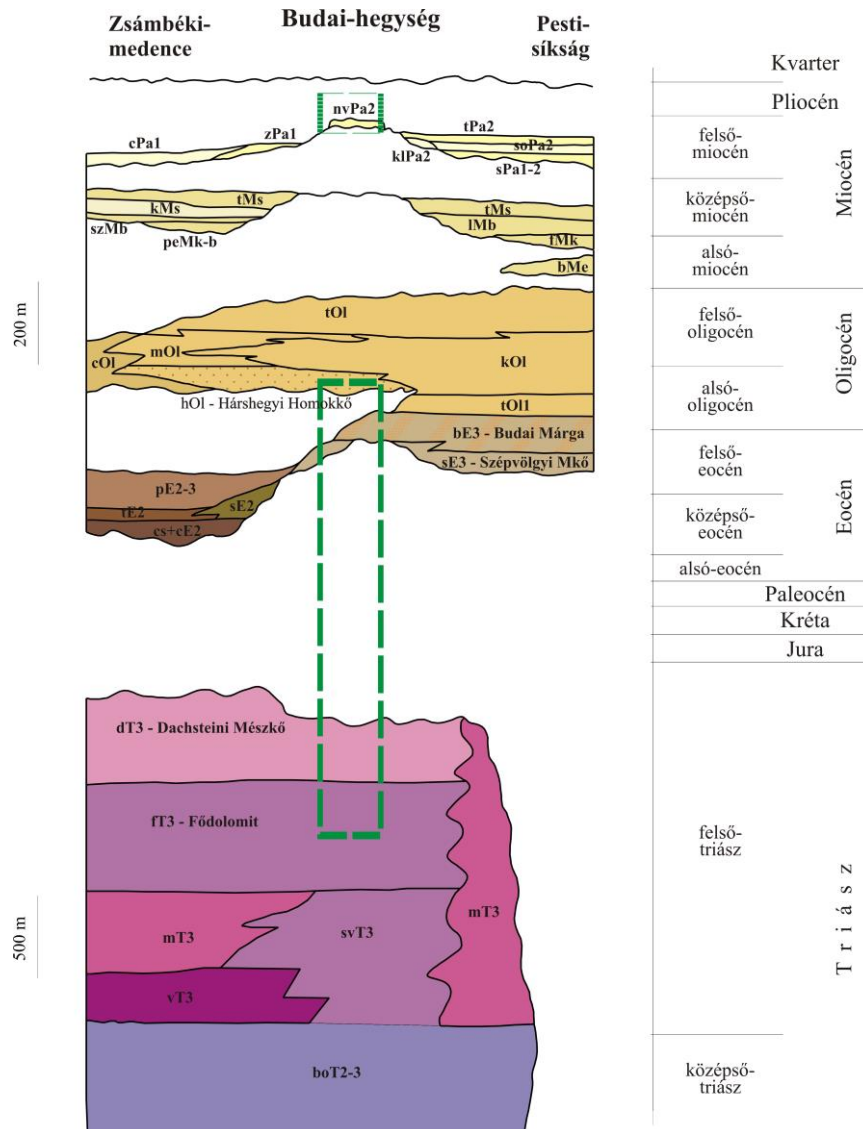
Budai Tamás, Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat

A Budai-hegység a Dunántúli-középhegység északkeleti részéhez tartozik. Keleti határát a Duna völgye jelöli ki, amelynek É–D-i irányú törése mentén érintkezik a Pesti-síksággal. Észak felé a Solymári-völgy ÉNy–DK-i irányú árka választja el a Pilis vonulatától, míg nyugaton a Zsámbéki-medencével határos. A hegység déli határát a Budaörsi-eltolódási alkotja (FODOR et al. 1994), amely mentén meredek lejtőkkel szakad le a Budaörsi-medence felé (1. ábra). A hegység belső szerkezetének egyik meghatározó eleme az ugyancsak ÉNy–DK-i csapású Ördög-árok.



1. ábra A Budai-hegység földtani térképe (BUDAI, GYALOG 2009 alapján). A Zugliget és a Tündér-hegy környékét a zöld szaggatott vonal határolja. Jelmagyarázat: T4 – Budaörsi Dolomit; T3 – Földolomit; T2 – Dachsteini Mész; T1 – Mátyás-hegyi F.; K – felső-kréta ultrabázit; E2 – középső-eocén képződmények; E1 – felső-eocén konglomerátum, Szépvölgyi Mész, Budai Marga, Ol – oligocén képződmények; hOl – Hárshegyi Homokkő; M – középső és felső-miocén képződmények; ém – pleisztocén édesvízi mészkő; Q – kvarter képződmények. Rövidítések: Hh – Hárs-hegy; Jh – János-hegy; Th – Tündér-hegy; Ho – Hunyadorom; Szh – Széchenyi-hegy

A Budai-hegység tömegének túlnyomó részét középső- és felső-triász dolomit és mészkő alkotja (2. ábra). A kb. 3000 m vastag sekélytengeri karbonátos közettest alsó szakaszát felső-anisusi–ladin (243–237 millió éves) Budaörsi Dolomit és alsó-karni (237–232 millió éves) Sédvölgyi Dolomit, valamint felső-karni–nori (232–215 millió éves) Fődolomit építi fel. A triász rétegsor legelső, kb. 600 m vastag szakaszát felső-nori–rhaeti (215–201 millió éves) Dachsteini Mészkő alkotja (HAAS, BUDAI 2004.). A felső-triász platformkarbonátok mintegy 500 m vastag karni–nori medence kifejlődésű dolomittal és mészkővel fogazódnak össze a Budai-hegység D-i (Sashegyi Dolomit) és ÉK-i részén (Mátyáshegyi Mészkő).



2. ábra A Budai-hegység földtani képződményeinek elvi rétegszlopa (ESTEBAN et al. 2009 nyomán). A kirándulás területének rétegsorát a zöld szaggatott vonal jelzi. Jelmagyarázat: boT2-3 – Budaörsi Dolomit; vT3 – Veszprémi F.; svT3 – Sédvölgyi F.; mT3 – Mátyáshegyi F.; E2 – középső-eocén képződmények; E3 – felső-eocén képződmények; Ol – oligocén képződmények, tOl1 – Tardi Agyag, kOl – Kiscelli Agyag; M – alsó- és középső-miocén képződmények, bMe – Budafoki Homok, lMb – Lajtai Mészkő, tMs – Tinnyei Mészkő; Pa – pannóniai (felső-miocén) képződmények, nvPa2 – Nagyvázsonyi Mészkő

Az eddigi kutatások során triásznál fiatalabb mezozoos képződményeket nem sikerült kimutatni a Budai-hegység területén, leszámítva a késő-kréta szubvulkáni telérközeteket. A Dunántúli-középegység más területein azonban folyamatosan zajlott a jura és kréta időszakban is az üledékképződés, ezért a Budai-hegységben is valószínűsíthető, hogy a fiatal mezozoos rétegsor hiánya nem az üledékképződés szünetelésére utal. Az üledékhézag feltehetően az alpi hegységképződés során, a kréta közepén, a késő-krétában és a kora-paleogénben zajló intenzív kiemelkedésnek, és az azzal együtt járó lepusztulásnak az eredménye. A Bakonyban található kréta és eocén korú bauxitlepek képződése is ezekhez a lepusztulási időszakokhoz kapcsolódik (MINDSZENTY et al. 2001). A karsztosodott karbonátos alapkőzet felszínén kialakult töbrök vörösgyaggal és bauxitos agyaggal töltődtek fel, ilyen képződmények előfordulnak a Budai-hegység és a Pilis területén is.

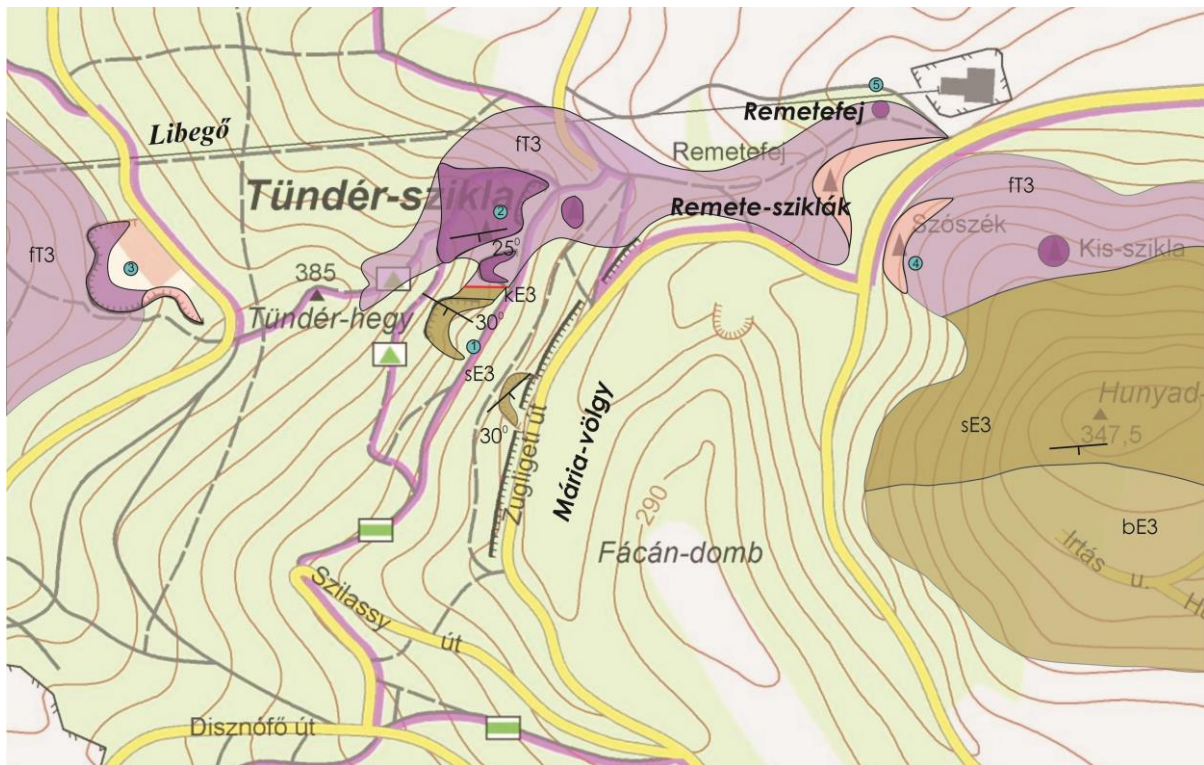
A felső-triász képződményekből felépülő aljzat változó mértékben lepusztult és karsztosodott felszínére paleogén transzgressziós rétegsor települ a Budai-hegységben. A felső-eocén rétegsor alsó szakaszát képező konglomerátum, breccsa, és homokkő fölött mészkő (Szépvölgyi Mészkő), majd márga települ (Budai Márga). A késő-eocén és a kora-oligocén során vulkáni tevékenység is zajlott a Budai-hegység környezetében (KORPÁS, KOVÁCSVÖLGYI 1996), ezt igazolják a Budai Márga rétegsorában települő tufa-betelepülések (HORUSITZKY, VÍGH 1933; BÍRÓ et al. 2013). Az alsó-oligocén képződmények jelentős heteropikus fácieskülönbséget mutatnak a Budai-hegység területén: a hegység Ny-i részén a Hárshegyi Homokkő jelentős üledékhézaggal települ a triász alaphegységre, míg a K-i részén a Tardi és a Kiscelli Agyag folyamatosan fejlődik ki a felső-eocén rétegsorból. A felső-oligocén–alsó-miocén rétegsort törmelékeny üledékek (Törökbálinti és Budafoki Homok), a középső-miocént durvamészkővek alkotják (Lajtai Mészkő, Tinnyei Mészkő).

A felső-miocén–pliocén (pannóniai) képződmények csak kisebb eróziós foszlányokban maradtak meg a Budai-hegységben, alul homok, homokkő és kőzetliszt, fölül (pl. a Széchenyi-hegyen) édesvízi mészkő kifejlődésben (Nagyvázsonyi Mészkő). Nagyobb kiterjedésű pleisztocén édesvízi mészkőtestek a jelentősebb völgyekhez kötődve, terasz-helyzetben találhatóak. A negyedidőszaki képződmények közül jelentős elterjedésűek a lejtőüledékek és a lösz.

### **A János-hegy és környékének földtani felépítése**

A János-hegy vonulatának túlnyomó részét felső-triász Fődolomit alkotja. Többnyire vastagpados, vastagsága 1500 m-re tehető. A Fődolomitra települő felső-triász Dachsteini Mészkő a János-hegy tetején őrződött meg az eróziótól. A mészkő többnyire tömött, finomszemcsés szövetű, fehér, sárgásfehér, rosszul rétegzett.

A Tündér-hegy (383 m) tulajdonképpen a János-hegy ÉÉNy-DDK-i csapású gerincének K–Ny-i csapású kiágazása, amelyet a hasonló földtani felépítésű Hunyad-ormótól a Zugligetben kanyargó Mária-völgy választ el (3. ábra). A vonulat fő tömegét az erősen összetört (helyenként porlott) *Fődolomit* alkotja, amely eredeti állapotában szinte csak a Tündér-sziklán tanulmányozható. A triász alaphegységre a vonulat D-i oldalán felső-eocén rétegsor települ. A délies dőlésű összlet alsó szakaszát konglomerátum és breccsa, fölötté biogén (*discocyclinás*) mészkő (Szépvölgyi Mészkő), majd bryozoás mészmárga (Budai Márga) alkotja. A Sváb-hegy tetejét vékony lepel formájában felső-miocén–pliocén édesvízi mészkő borítja (Nagyvázsonyi Mészkő).

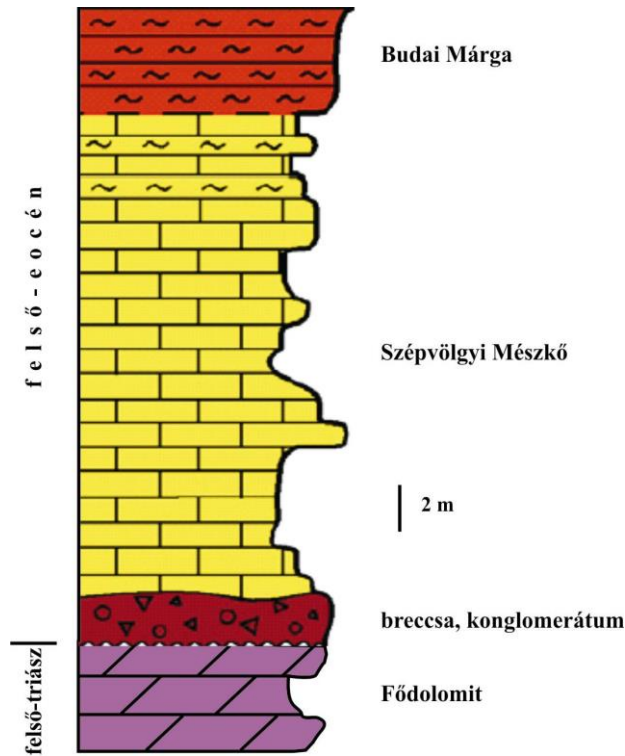


3. ábra A Tündér-hegy környékének vázlatos földtani térképe (Budai, in GYALOG et al. 2016). Rövidítések: FT3 – Földolomit, KE3 – felső-eocén báziskonglomerátum; sE3 – Szépvölgyi Mész; bE3 – Budai Márga

### 1. megálló: a tündér-hegyi kőfejtők

A Tündér-szikla alatti felhagyott fejtőkben (3. ábra) a felső-triász képződmények fölött települő felső-eocén rétegsor tanulmányozható (4. ábra), amely a szakirodalom alapján részletesen és régóta ismert (HOFMANN 1871; VÍGH, HORUSITZKY 1940; RADNÓTI 1948; FODOR et al. 1994; MAGYARI 1996).

A dél felőli első kőfejtőben a délies dőlésű rétegsor legfiatalabb tagja, a Budai Márga alsó rétegei és az alatta települő Szépvölgyi Mész köbül áll fel. A világosszürke pados Szépvölgyi Mész köbben tömegesen található fosszília töredékek, elsősorban nagyforaminiferák (*Discocyclina*) és tengeri sünök. A második kőfejtőben a felső-eocén rétegsor bázisképződményt alkotó breccsa és konglomerátum tanulmányozható (5. ábra). A konglomerátum szemcséinek anyagát dolomit, valamint jelentős arányban vulkanit alkotja. FARICS et al. (2015) vizsgálatai szerint a vulkanit klasztok anyaga túlnyomó részben andezit, de előfordulnak savanyú (riolitos) összetételű szemcsék is. A Tündér-szikla alatti fejtősor feltárásában a triász dolomit és a felső-eocén báziskonglomerátum határán lévő elnyírt kataklázit a két képződmény tektonikus kontaktusára utal.



4. ábra A Budai-hegység felső-eocén képződményeinek rétegoszlopa (JUHÁSZ et al. 2006)

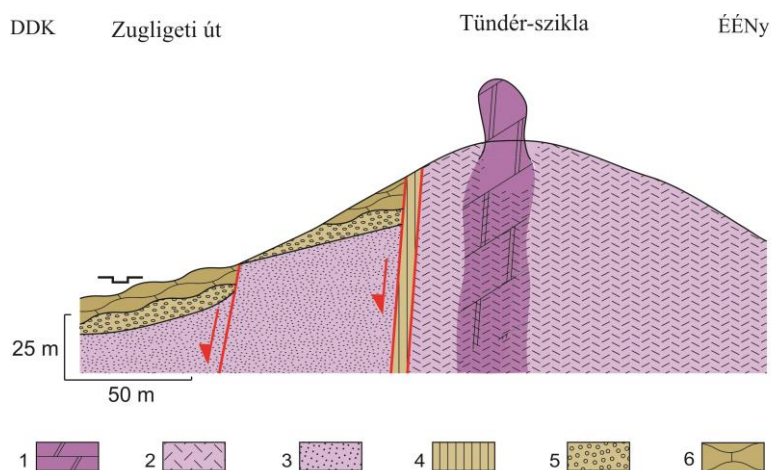
A felső-eocén karbonátokban helyenként kialakult jellegzetes sejtes, porózus szövetre a kutatók már korán felfigyeltek (HOFMANN 1871; SCHRÉTER 1912), és azt kovásodással magyarázták. Ez a jelenség a Tündér-hegy oldalában, a Zugligeti út menti kőfejtőkben is észlelhető a felső-eocén Szépvölgyi Mészke bázisrétegeit alkotó konglomerátumban. A legújabb kutatások során azonban a SEM vizsgálatok nem találtak cementfázisként kivált kovát (GYŐRI et al. 2011). Ez alapján, továbbá a kőzet jelentős porozitása alapján feltételezhető, hogy nem kovásodás történt, hanem kioldódott a márga  $\text{CaCO}_3$ -tartalma. A visszamaradt oldhatatlan fázisok, vagyis a kvarc- és agyagtartalom egy könnyű, nagy porozitású kőzetet alkotnak. A másodlagos pórusokban megjelenő fenn-nőtt alunit kristályok és az anyagban talált gipsz, a  $\text{CaCO}_3$ -ot oldó fluidum kéntartalmára utal. Ebben az esetben a reakció során felszabadulhat  $\text{SiO}_2$ , ami lokálisan cementként csapódhat ki a nagyobb pórusokban (pl. kagylóhéjak helyén). A kéntartalmú oldat eredetére nézve az egyik lehetséges magyarázat szerint a márga pirittartalma oxidálódva savas környezetet alakított ki, ami lokálisan a  $\text{CaCO}_3$  kioldódásához vezetett.



5. ábra Vastagpados, kovásodott felső-eocén breccsa és konglomerátum a Tündér-szikla alatti középső fejtő D-i falán

## 2. megálló: a Tündér-szikla

A János-hegy vonulatában a Tündér-szikla szinte az egyetlen hely, ahol a Fődolomit az eredeti kifejlődésében látható. A vastagpados, breccsás dolomitból álló szikla abból a laza dolomitmurvából preparálódott ki, amelyet az alatta lévő, ma már felhagyott kőfejtőben egykor fejtettek (6. ábra). A murvásodott szürkésfehér dolomitban észlelhető barna sávok a felszín alatti vízből kivált vasoxidot tartalmaznak.



6. ábra A Tündér-szikla és a Zugligeti út közötti hegyoldal földtani szelvénye. 1. Fődolomit; 2. breccsásodott dolomit; 3. porlott dolomit; 4. kovás telér; 5. felső-eocén báziskonglomerátum; 6. discocyclinás mészkő (Szépvölgyi Mészkő)



### 3. megálló: János-hegyi kőfejtő

A János-hegyi (vagy tündér-hegyi) felhagyott kőfejtő a János-hegy és a Tündér-hegy vonulatát felépítő, a hévforrás tevékenység hatására elváltozott felső-triász Fődolomit különböző kőzettípusait tárja fel.

A fejtőben feltárt dolomit tömegének jelentős részét a breccsásodott, laza murva formájában megjelenő dolomit alkotja. A határozott irányokban rendeződve megjelenő breccsa-telérek kalcittal cementáltak (7. ábra), amely a törések mentén felszálló vizekből vált ki.



7. ábra Kalcittal cementált dolomitbreccsa a murvásodott dolomitban (János-hegyi kőfejtő)

A kőfejtő D-i falán az elporlott dolomitot változatos formájú, üreges szerkezetű mészkiválás cementálja (8. ábra). A feltárás alapján nem állapítható meg, hogy a mészanyag vajon a mélyből felszálló hévizek, vagy a felszín felől leszivárgó oldatokból vált-e ki. Úgy tűnik azonban, hogy a „megakonkréciók” nem üreget töltenek ki, hanem a porlott dolomitot „impregnáló” kalcit által cementálódtak (ESTEBAN et al. 2009; POROS et al. 2013).

A budai-hegységi triász dolomitok jellegzetes porlódására számos elmélet született. A hegység első térképezője, Szabó József szerint a porlott, darás dolomit a „légbeli tényezők hatására” alakult át a tömött, kristályosan szemcsés dolomitból, tehát felszíni mállási folyamattal magyarázta az elváltozást (SZABÓ 1858). Hofmann Károly a Budai-hegység klasszikus földtani leírásában szintén a „légkörök behatásának” tulajdonította ezt a folyamatot (HOFMANN 1871).



8. ábra Édesvízi mészkőkiválás a János-hegyi kőfejtő D-i falán

SCHERF (1922) szerint a dolomit porlódása anyagi összetétel változása nélkül végbement átkristályosodásnak köszönhető. Kizárta, hogy a légbeli mállásnak bármi köze lehetne a dolomit kőporosodásához, és azt a hegység törésvonalak mentén történő töredezettségével hozta összefüggésbe. Értelmezése szerint a Budai-hegységben és a Pilisben, törésvonalak bizonyos pontjain hajdan feltört, szénsavban és egyéb illókban gazdag hévforrások nyomás alatt álló túlhevített vizének átkristályosító hatása okozta a dolomit porlódását. Megállapította továbbá, hogy a dolomit és általában a karbonátos kőzetek breccsásodása és kőporosodása a Budai-hegységben ugyan karöltve mutatkozik, de a kétféle elváltozást nem ugyanaz a folyamat hozta létre. A nagyobb, szögletes és még meglehetősen ép dolomitrögök tektonikus hatásra keletkeztek, míg a finom kőzetliszt a hidrotermális „metamorfózis” eredménye. Ezek a jelenségek azonban együtt fordulnak elő, hiszen a tektonikus mozgások által létrehozott törések nyitották meg az utat a hévizek áramlásának (SCHERF 1922).

Vígh Gyula és Horusitzky Ferenc a Budai hegységben 1932-ben végzett karszthidrogeológiai és hegyszerkezeti megfigyeléseik során a tündérhegyi kőfejtő déli falán feltárt elporlott dolomitot és az egyes vonalak mentén kivált vékonytáblás barithalmazokat hidrotermális hatások eredményeként értelmezték. Ugyanezen munka a Ferenchalom környékének fő tömegét alkotó dolomitot murvásodott és fészkekben valamint törésvonalak mentén sávokban kőlisztte porlottságnak írja le. A murvásodást a rendkívül nagymértékű összetöredezettséggel indokolták, a porlódást pedig a sűrű törési hálózatok mentén felszálló hőforrások és gázexhalációk eredményeként értelmezték (VÍGH, HORUSITZKY 1932).

JAKUCS (1950) vizsgálatai szerint a pordolomit felszíni és térbeli (mélységi) elterjedése azt bizonyítja, hogy porlódások csak a hegyszerkezeti törésvonalakon, illetve azok kereszteződéseinek övezetében fordulnak elő, mégpedig minden esetben egykori hévforrások helyein. A hévforráskörzetekben mutakozó dolomitporlódás fő oka a hidrotermák kőzetre gyakorolt hatása. A hidrotermák kontaktzónájában átmelegedett kőzet szövetében ugyanis a pórusvizekből aragonit, esetleg anhidrit vált ki, és ezek az ásványok a hőhatás későbbi megszűntével, térfogat nagyobbdással alakultak át a normális hőfokon stabil kalcittá, illetve gipsszé. Eközben a kiterjedő, megduzzadó anyag fellazította a kőzetszövetet. A hidrotermákban igen gyakori szabad kénsav és vasszulfát is cserebomlási kapcsolatba léphetett a dolomit kalcitos szemcseközi kötőanyagával. Ha a kristályszemcsés dolomit cementáló mesze ezek hatására gipsszé, vagy akár anhidritté alakult, a kőzet kristály szemcséi ugyancsak azonnal szétlazultak. A laza szövetű, elporlott dolomit tehát a különböző hidrotermális folyamatok azonos megjelenésű végterméke.

Nagy Béla az üde és porlott dolomitok, valamint az üde kőzet üregeiben fenn-nőtt kristályok mintáit röntgendiffrakciós vizsgálatok alapján hasonlította össze (NAGY 1979). A tündérhegyi minták adatai arra utaltak, hogy az üde dolomitokhoz viszonyítva a porlott dolomitok kalcitos részaránya kissé nagyobb. A porlódás során bekövetkező gyenge átkristályosodás tehát Ca-ban gazdagabb dolomitot eredményezett. A dolomitok kőzetszöveti fellazulását a hévizek okozták reakcióképes oldott anyagokkal, hőhatásukkal és áramlásukkal. A porlódás fő feltételét a kőzetszövet felépítése szabta meg, vagyis csak azok a dolomitok porlódtak, melyekben a kőzet átkristályosodása során agyagásványokkal övezett kristály aggregátumok alakultak ki. Ezek utólagos kioldódása eredményezte a kőzetszövet fellazulását, amelyhez hozzájárulhatott az agyagásványok duzzadóképeségének hatása is.

A Budai-hegység karbonátos kőzeteire, azon belül is főként a triász dolomitra jellemző *porlódást* a szerzők túlnyomó többsége tehát a *hidrotermális* tevékenységgel hozta kapcsolatba (SCHERF 1922; SCHAFARZIK, VENDL 1929; JAKUCS 1950; NAGY 1979; ESTEBAN et al. 2009). A legújabb, részletes anyagvizsgálatokon alapuló kutatások szerint azonban nem igazolt a kapcsolat a hidrotermális rendszer és a triász dolomit porlódása között. POROS et. al. (2013) elmélete szerint a *fagyhatás okozta feszítő hatás*, majd az olvadás periodikus változása és az ezekből adódó térfogatváltozás eredményezhette a dolomit intenzív fizikai mállását a Budai-hegységben a pleisztocén idején, amely nem okozott kémiai vagy ásványtani változást a kiinduló kőzetben.

#### **4. megálló: Szószék**

A Hunyad-rom Zugligeti út és a Csermely utca kereszteződésében emelkedő, közel függőleges sziklája a Szószék. A sziklát alkotó kőzet murvásodott, breccsás dolomit, amelyet hévforrások vizéből kivált édesvízi mészkő cementált utólag, akárcsak a szemközti Tündér-hegyen lévő kőfejtő breccsás, porlott dolomitját.

A Szószék sziklájának karsztos üregei a felszálló felszín alatti vizek hatására jöttek létre. Több generáció jelenlétére utal, hogy ugyan ezen a sziklán találhatunk olyan üregeket is, melyek lemezes üledékkel és kalcittal kitöltöttek, ezek az üregek idősebbek. A karsztvíz oldott mésztartalma az üregben kivált, hajszálvékony lemezeket hozott létre, végül az egész üreg kitöltődött (9. ábra). Gyakoriak egyéb karsztos kiválások, kerekded konkréciók is (10. ábra).

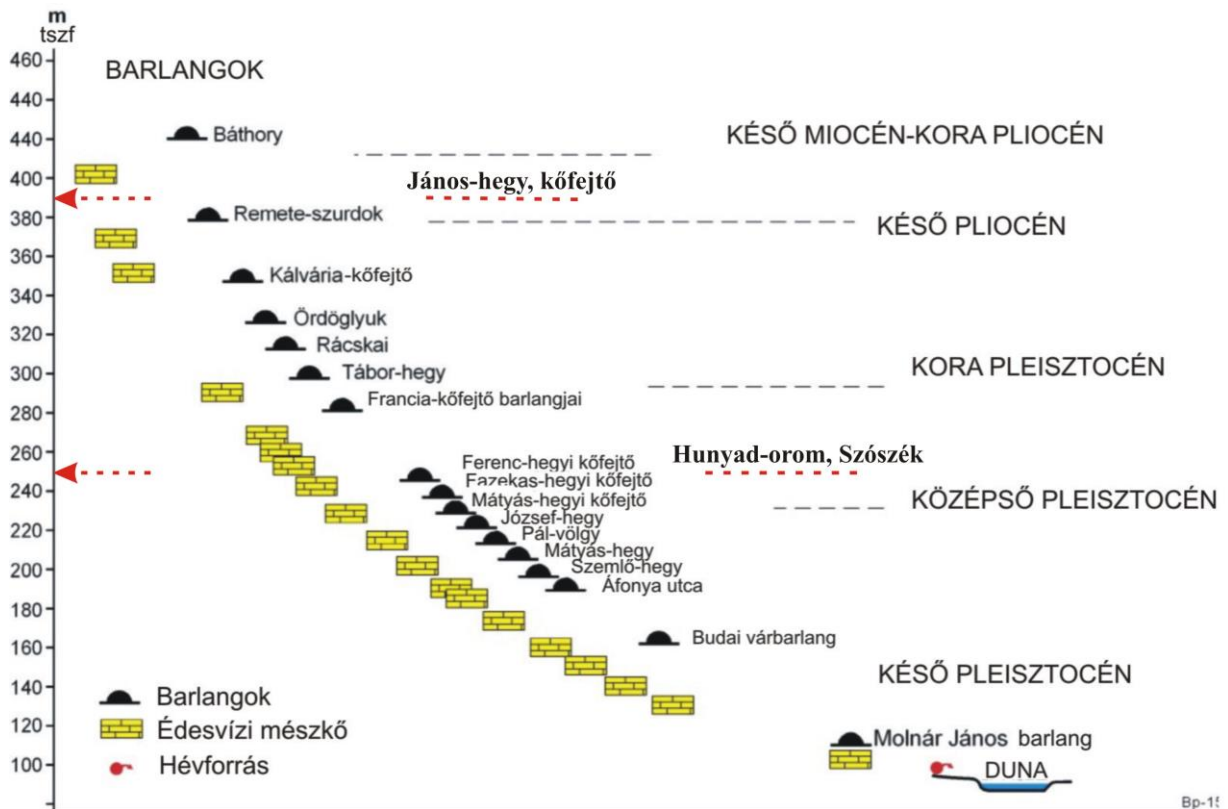


9. ábra Lemezes kalcittal kitöltött karsztos üreg a Szószék nyugati falán



10. ábra Karriol-szerű konkréciók (kalcittal cementált dolomit-breccsa) a Szószéken

Mi lehet a magyarázata annak, hogy a János-hegyi kőfejtő (390-400 m tszf) és a Szószék (240-250 m tszf) azonos kifejlődésű képződményei között mintegy 150 m szintkülönbség van (11. ábra)?



11. ábra A budai-hegységi édesvízi mészkőtestek és barlangok tengerszint feletti helyzetének és korának összefüggése (Takács-Bolner szerint, in JUHÁSZ et al. 2006). A nyilak a jános-hegyi kőfejtő és a Szószék (Hunyad-órom) édesvízi mészkőnek helyzetét mutatják

A budai-hegységi hévíforrások tevékenységének kezdetét a miocéntól valószínűsítik (SCHRÉTER 1915), bár egyes nézetek szerint a Hárshegyi Homokkő kovásodása még korábban, az oligocén folyamán zajlott (BÁLDI, NAGYMAROSI 1976). A pleisztocén során a Budai-hegység fokozatosan emelkedett, ezzel párhuzamosan a Duna völgye és annak mellékvölgyei egyre mélyebbre vágódtak. A hévíforrások fakadási pontja a mindenkori erózióbázishoz igazodott (és igazodik napjainkban is), az egyre alacsonyabb szintekben megjelenő édesvízi mészkövek tehát egyre fiatalabbak, akárcsak a folyóteraszok (11. ábra). A János-hegy és a Hunyadorom édesvízi mészkővének egymástól eltérő szintben történő megjelenése tehát összefüggésbe hozható a Mária-völgy bevágódásával, a két édesvízi mészkőtest közül nyilván a Szószéké a fiatalabb.

### **5. megálló: Remetefej**

A Remetefej kb. 5-7 m magas, ember alakra emlékeztető sziklatornyát sárgásbarna, kristályos meszes mátrixsal cementált dolomitbreccsa alkotja (12. ábra). A szikla voltaképpen a murvásodott dolomitból kipreparálódott telér (vagy forráskürtő?), amelynek breccsás dolomit anyagát az egykor felszálló hévforrásokból kivált mészsanyag cementálta.



12. ábra A Remetefej dolomitbreccsából álló sziklatornya a Libegő pályája alatt

### **Irodalom**

- BÁLDI T., KRIVÁN P., VÉGH SÁNDORNÉ, WEIN GY. 1973: Földtani kirándulás Budapest környékén. — Kézirat, Országos Földtani Szakkönyvtár, Budapest, 30 p.
- BÁLDI T., NAGYMAROSI A. 1976: A Hárshegyi Homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete. — Földtani Közlöny 106/3, pp. 257–275.
- BÍRÓ T., JÓZSA S., KARÁTSON D., SZENTHE I. 2013: A budai Mátyás-hegy bryozoás márga összetébe települt vulkanogén képződmény kőzettani-vulkanológiai vizsgálata. – Földtani Közlöny 143/3, 239–250.
- BUDAI, T., GYALOG, L. (szerk.) 2009: Magyarország földtani atlasza országjáróknak. — Földtani Intézet kiadványa, 248 p.
- ESTEBAN M., BUDAI T., JUHÁSZ E., LAPOINTE PH. 2009: Alteration of Triassic carbonates in the Buda Hills – a hydrothermal model. – Central European Geology 52/1, 1–29.
- FARICS É., JÓZSA S., HAAS J. 2015: A Budai-hegység felső-eocén összeténe bázisán települő lávakőzet- és tufaklasztokat tartalmazó törmelékes üledékes kőzetek petrográfiai jellegei. –

Földtani Közlöny 145/4,331350-305.

- FODOR L., MAGYARI Á., FOGARASI A., PALOTÁS K. 1994: Tercier szerkezetfejlődés és késő paleogén üledékképződés a Budai-hegységben. A Budai vonal új értelmezése. – Földtani Közlöny 124/2,129-305.
- GYÖRI O., POROS ZS., MINDSZENTY A., MOLNÁR F., FODOR L., SZABÓ R. 2011: Budai-hegységi paleogén karbonátos kőzetek diagenezistörténete. – Földtani Közlöny 141/4, 341–361.
- HAAS J., BUDAI T. 2004: Dunántúli-középhegységi egység. – In Haas (szerk): Magyarország geológiája. Triász, ELTE Eötvös Kiadó, Budapest, pp. 25–124.
- HOFMANN K. 1871: A Buda-Kovácsi hegység földtani viszonyai. —Földtani Intézet Évkönyve 1/2, pp. 199–273.
- HORUSITZKY F., VÍGH GY. 1933: Az ó-harmadkori vulkánosság újabb nyomai a Budai-hegységben. – Földtani Közlöny 63, 157–164.
- HORUSITZKY F., WEIN GY. 1962: Ércutatási lehetőségek a Budai-hegységben. – Bányászati Kohászati Lapok, 11, pp. 749–753.
- JAKUCS L. 1950: A dolomitporlódás kérdése a Budai-hegységben. – Földtani Közlöny 80, 361–380.
- JUHÁSZ Á. 1987: Évmilliók emlékei. Magyarország földtörténete és ásványkincsei. — Gondolat Kiadó, Budapest
- JUHÁSZ, E., NÁDOR, A., BUDAI, T. 2006: Thermal karst field seminar, Buda Mountains, Hungary. — Kézirat, Országos Földtani Szakkönyvtár, Budapest
- KORPÁS L., KOVÁCSVÖLGYI S. 1996: Eltemetett paleovulkán a Budai-hegység DK-i előterében. – Földtani Közlöny 126/2–3, pp. 155–175.
- KOVÁCS J., MÜLLER P. 1980: A Budai-hegyek hévizes tevékenységének kialakulása és nyomai. – Karszt és Barlang 1980/2, 93-98.
- MAGYARI Á. 1996: Eocén szinszediment tektonikai jelenségek és üledékképződésre gyakorolt hatásaik a Budai-hegységben. – Kézirat. PhD disszertáció, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tsz., 289 p.
- MINDSZENTY A., CSOMA A., TÖRÖK Á., HIPS K., HERTELENDI E. 2001: Flexura jellegű előtéri deformációhoz köthető karsztbauitszintek a Dunántúli-középhegységben. – Földtani Közlöny 131/1–2, pp. 107–152.
- NAGY B. 1979: A budai-hegységi porlott dolomitok ásvány-kőzettani, geokémiai és genetikai vizsgálata. – Földtani Közlöny 109, 46–74.
- POROS, ZS., MACHEL, H.G., MINDSZENTY, A., MOLNÁR, F. 2013: Cryogenic powderization of Triassic dolostones in the Buda Hills, Hungary. – Int. Journ. Earth Sci. 102, 1513–1539.
- RADNÓTI E. 1948: Harmadidőszaki rétegek kifejlődése a Budai hegység zugligeti részén. — Földtani Közlöny 75–76, pp. 97–106.
- SCHAFARZIK F., VENDL A. 1929: Geológiai kirándulások Budapest környékén. — Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 341 p.
- SCHERF E. 1928: Hévforrások okozta kőzetelváltozások (hidrotermális kőzet-metamorfózis) a Buda–Pilisi hegységben. — Hidrológiai Közlöny, II, pp. 19–88.
- SCHRÉTER Z. 1912: Harmadkori és pleisztocén hévforrások tevékenységének nyomai a Budai hegyekben. — Földtani Intézet Évkönyve 19/5, pp. 179–231.
- VÍGH GY., HORUSITZKY F. 1940: Karszthidrológiai és hegyszerkezeti megfigyelések a Budai-hegységben. — Földtani Intézet Évi Jelentése 1933–35, pp. 1413–1454.
- WEIN Gy. 1977: A Budai hegység tektonikája. — Földt. Int. alkalmi kiadványa, 76 p.

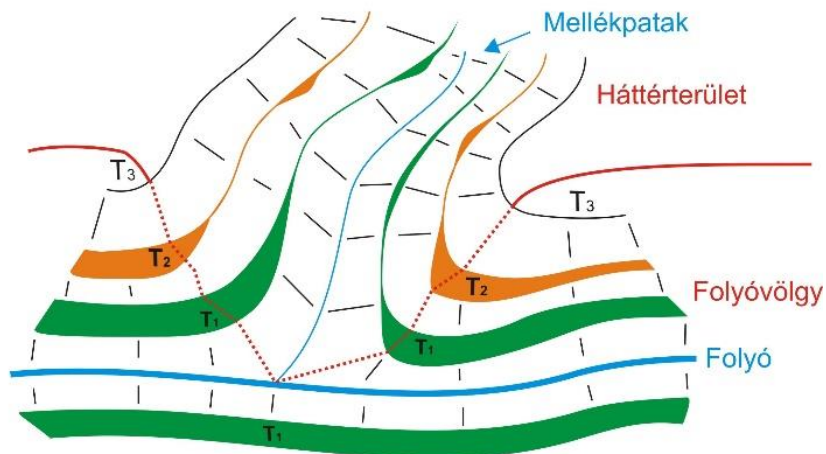




## A Duna visegrádi szakaszának pliocén-negyvedidőszaki felszínfejlődése

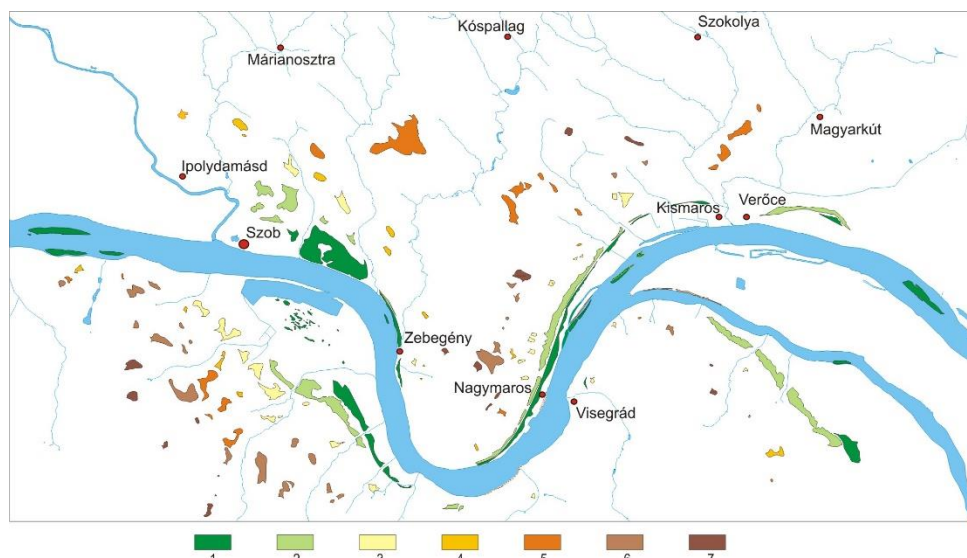
Szeberényi József, Magyar Tudományos Akadémia

A Duna visegrádi szakasza teraszos folyóvölgyként értelmezhető, ahol a folyót mindkét partján korábbi teraszok erodált maradványai kísérik. Ez antecedens völgyképződés során keletkezett, amely során az éghajlatváltozások által vezérelt folyóvízi erózió és a tektonikai mozgások együttesen befolyásolták a folyamatot. A folyamatosan emelkedő középhegységi részek között a folyó a glaciálisok során feltöltő, míg az interglaciálisok során bevágó munkát végzett. Ennek megfelelően a Duna mindkét partján és az ahhoz kapcsolódó mellék patakok esetén is teraszos völgyoldalak jöttek létre (1. ábra).



1. ábra. A folyóvölgy és a háttérterület hidrográfiai-geomorfológiai kapcsolata.

A Dunakanyar fejlődését már nagyon sok szempontból vizsgálták és azok eredményeit sokféleképpen értelmezték. Ez alapján a fejlődéstörténet napjainkban, nagy vonalakban már felvázolható.



2. ábra. A Dunakanyar teraszainak összefoglaló térképe. PÉCSI M. (1959) adatainak felhasználásával szerkesztette: SZEBERÉNYI J.

Jelmagyarázat: 1= II/A terasz, 2= II/B terasz, 3= III. terasz, 4= IV terasz, 5=V. terasz, 6= VI. terasz, 7= VII. terasz.

A téma eddigi legátfogóbb összegzését PÉCSI M. (1959) készítette el, az akkori kor színvonalának megfelelően. Az általa teraszmaradványokként értelmezett felszínek egymás felett, a Dunakanyar teljes hosszán felfedezhetők (2. ábra). Napjainkra azonban a Visegrádi-szorossal kapcsolatban azonban egyre több olyan információ kerül napvilágra, mely alapján az 50 éve érvényben lévő teraszbeosztás felülvizsgálatán el kell gondolkodnunk (GÁBRIS GY. – NÁDOR A. 2007).

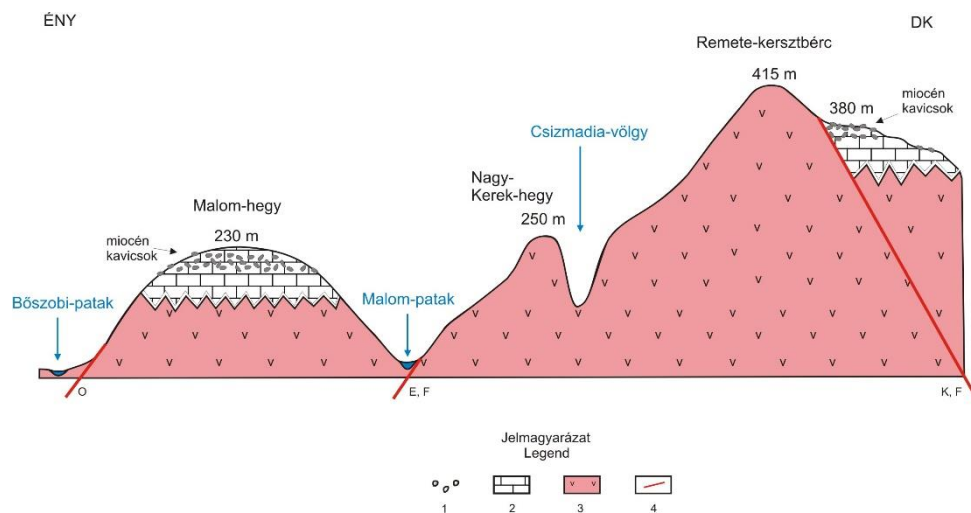
Alapvető kérdés, hogy egy völgyoldalban megjelenő sík, vagy közel sík felszín terasz-e egyáltalán. Ez minden kétséget kizáróan akkor tejesül, ha a forma felszínét folyóvízi üledék borítja. Egy fiatalabb képződménynél ez legtöbb esetben nem okoz problémát, ugyanis az erózió ezt még nem pusztította el. A Visegrádi-szoros artéri szintjein, illetve a II/A. sz. és II/B. sz. terasz felszínein (legtöbbször a löszök alatt) homokos-kavicsos dunai üledékek települnek, de az idősebb felszínek esetében ilyenről már nem beszélhetünk. A magasabb teraszszintekről szóló fejezetet PÉCSI M. (1959) a „Magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalakítása” című könyvében is úgy kezdi, hogy „*ha a 70-80 m viszonylagos magasságú szinteket egy terasszintnek tételezzük fel, akkor...*”. Maga a szerző is látja tehát a problémát, de a Duna-völgy visegrádi szakaszán ebben a magasságban sok helyen meglévő párkánysíkok mégis trendszerűséget igazolnak. Ez alapján a III. sz. terasz 25-35 méterrel magasabban rögzíthető, mint a szomszédos területeken (Gerecse, Budai-hegység), de pont ugyanígy van ez a IV. sz. terasz esetében is. Látható, hogy az alacsony (fiatal) teraszok esetében vannak kérdőjelek, de ezek az erózió által még kevésbé érintettek, így a Dunakanyar területén belül megőrizhették jellegzetességeiket, ezért felismerhetők.

A magas (idős) teraszok esetében azonban már sokkal bizonytalanabbak vagyunk. Az V. sz. és az annál idősebb teraszok, egymással való párhuzamosítása a Visegrádi-szorosban PÉCSI M. (1959) szerint is erősen megkérdőjelezhető. Szavai szerint: „*a Visegrádi-szoros alacsony teraszai folyamatosságukban jól követhetők és az azokat borító üledékek alapján jól értelmezhetők, de a magasabb szintek egymással való kapcsolódása még nagyon problematikus.*” A szerző szerint tehát a magas teraszok még a Dunainak jelenlegi völgyéhez kapcsolhatók, de napjaink kutatói közül néhányan már ebben is kételkednek (pl. SCHWEITZER F. , 1988, 2009).

### **Klasszikus teraszelmélet kérdéses pontjai az újabb kutatási eredmények fényében**

A Visegrádi-szoros több szempontból is kakuktkojásnak minősül. Az egyik fontos eltérés, hogy a kislalföldi-, a gerecsei- és a Budapest-környéki szakaszok mindegyikén jelentős mennyiségű kavics települ a magasabb szinteken. A Visegrádi-szorosban ezzel szemben csak egy helyen írtak le kavicsokat, amelyek ráadásul korábbi eredményeink alapján nem dunai, hanem miocén eredetre vezethető vissza: Lajtai Mészke Formáció kavicsos részéből kimállott és felhalmozódott anyagáról van szó (bővebben: SZEBERÉNYI et al. 2015). Hasonló megfigyeléseket tett LÁNG S. (1952) a törökmezői szórványkavicsokkal kapcsolatban. Bár a magas helyzetű geomorfológiai szintek egyes felszínein jelenlévő miocén kavicsos mészkövek és az azokból kimállott-kipergett és jelentős vastagságban felhalmozódott kavicsanyag erősen kétségessé teszi a szóban forgó szintekben napjainkban található felszínadarabjainak dunai eredetét, de jelenleg még vita tárgyát képezi ennek valódi súlya. Jogosan vetődik fel ugyanis, hogy a miocén kavicsok jelenléte nem feltétlenül bizonyíték arra, hogy ezek fedőjében soha nem települt dunai üledék. KARÁTSÓN D. et al. (2006, 2007) például a Szent Mihály-hegy – Hegyes-tető hegycsoport pannon és középső miocén üledékek alól való exhumálódását kifejezetten folyóvízi erózióval magyarázza. Tény, hogy ha valaha volt is nyoma a dunai tevékenységnek, akkor az mára már nyom nélkül eltűnt, így ezen az úton megnyugtató választ valószínűleg nem fogunk kapni.

Másik fontos eltérés, hogy a Visegrádi-szorosban az egyes szintek magassági adatai markánsan különböznek a többi szakasztól, ahol az alacsony teraszok egységesen 10-90 méteres relatív magasság között találhatók, a magas teraszok pedig 100 méter felett kezdődnek. A Visegrádi-szoros eltérő magasságú szintjeit a jelentősebb mértékű kiemelkedéssel magyarázzák, amelynek intenzitását RUSZKICZAY – RÜDIGER Zs. et al. (2005) mérési eredményei is igazolják. Az is kétségtelen emellett, hogy a Visegrádi-szoros középhegységi térszínének egyes blokkjai eltérő mértékben emelkednek (KARÁTSON D. et al. 2007). Ezt a tényét támasztja alá a kavicsos mészkövekkel fedett felszínarabok közötti jelentős vertikális különbség is (3. ábra). A kettőből együttesen adódóan kérdésessé válik, a klasszikus teraszelmélet magas helyzetű geomorfológiai szintjeinek relatív magasságban való meghatározása.



3. ábra. A Dunakanyar egyik kérdéses része a zebegényi Malom-patak környezetében. Jelmagyarázat: 1= Kavicsok, 2= Lajtai Mészkő Formáció, 3= Vulkáni kőzetek, 4= Vetők.

### A Duna teraszok komplexitása

A Duna teraszok teljes szelvényét tanulmányozva jól látható, hogy a folyóvíz által lerakott kavicsstakarókat minden esetben valamilyen üledék fedi. A leggyakoribbak ezek közül a lösz-paleotalaj sorozatok, amelyek segítenek meghatározni az egyes teraszok minimum korát is. Több esetben előfordulnak ártéri üledékeken települő futóhomok-formák is, illetve a hegyoldalakról lehordódott lejtőüledék is. Amennyiben a magasabb részeken idősebb kavics előfordulások találhatók, úgy azok a felhalmozódás után a teraszfelszíneken kevert üledékeket hozhatnak létre.

### Tevékenység

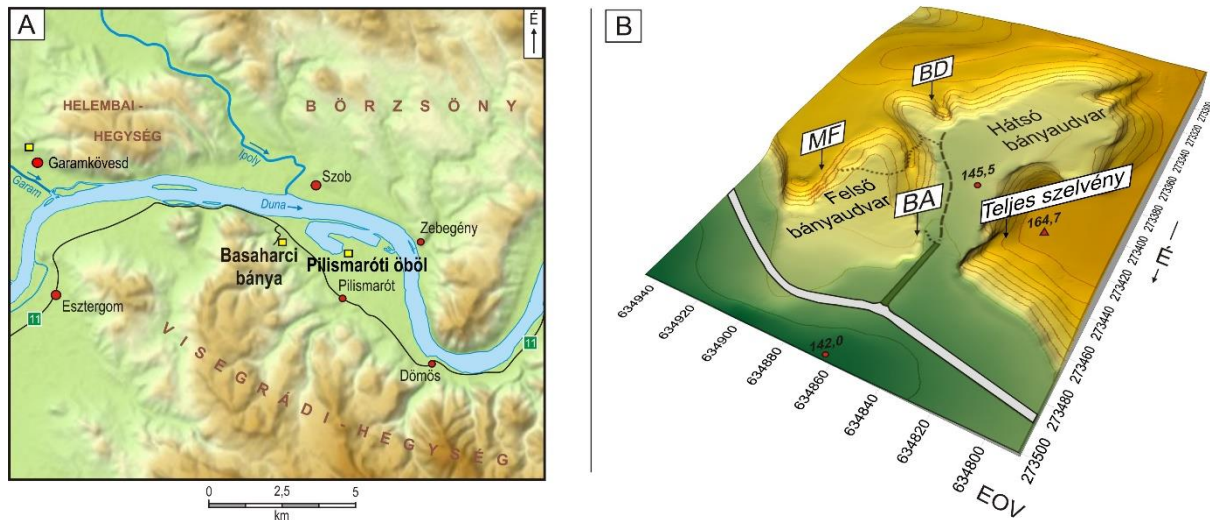
Látható tehát, hogy az egyes teraszfelszínek meghatározása meglehetősen bonyolult feladat. A sok összetevő közül mai terepgyakorlatunkon ennek egy részét fogjuk elvégezni. Különböző kavicsstakarókat fogunk egymással összehasonlítani és eredetüket megállapítani. E mellett bepillantunk a kavicsstakarókat fedő üledékek sokféleségének kulisszái mögé is.

### Állomások

#### Basaharc (1-1,5 óra)

A Basaharci löszfeltárás az egykori Basaharci téglagyár felhagyott bányaudvarában található (1. ábra). A löszfeltárás alapját a Duna kavicsos üledéke adja, amely Pécsi M. (1959)

meghatározása alapján a II/B terasz szintjében található. A kavicsokra települő löszösszet egyike a három kulcsfeltárásnak (Paks, Basaharc és Mende), amelyek együttesen a Kárpát-medence pliocén és negyedidőszaki éghajlatváltozásokat jellemző, szinte hiánytalanak mondható üledéksorozatát adják. A középső és késő-pleisztocén során bekövetkező éghajlatváltozások során keletkezett basaharci lösz-paleotalaj sorozat jelen pillanatban négy fontos feltárással rendelkezik, amelyből háromban egyenként egy-egy felmelegedési időszak maradványát tanulmányozhatjuk, valamint egy átfogó szelvény, amelyben a teljes basaharci rétegsor ismerhető meg.



1. ábra. A Basaharci feltárás helyzete

Feltárások:

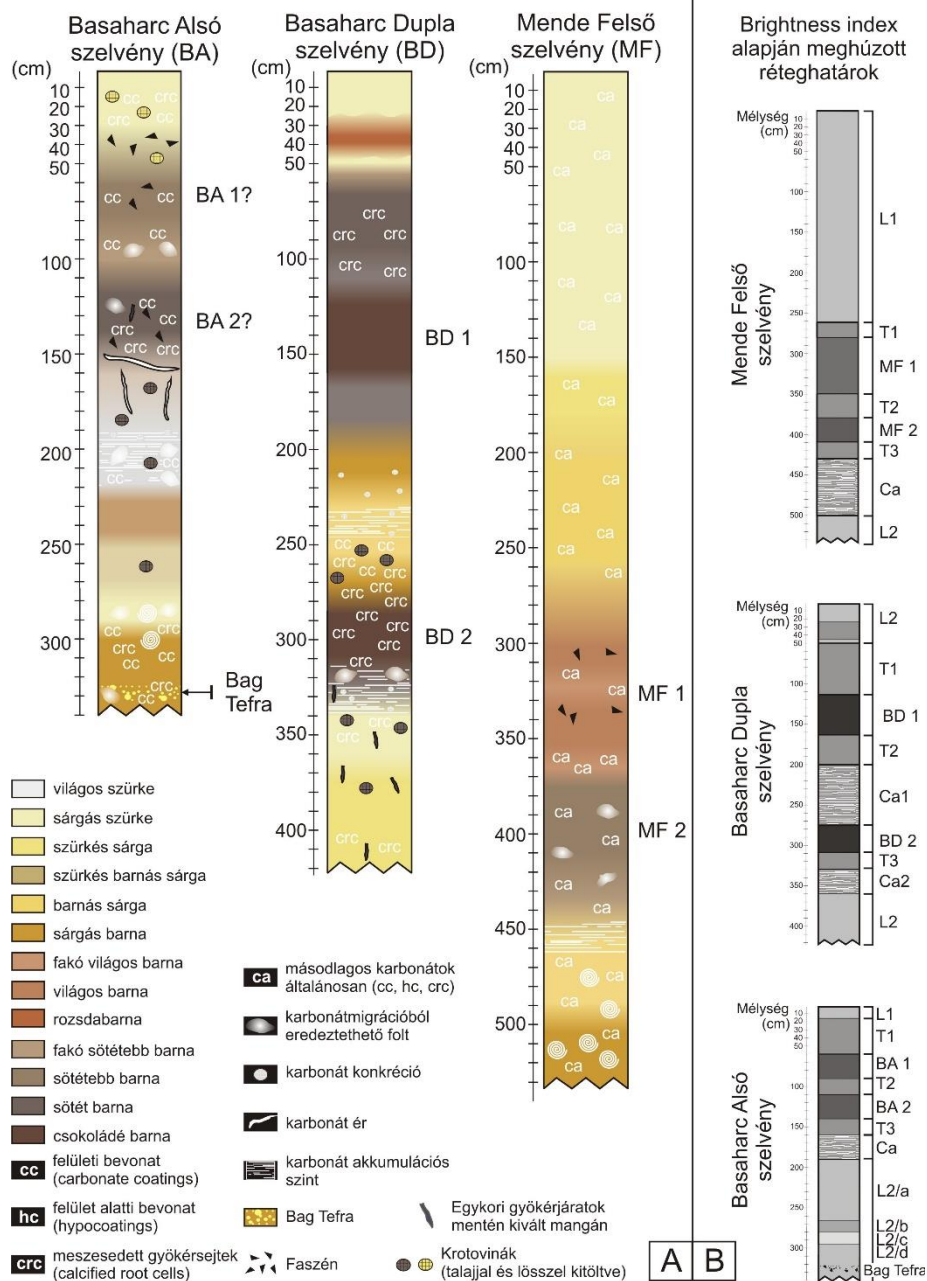
**1. feltárás.** Legidősebb üledékek a bánya bejáratánál találhatóak. A profil a 350 ezer évre datálható BAG Tefrát és a felette elhelyezkedő Basaharc Alsó talajkomplexumot foglalja magában. A feltárásnak kiemelt jelentősége van a magyarországi löszkutatózásban, ugyanis ez a Basaharc Alsó talajkomplexum típusfeltárása, amelyben a paleotalajok lumineszcens koradatok alapján 270 ezer évnél idősebbek.

**2. feltárás.** A bányaudvar belsőbb részében található egy másik nagyon fontos profil található, amely a Kárpát-medence fiatal lösz összeleteinek gyakori paleotalaj komplexumának, a Basaharc Dupla paleotalajnak típusfeltárása. A feltárásban található két jellegzetes paleotalaj közül a fiatalabbik kb. 190 ezer, az idősebbik pedig kb. 220 ezer éves a lumineszcens koradatok alapján.

**3. feltárás.** Az egykori téglagyár felső udvarában a lösz-paleotalaj sorozat legfiatalabb egysége, a Mende Felső található. Ez az utolsó interglaciálisban keletkezett, lumineszcens adaok alapján 80-100 ezer éves paleotalaj a feltárás alsó részében található. Erre felette még legálább egy, de egyes kutatók szerint két gyengébben fejlett talajhorizont települ.

**4. feltárás.** A bányaudvar bejáratánál, a Basaharc Alsó feltárással szemben található az átfogó profil, amely nagyjából 20 méter vastag összletet tár fel. Itt a teljes lösz-paleotalaj sorozat szinte hiánytalan réteg összelete található.

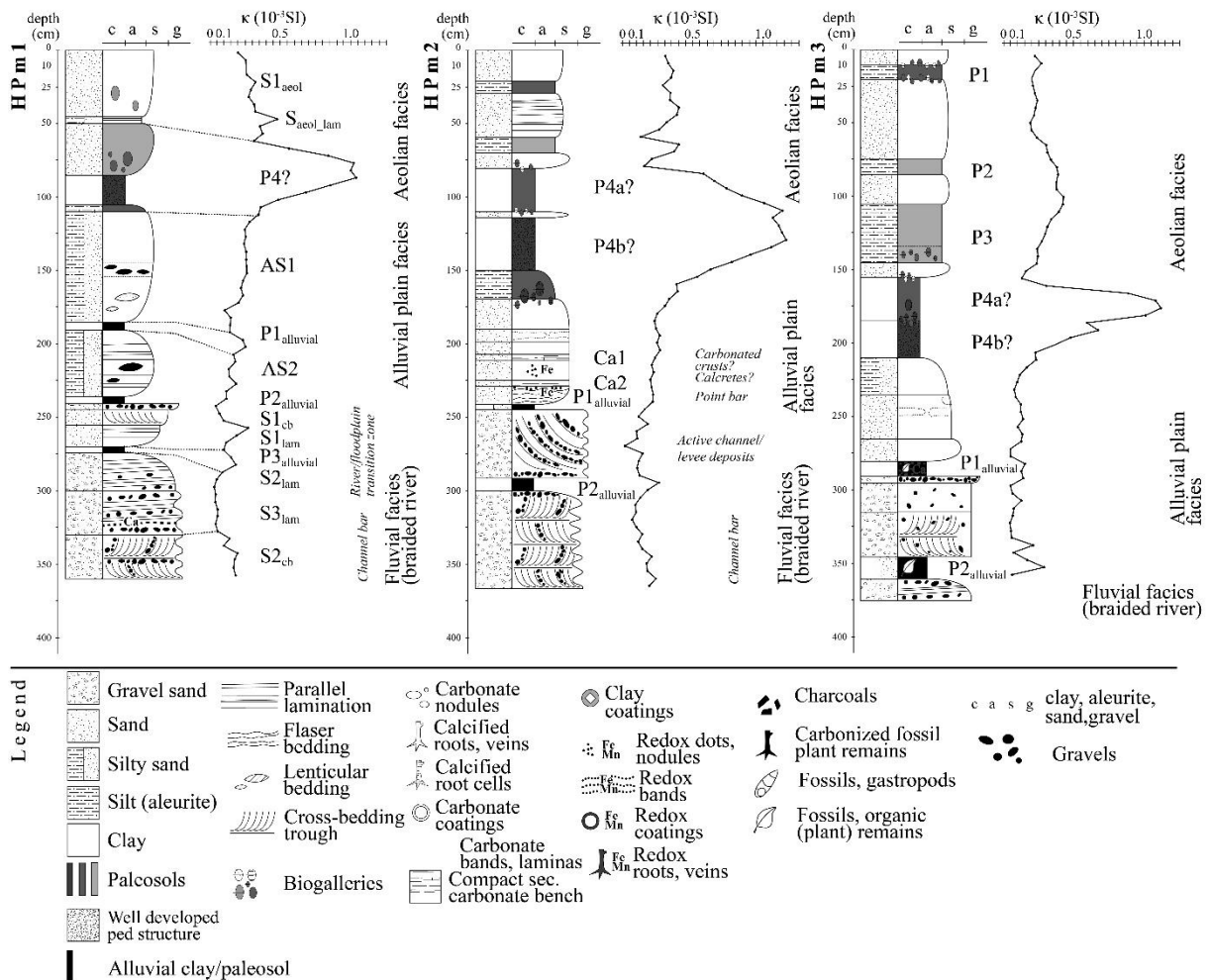
**5. feltárás.** A Bánya legfelső részén egy szuffóziós mélyedésben valószínűleg a Mende Felső talaj található, amelynek korábbi felszínén a recens talaj fejlődött ki.



2. ábra. A Basaharci téglagyár bányaudvarának típusfeltárásai.

### Pilismarót (kb. 1 óra)

A pilismaróti öböl a kavicsbányászat során jött létre, ahol dunai eredetű kavicsokat tanulmányozhatunk elsősorban. Az öböl DK-i részén található feltárás egy kavicsokon települő folyóvízi-ártéri üledéksorozatot is bemutat, amelyben egy jól fejlett paleotalaj és 2-3 gyengén fejlett (leginkább humuszos) horizont tanulmányozható. A rétegek elhelyezkedése a 3. ábrán látható. Az ártéri üledéket az óholocén homokmozgások során keletkezett futóhomok takaró fedi.



3. ábra. A Pilismaróti öböl rétegsora

### Garamkövesd

1. feltárás. Garam mederkavicsai. Összehasonlításként megmintázzuk a Garam mederkavicsait, amelyek így jól összevethetők lesznek a Visegrádi-szoros dunai eredetű és a korábbi tengeri eredetű kavicsaival.

2. feltárás. Néhány perces megálló, amely egy löszhullás idején bekövetkező esemény nyomait őrzi. Az itteni löszösszlet két paleotalajt mutat be. Ezek alatt egy kavicszsinór található, amely valószínűleg az utolsó interglaciális előtti eljegesedési fázisban keletkezett, a háttérterületről való lehordódás során.

### Verőce

1. feltárás. A Fenyves-hegy Dunára néző oldalában, 135 tszf magasságban található kavicsösszlet, amelyet egy paleotalajon kifejlett recens talaj fed.

2. feltárás. A Fenyves-hegy tetőpontjához közel, kb. 220-230 tszf. magasságban található kavicszsinór tanulmányozása.

3. feltárás. Egyértelműen dunai eredetű kavicsok tanulmányozása a jelenlegi folyómederből.

## Irodalom

KARÁTON, D., NÉMETH, K., SZÉKELY, B., RUSZKICZAY-RÜDIGER, ZS., PÉCSKAI, Z. (2006): Incision of a river curvatures due to exhumed Miocene volcanic landforms: Danube Bend, Hungary. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 95 (5), pp. 929-944.

KARÁTON, D.–OLÁH, I.–PÉCSKAY, Z.–MÁRTON, E.–HARANGI, SZ.–DULAI, A.–ZELENKA, T.–KÓSIK, SZ. (2007): Miocene volcanism in the Visegrád Mountains, Hungary: an integrated approach to regional stratigraphy. *Geologica Carpathica*, 58/6, 541-563.

LÁNG S. 1952: A Börzsöny geomorfológiája. *Földrajzi Értesítő*, Budapest. 1 pp. 315-336, 443–465.

PÉCSI M. 1959. A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. Akadémiai Kiadó, Budapest, 345 p.

GÁBRIS GY., NÁDOR A. 2007. Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary: a review and new synthesis. – *Quaternary Science Reviews*, 26, pp. 2758–2782.

RUSZKICZAY RÜDIGER ZS., DUNAI T., FODOR L., BADA G., LEÉL-ÖSSY SZ., HORVÁTH E. 2005. Middle to late Pleistocene uplift rate of the Hungarian Mountain Range at the Danube Band (Pannonian Basin) using in situ produced  $^3\text{He}$ . *Tectonophysics*, 410. 1-4. pp. 173-187.

SCHEUER GY., SCHWEITZER F. 1988. A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. Földrajzi tanulmányok, Akadémiai kiadó, Budapest, 129 p.

SCHWEITZER F. 2009. Jégkorszakok kialakulásának lehetőségei a késő neogénben. In: Fábrián Sz Á, Görcs N L (szerk.) 100 éves a jégkorszak: A jégkorszaki klímaváltozások kutatása Penck-Brücknertől napjainkig (1909-2009).

## Gerecsei ősmaradványok

*Botka Dániel, Eötvös Loránd Tudományegyetem*

**1. megálló:** Tardos, Dekor-Stein mészkőbánya: alsó-középső-jura ammoniteszes karbonátok – Pisznicei Mészke F., Kisgerecsei Marga F. és Tölgyháti Mészke F.

A Tardostól keletre fekvő Bánya-hegyen lévő mészkőbánya vörös színű, júra korú, fossziliadús mészkövet tár fel (népiesen: vörös márvány). Ezt a kőzetet a rómaiak, a középkor és jelenkor építészeti mind alkalmazták, elsősorban középületeknél, szakrális építményeknél. A bányát időszakosan művelik, jelenleg a 6-os bányaudvarban folyik a munka. A Bánya-hegy északi oldalán rég felhagyott bányában sziklamászóhelyet létesítettek, a bányaudvar tisztasága miatt itt kitűnően tanulmányozható a kőzet pados elválása és a termelési módszer is.



1. ábra: A Dekor-Stein Kft. által üzemeltetett tardosi mészkőbánya látképe a bánya felső részéből (fotó: Botka Dániel).

A bánya területén három karbonátos formáció kőzetei fordulnak elő: Pisznicei Mészke F., Kisgerecsei Marga F. és Tölgyháti Mészke F. Mindhárom képződmény méltán híres a bennük található ősmaradványokról. Nem ritkák bennük brachiopodák, ammoniteszek, belemniteszek és crinoideák maradványai.

A Pisznicei Mészke F. alsó 4-5 méterén vastagpados, feljebb már nem pados, vékonyan (20-30 cm-es) és jól rétegzett, általában világos (piszkosfehér, rózsaszín, sárgásfehér vagy sárgásszürke) színű intraklasztos, bioklasztos, változatos szemcseméretű (finom- vagy közép-kristályos, helyenként durvakristályos) mészkő. Az alapanyag finom mészsizap, a klasztokat a különböző fosszília vázelemek és a mészsizapból felszakadt általában kicsit sötétebb színű klasztok alkotják. A vörös változatok igen gazdagok ősmaradványokban. Leggyakoribb ősmaradványnak a crinoidea vázelemek számítanak. A kőzetre nagyon jellemzőek a sztilolitok réteghatárok. A padokon belül szintén jellemzőek a sztilolitok, néha igen kis méretben is (mikrosztilolitok), melyek a rétegzéssel párhuzamosak. A mikrosztilolitok néha igen nagy amplitúdójúak, gyakran hegyes végűek. Ezzel ellentétben a padok közötti sztilolitok lekerekítettek.

A rétegvastagság a rétegsorban felfelé haladva csökken 1-2 méteresről 20-30 cm-esre, a kőzet színe egyre sötétebbé, vörösebbé válik. A crinoidea vázelemek felfelé haladva egyre nagyobb mennyiségben és egyre jobb megtartási állapotban jelentkeznek, a Pisznicei Mészke



felső vörös részében már crinoidea nyéltagok is megőrződtek. A Pisznicai Mészke ezen fáciesét már a Tűzkövesárki Mészke Formációba sorolják. Ősmeradvány-tartalma nyíltvízi (pelágikus), mélyebbvízi környezetre utal. A bioklasztok (főleg crinoideák) mennyisége és megtartása utalhat a tengeralatti hátságtól való távolságra.

A Kisgerecsei Marga F. élénkvörös színű, ammoniteszes, mészkegumós, rétegzetlen márga. Gazdag ammoniteszfaunát tartalmaz, melyről több publikáció is született (pl. Géczy & Szente, 2006), és megerősítik a formáció toarci korát. Feküje a Pisznicai Mészke Formáció, melyre folytonosan települ. Fedője a szintén vörös gumós Tölgyháti Mészke Formáció, melyet a meszesebb részek nagyobb vastagsága, folytonossága és vékonyabb agyagközök jelenléte különböztet meg. Megjelenése nyugodt, mélyvízi medencebeli üledékképződésre utal.

A Tölgyháti Mészke F. vörös gumós, agyagközös, ammoniteszes mészke („ammonitico rosso”). Néhol mangángumós, erősen cementált, kemény. Bioklasztos finomkristályos szövettű fácies a legjellemzőbb. Vékonyan rétegzett, de vastagabb padok is előfordulnak. *Bositra* kagylóhéjas fácies kevésbé gumós, jól rétegzett. Vastagsága változó, akár 10 méter is lehet. Néhol igen mállottan találjuk meg, a kőzet ilyenkor sárgásbarna, felszínén főleg az erősen cementált gumók maradnak meg belőle. Ősmeradvány-tartalmára jellemzőek az ammoniteszek, belemniteszek, *Bositra* kagylóhéjak, bentosz foraminiferák és crinoidea töredékek. A Kisgerecsei Marga Formációra folytonosan települ. Kora aaleni-bajóci. A Kisgerecsei Marga és a Tölgyháti Mészke ammoniteszei tették lehetővé ezek pontos korbesorolását, belőlük több monográfia is született, illetve néhány új faj is leírásra került a Bányahegy szelvényekből (Géczy & Szente, 2006; Kovács, 2014).

### Felhasznált irodalom:

Géczy, B. & Szente, I. (2006): Middle Toarcian Ammonitina from the Gerecse Mts, Hungary. – *Acta Geologica Hungarica*, **49** (3): 223–252.

Kovács, Z. (2014): Toarcian Dactylioceratidae (Ammonitina) from the Gerecse Mts (Hungary). – *Hantkeniana*, **9**: 45–77.

### 2. megálló: Süttő, Gazda-mészkebánya: pleisztocén csigás édesvízi mészke (Gasparik in Pálfy & Pazonyi (2007) nyomán)

A Gerecse legjelentősebb édesvízi mészke komplexuma a süttöi Haraszi-hegy környékén található. Ezt a kőzetet termelik a Süttőtől kb. 3 km-re délre fekvő Diósvölgyi-kőbányában. A Diósvölgyi-kőbányát, melyhez a községből üzemi út vezet, másik két működő bányával (Új Haraszi és Gazda) együtt jelenleg a Reneszansz Kft. üzemelteti. A látogatáshoz engedélyt kell kérni.

A mészke egy része egykori forrásokból, másik része kisebb tavakból vált ki. Scheuer & Schweitzer (1988) szerint a területen négy tavi és négy tataráta rendszerű képződményt lehet kimutatni. A mészke bányászati szempontból is jelentős értéket képvisel. Schafarzik (1904) szerint a Diósvölgyi-kőbánya került legelőször megnyitásra 1845-ben. Az adatok szerint 1904-ben a környéken már hat bánya működött, melyek három személy tulajdonában voltak. A hat bányában évente összesen kb. 2600 m<sup>3</sup> travertinót fejtettek (a Diósvölgyiben kb. 600 m<sup>3</sup>-t), amit 11 épületi műkövekre, szobor talapzatokra, valamint hidakra használtak fel. A terület édesvízi mészke komplexumának geológiai szakirodalma több mint 100 évvel ezelőttre nyúlik vissza. Jánossy & Krolopp (1981) szerint az első munka Hauer (1870) nevéhez fűződik. A területet mindjárt a kezdetektől ősmaradvány-lelőhelyként is nyilvántartották. Liffa (1909) például ezt írja: „A kővületek majd mindenütt egyformán gyakran találhatóak benne; különösen gyakran találni a gerincesek csontmaradványait”.

Ősmaradványok (gerincesek és puhatestűek) azonban nemcsak magában a travertinóban találhatóak, hanem a hasadékait kitöltő, valamint az édesvízi mészkevet lefedő üledékekben is. Kormos (1926) volt az első, aki kísérletet tett arra, hogy szétválassza a travertinóból származó

faunát az egyéb üledékek faunáitól. Ő az előbbi faunát „levantei” (felső-pliocén) korúnak tartotta, míg az utóbbit a „preglaciális” legvégére datálta. (Kormos felfogásában a preglaciális a pliocén és a pleisztocén közötti átmeneti időszak volt). A legutóbbi évtizedek új eredményeket hoztak a süttöi lelőhelyek őslénytani feldolgozásában (Jánossy, 1979, Brunacker et al., 1980, Jánossy & Krolopp, 1981). Jánossy & Krolopp (1981) a következő ősmaradványokat említik az édesvízi mészkőből:

**gerincesek:** *Hystrix major*, *Ursus* cf. *deningeri*, *Anancus arvernensis*, *Tapirus arvernensis*, *Dicerorhinus* cf. *jeanvireti*, *Cervus* cf. *philisi*, *Cervus* cf. *ardei*, *Sus* cf. *minor*

**csigák:** *Viviparus* sp. indet., *Melanopsis praemorsa*, *Fagotia acicularis*, *Fagotia esperi*, *Planorbis* sp., indet., *Granaria frumentum*, *Bradybaena?* sp. indet., *Helicigona pelissae*, *Helix lutescens*, *Helicidae* indet.



2. ábra: A Reneszánsz Kft. által üzemeltetett süttöi mészkőbánya látképe a bánya aljából (fotó: Botka Dániel).

A leletek alapján a szerzők a fauna korát a legalsó-pleisztocénbe teszik (alsó-villányi; beremendi faunaszakasz vagy annál kicsit idősebb). Az édesvízi mészkő hasadékkitöltéseiből, illetve a mészkövet lefedő homokos, löszös üledékekből sokkal gazdagabb ősmaradványanyag került elő, több lelőhelyről is. Ez a fauna jóval fiatalabb, mint a travertínó faunája. A makroszkópikus maradványok között két növényfaj, az ostorfa (*Celtis* sp.) és a szőlő (*Vitis* cf. *vinifera*) érdemel említést. A gerincteleneket 49 csigafaj képviseli, míg a gerinces anyagban 45 taxont különítettek el a szerzők (Brunacker et al., 1980, Jánossy & Krolopp, 1981). Az üledéksorozat aljából még tundrai fauna került elő, többek között hófajddal (*Lagopus* cf. *mutus*) és örvös lemminggel (*Dicrostonyx torquatus*), míg a teteje már szubmediterrán jellegű, erdős sztyepp környezetet jelző faunát tartalmazott dámvaddal (*Dama* sp.), görög teknőssel (*Testudo* cf. *graeca*), pelékkal (*Glis glis* és *Dryomys nitedula*), valamint a pocok körében kifejezett mezei pocok (*Microtus arvalis*) dominanciával. A szelvény rétegtani helyzete hagyományosan a riss végi hideg szakaszra és a riss-würm interglaciális időszakára (emi, Se MIS klímazóna) tehető (Jánossy, 1979; Kordos & Ringer, 1991). A hazai pleisztocén korbeosztásban ez a periódus a lelőhely után a „süttöi faunaszakasz” elnevezést kapta (Kretzoi, 1953, Jánossy, 1979).

A bánya területéről előkerült gerincesek legfrissebb revíziója nemrég történt meg és új radiometrikus kormérések is történtek. Uránsoros és OSL mérések alapján a travertínó kora középső-pleisztocén ( $235 \pm 21 - 314 \pm 45$  ezer év, MIS 7–9). A rátelepülő lösz-paleotalaj

sorozat kora középső-késő-pleisztocén (MIS 2–6). Ezzel szemben az ősmaradványok ezeknél a koradatoknál öregebb, kora-középső-pleisztocén kort mutatnak (Pazonyi et al., 2014).

#### **Felhasznált irodalom:**

- Brunacker, K., Jánossy, D., Krolopp, E., Skoflek, I., & Urban, B. (1980): Die Fauna der Fundstelle Süttő 6. (West-Ungarn). – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **30**: 1–18.
- Gasparik, M. (2007): 2.5. Süttő, Diósvölgyi kőbánya, Pleisztocén édesvízi mészkő. – In: Pálfy, J. & Pazonyi, P. (szerk.): *Őslénytani kirándulások Magyarországon és Erdélyben*. Hantken Kiadó, Budapest, pp. 55–57.
- Hauer, F. (1870): Geologische Uebersichtscarteder österreichisch-ungarischen Monarchie. Blatt VII. Ungarisches Tiefland. – *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen geologischen Reichsanstalt*, **20**(4): 463–500.
- Jánossy, D. (1979): *A magyarországi pleisztocén tagolása gerinces faunák alapján*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 207 p.
- Jánossy, D. & Krolopp, E. (1981): Die pleistozänen Schnecken- und Vertebraten-Faunen von Süttő (Travertine, Deckschichten und Spalten). – *Fragmenta Palaeontologica Hungarica*, **18**: 91–102.
- Kordos, L. & Ringer, Á. (1991): A magyarországi felső-pleisztocén Arvicolidae-sztratigráfiájának klimato- és archeosztratigráfiai korrelációja. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése 1989-ről*, 523–532.
- Kormos, T. (1926): Die Fauna des Quellenkalk-Komplexes von Süttő. – *Állattani Közlemények*, **22**(3–4): 248–253.
- Kretzoi, M. (1953): A negyedkor taglalása gerinces-fauna alapján. – *MTA M. sz. Tud. Oszt. Alföldi Kongresszusa*, pp. 89–99.
- Liffa, A. (1909): Geologiai jegyzetek Nyergesujfalu és Neszmély környékéről. – *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1943. évről*, (1): 1–94.
- Pazonyi, P., Kordos, L., Magyarai, E., Marinova, E., Füköh, L., & Venczel, M. (2014): Pleistocene vertebrate faunas of the Süttő travertine complex (Hungary). – *Quaternary International*, **319**: 50–63.
- Schafarzik, F. (1904): *A magyar szent korona országainak területén létező kőbányák részletes ismertetése*. Franklin Társulat könyvnyomdája, Budapest, pp. 1–72, 413.
- Scheuer, Gy. & Schweitzer, F. (1988): A Gerecse és a Budai-hegység édesvízi mészkőösszletei. – *A Magyar Tudományos Akadémia Földrajztudományi Kutatóintézetének Kiadványai, Földrajzi Tanulmányok*, **20**, 129 p.

**3a. megálló:** Neszmély, Disznóskúti-völgy – pannóniai (felső-miocén) molluszkás agyag és keresztarétegzett homok (Bartha et al. in Virág & Bosnakoff (2017) nyomán)

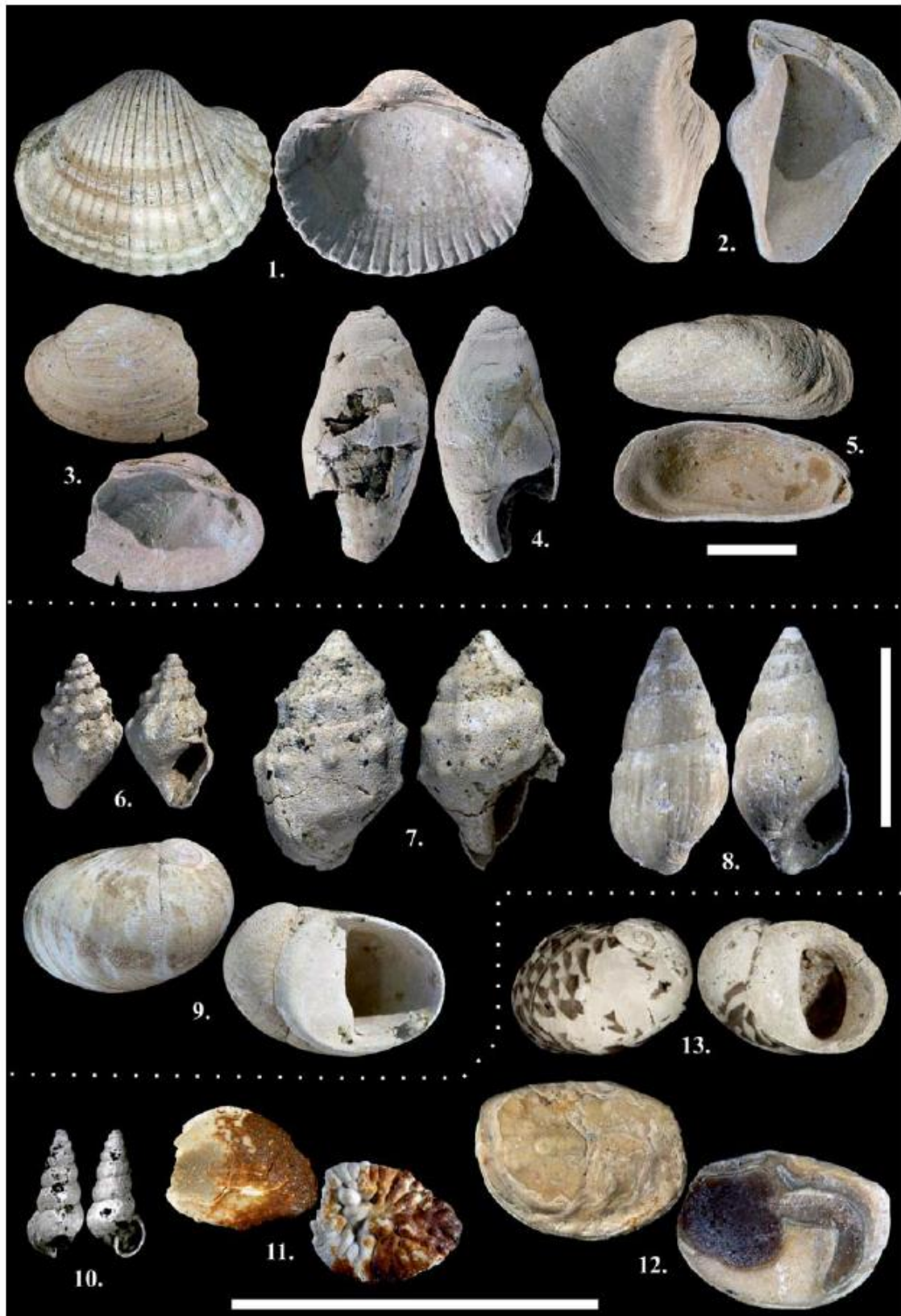
Neszmélytől délre húzódik a Disznóskúti-völgy, amely a Gerecse északi szakadékvölgyeinek egyike. A Dunántúli-középhegység északnyugati peremének többi késő-miocén feltáráshoz hasonlóan az itt megfigyelhető rétegsor is része annak az egyetlen transzgresszív-regresszív ciklusnak, amely a terület Pannon-tavi üledékeit jellemzi. A Disznóskúti-völgy rétegei az üledékciklus regresszív szárnyát képviselik. A transzgresszív szárny a *Congeria czjzeki* zóna felső részébe tartozik, míg a regresszív szárny a *Lymnocardium ponticum* zóna része: a teljes ciklus képződésének kora 9,4-8,7 millió év lehetett. A völgyben megfigyelhető rétegsor legalább 30 méter vastag, északról délre haladva egyre fiatalabb elemeivel találkozhatunk a völgyoldal kisebb kibúvásaiban.



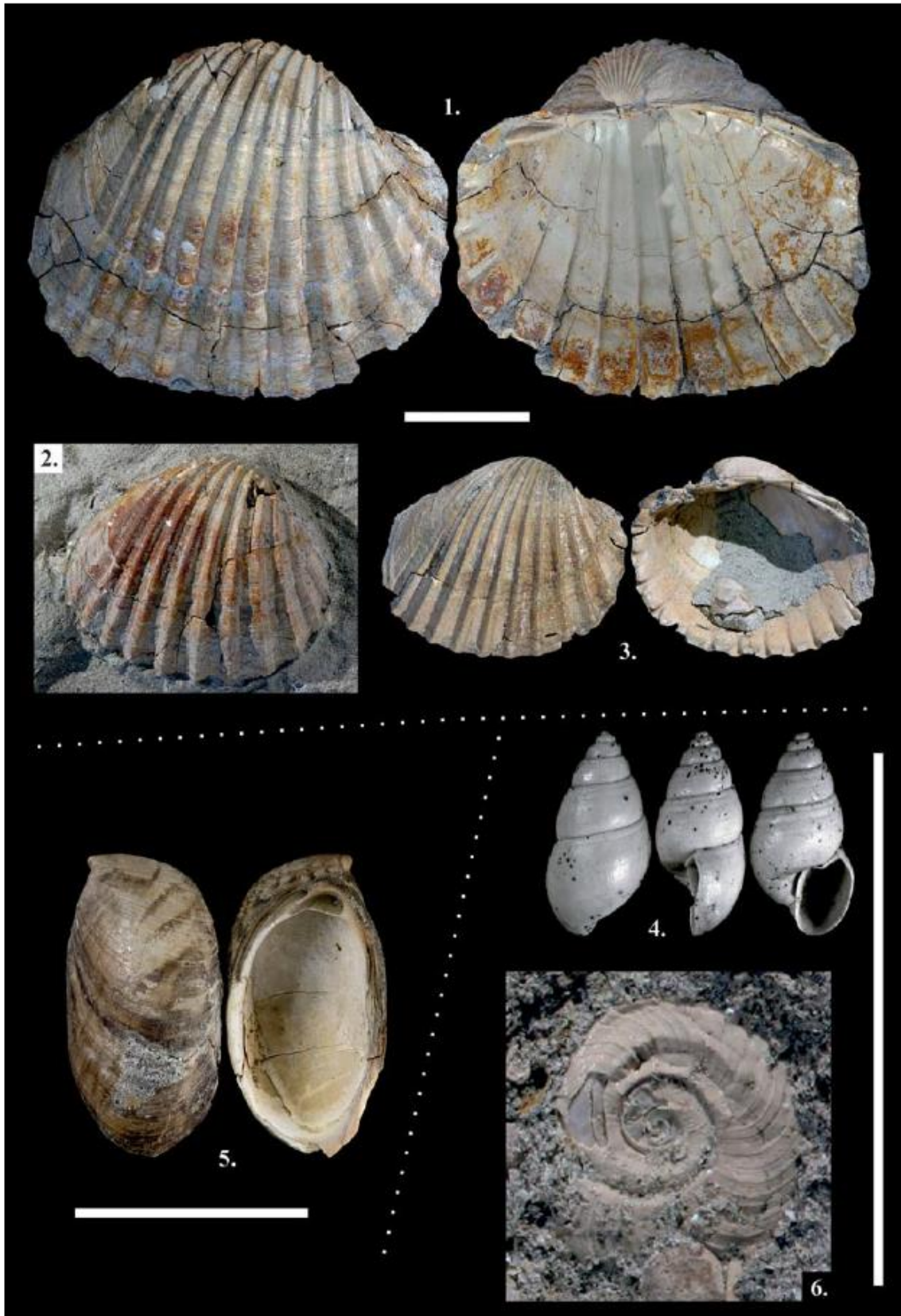
3. ábra: A Disznóskúti-völgyben feltáruuló legnagyobb pannóniai homokos feltárás (fotó: Botka Dániel).

A völgy északi végétől pár méterre a patak kékesszürke agygrétegeken folyik, amelyek felett aleurit és homok váltakozásából álló szakasz következik, majd valamivel feljebb a homok válik uralkodóvá. Előbbi még inkább a hullámbázis alatt, utóbbi már felette keletkezett, azaz felfelé haladva a rétegsor egyre sekélyebb vízben ülepedett.

A völgy néhány száz méterrel délebbre eső szakaszain az előző fáciesektől jelentősen különbözőkkel találkozhatunk. A nagyobb vastagságú homokrétegekben jellemző a keresztlemezesség, a kereszttrétegzés, a kötegek talpánál kavics és puhatestű héjtöredék, gyakoriak az eróziós felszínek és zsindeyes agyagkavics konglomerátumrétegek. A homok felett egyre kevesebb és vékonyabb homokzsinórral jellemzett, meszesen erősen kötött, vékonyréteges, lemezes agyag, aleurit, vagy bioturbált tarka-foltos aleurit következik, sok diszperz növényi szervesanyag törmelékkal. A rétegsorok ezen szakaszát több szelvényben is nagyméretű szénült fatörzs és gyökérdarabokat tartalmazó, kb. 20 cm vastag lignitréteg zárja, mely a rétegsorok korrelációját megbízhatóvá teszi. A lignit felett kb. 4 méter vastagságban kékesszürke agyag következik, melynek alsóbb szakaszán ismétlődő néhány cm vastag lumasella rétegek, és az agyagban elszórva is jó megtartású puhatestűlenyomatok, héjas példányok fordulnak elő.



9. ábra. Az „a” réteg (szürke kereszttrétegzett homok) ősmaradványai. Mindegyik aránymérték 1 cm-nek felel meg. 1: *Lymnocardium penslii* (FUCHS 1870), 2: *Congeria balatonica* PARTSCH 1836, 3: *Unio mihanovici* BRUSINA 1896, 4: *Melanopsis caryota* (BRUSINA 1902), 5: *Dreissenomya* (*Sinucongeria*) *arcuata* (FUCHS 1870), 6: *Melanopsis austriaca* HANDMANN 1887, 7: *Melanopsis defensa* FUCHS 1870, 8: *Melanopsis pygmaea* HÖRNES 1856, 9: *Theodoxus intracarpaticus* JEKELIUS 1944, 10: *Socenia* sp., 11, 12: hal otolith, 13: *Theodoxus soceni* JEKELIUS 1944.



10. ábra. A „b” réteg (kékesszürke agyag) ősmaradványai. Mindegyik aránymérték 1 cm-nek felel meg.  
 1-3: *Lymnocardium* sp., 4: *Nematurella* cf. *sturi* (BRUSINA 1902), 5: *Dreissena auricularis* (FUCHS 1870),  
 6: *Gyraulus* cf. *rhytidophorus* (BRUSINA 1902).

További néhány száz méterrel délebbre, a völgy magas oldalában ismét kibukkan a lignit réteg, alatta az előzőnél vastagabb rétegsor tanulmányozható. Ennek alsó része keresztarétegű, héjtörmelékes, kavicsos középszemcsés homok, amelyből az alábbi puhatestűfajok vázait gyűjthetjük: *Unio mihanovici*, *Lymnocardium penslii*, *Congerina balatonica*, *C. simulans turgida*, *Dreissenomya (Sinucongeria) arcuata*, *Theodoxus intracarpaticus*, *T. soceni*, *Melanopsis caryota*, *M. austriaca*, *M. defensa*, *M. pygmaea*, *Stagnicola* cf. *halavatsi*, *Bythinia* sp., *Prososthenia* cf. *radmanesti*, *Socenia* sp., valamint hal hallókövek (otolithok) is előkerültek innen. Gyakoriak az agyagkavicsok eróziós felszínek, feljebb a keresztlemezes aprószemcsés homok, valamint homokbetelepüléses, szervesanyagdús aleurolit, szürke-tarka aleurit. A lignit felett kékesszürke agyag települ, melyben a korábbi szelvényekhez hasonlóan két lumasella réteget figyelhetünk meg.

A völgytalpon délebbre haladva kibukkan az előzőekben ismertetetthez hasonló vastag homokos sorozat. Itt ennek jellegzetes vonása, hogy a talpát alkotó eróziós felszín felett, 30-100 cm nagyságú feltépett agyagklasztok sorozata található. A feltárás legjelentősebb képződménye azonban a durvatörmelékes sorozat fekvését adó kékesszürke agyag. Ez az agyag is tartalmaz elszórva és vékony rétegekben, lumasella-szerűen megjelenő puhatestűmaradványokat, köztük kitűnő megtartású, sokszor a vázak eredeti színét is megtartó *Dreissena auricularis*, *Dreissenomya* sp., *Lymnocardium* sp., *Nematurella sturii*, *Gyraulus* cf. *rhytidophorus* héjakat.

A Disznóskúti-völgy felső szakasza három különböző eseményt rögzít. Legalul a fossziliadús kék agyag nyíltvízi, hullámbázisnál mélyebb körülmények közt keletkezett, hasonlóan a völgy rétegtanilag mélyebben fekvő alsó szakaszához. Az erre élesen, eróziós bevágódással települő homok sorozatban egyértelműen változó energiával, egy irányba áramló közeg alakította az üledéklerakodást és eróziót. Ismételt feltöltődés és kisebb bevágódások váltakoztak. Az intenzív áramlás megszűntével a mélyedés pangóvíz és gyenge áramlási események során feltöltődött, a terület elmocsarasodott. A rétegsor ezen része legalább 12 méter mély, összetett völgybevágódás kitöltéseként értelmezhető. A fedő lumasellás agyag nyíltabb tavi üledék, tehát a feltöltött völgy szintjét ismét elöntötte a Pannon-tó. A molluszkák részben a kimélyülésnek köszönhető nyíltvízi környezetben élhettek, részben a hullámbázis menti rostálódás következtében a sekélyebb partközeli üledékből származhatnak.

A feltárásokban végzett szedimentológiai és őslénytani megfigyelések alapján megállapítható, hogy a Disznóskúti-völgyben feltárolt pannóniai üledékek a tóba érkező deltákon és azok előterében halmozódtak fel. Ezek a deltalebenyek nagyjából 9 millió évvel ezelőtt érték el a területet (Magyar et al., 2017).

### **Felhasznált irodalom:**

Bartha, I. R., Sztanó, O., Katona, L., & Magyar, I. (2017): 3. megálló – Neszmély, Disznóskúti-völgy, Pannóniai molluszkás agyag és keresztarétegű homok. – In: Virág, A. & Bosnakoff, J. (szerk.): *Program, Előadáskivonatok, Kirándulásvezető, 20. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés*, Tata-Tardos, pp. 56–59.

Magyar, I., Sztanó, O., Csillag, G., Kerckmár, Z., Katona, L., Lantos, Z., Bartha, I. R., & Fodor, L. (2017): A Gerecse pannóniai puhatestűi és lelőhelyeik: rétegtan, öskörnyezet és fejlődéstörténet. – *Földtani Közönlöny*, **147**(2): 149–176.

### **3b. megálló:** Neszmélyi vár, tszfm.: 200 m (forrás: Wikipédia)

A neszmélyi vár (Nagyvár) egy mára elpusztult középkori erőd a Gerecse északnyugati részén, Neszmély közelében. A közelben két másik Árpád-kori vár (Kisvár, Korpás-kő vára) maradványai is megtalálhatóak.

A vár a falutól délkeletre fekvő 200 méter magas Várhegyen található. A tetőt három oldalról meredek lejtők veszik körül, délkelet felől keskeny gerinccel kapcsolódik a szomszédos Melegeshez.

Keletkezésének és pusztulásának idejét és körülményeit nem ismerjük. Vélhetően Luxemburgi Zsigmond korában épült, ekkor a Kanizsai család lehetett birtokosa. A vár neve egyetlen oklevélben szerepel, eszerint 1439-ben Albert király a török elleni hadjáratra való készülék közben betegedett meg vérhasban. A titeli táborból megpróbálták Bécsbe szállítani, ám út közben Neszmélynél a romló állapota miatt hosszabb pihenőt tartottak. Néhány nap múlva, 1439. október 27-én itt érte a halál. A helyi néphagyomány szerint a király dinnyére vizet ivott, mert a kíséret távozása után mindenhol szétdobált dinnyehéjakat találtak. A közelben található forrást Király kútjának nevezik. A vár kis mérete, kedvezőtlen, alacsony fekvése a későbbiekben nem tette lehetővé, hogy – akár átépítések árán – komoly katonai szerepet töltsön be. A török időkben a falu elpusztult.

Bél Mátyás 18. századi leírása szerint a falu szélén álló dombok egyikén egy vár romjai találhatóak. A helyi lakosság szerint a "Gustusok" (gótok) használták, ám a szó eredhet a latin "custos" (őr) kifejezésből is. A leletek (urnák, pénzérmék) alapján a területen már a honfoglalás előtt is volt erődítés. A vár területén régészeti feltárást nem folytattak. Alaprajzát Virágh D. készítette el.

Megközelítését egy árok nehezítette. A belső vár közepén egy négyzetes alaprajzú, talán a 15. századra keltezhető torony pincszintjének alapfalai találhatóak meg. Ennek belső átmérője négy, külső pedig nyolc méter. A toronytól nyugatra egy újabb árok választja el a külső várat. A várfalat három oldalról mély szakadékok, a negyedik irányból pedig egy negyven méter széles, tizenöt méter mély árok védte. Ez a Magyarországon ismert legmélyebb várárok.

A vártól északkeletre egy másik Árpád-kori erődítmény nyomai találhatóak. [Sándorfi György](#) véleménye szerint ezt a Nagyvárnál korábban használták, annak felépülte után elhagyták. Az erőd vélhetően fából épült, máig csak az azt körülvevő árok maradt fenn.

Korpás-kő vára: A falutól 3,5 kilométerre keletre, a [Duna](#) partján álló dombon egy ovális alaprajzú, 10-15 méter széles és két méter mély árokkal határolt erőd állt, melynek északnyugati része a vasúti töltés építésekor semmisült meg. Az itt talált kerámialeletek alapján a várat az [Árpád-korban](#) használták.

#### **Felhasznált irodalom:**

[https://hu.wikipedia.org/wiki/Neszm%C3%A9lyi\\_v%C3%A1r](https://hu.wikipedia.org/wiki/Neszm%C3%A9lyi_v%C3%A1r)

**4. megálló:** Lábatlan, Bersek-hegy – alsó-kréta törmelékes összlet és eocén édesvízi képződmények – Berseki Márta F., Lábatlani Homokkő F., Dorogi F. Bajnai T. (Főzy in Virág & Bosnakoff (2017) nyomán)

A Lábatlantól délre található Bersek-hegy a Gerecse leglátványosabb kréta feltárást nyújtja. Valószínűleg ez lehet Magyarország legnagyobb bányája, mely a francia tulajdonú Holcim cég tulajdonában áll. A ma már bezárt hatalmas márgabánya, amely sokáig nyersanyagként látta el a lábatlani cementgyárat, a más szelvényekben csak kisebb vastagságban jelenlévő „neokom” márga (Berseki Márta F.) és a felette települő homokrétegek (Lábatlani Homokkő F.) legteljesebb szelvényét kínálja (Császár, 1996a, b).

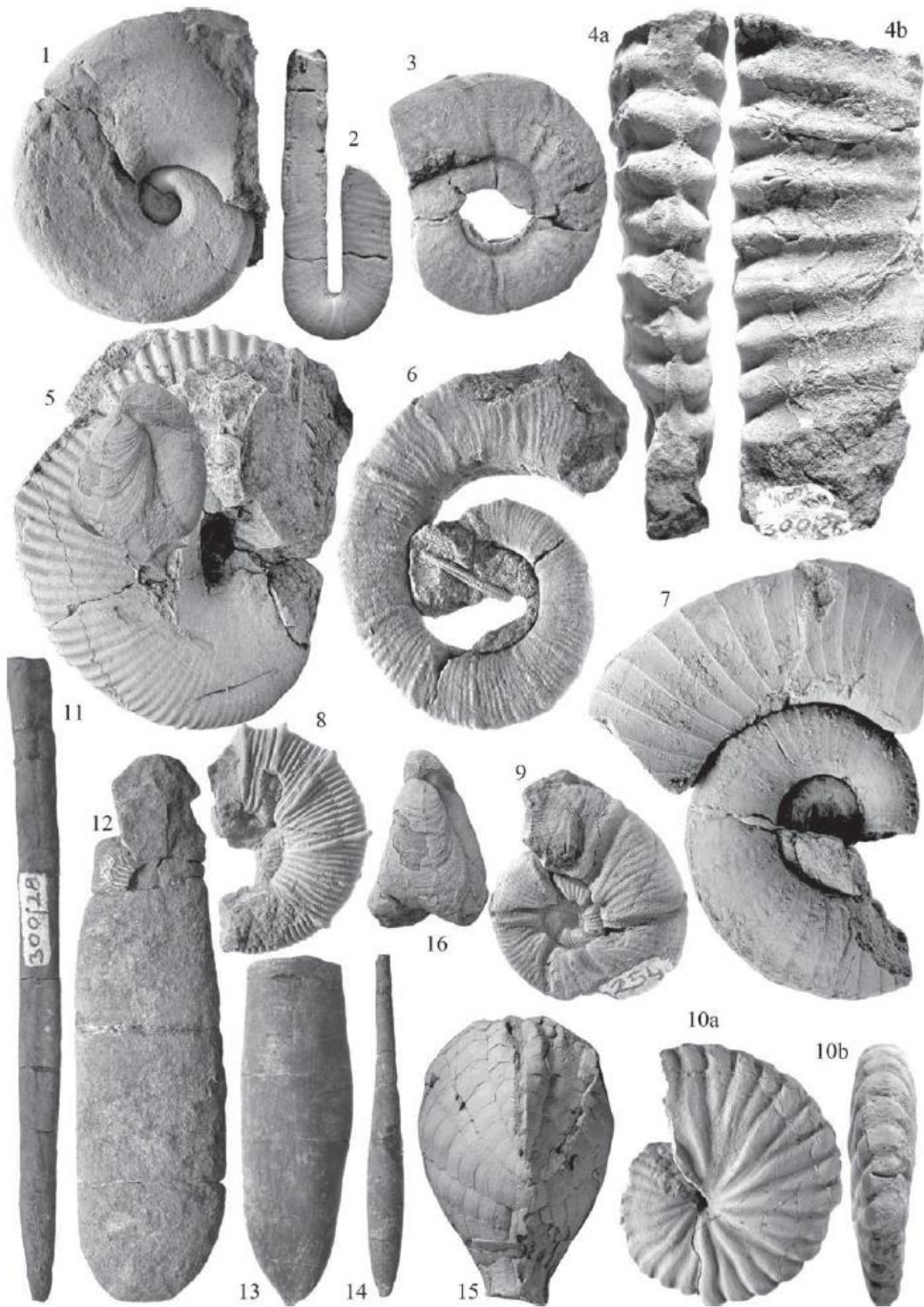
Az alsó-kréta rétegek ammonitesz anyagával és korával elsőként Hantken (1868, 1871) foglalkozott. A márga sorozat korát a középső-neokomban adta meg, és rámutatott a kőzeteknek az alpi rossföldi rétegekhez való hasonlatosságára. Hantken vezette be a „Lábatlani Homokkő” máig használatos fogalmát. Hofmann (1884) mai napig nagy jelentőségű dolgozatában a gerecsei júra és kréta képződmények részletes áttekintését nyújtotta. A gerecsei kréta fő tömegét kitevőt szürke, aptychuszos márgát, nagyon helyesen, alsó-neokomnak, s a felette



települő homokkővet, Hantken nyomán a középső-neokomnak tekintette. Somogyi (1914) részletes cikkében kismértékben változtatott a Hofmann-féle besorolásokon, véleménye szerint a márga alsó-neokom (valangini), a homokkő felső-neokom (hauterivi) korú. E sommás megállapítások mellett részletes faunalistát közölt, s számos alsó-kréta ammoniteszt is ábrázolt munkájában.

Az, hogy a Lábatlani Homokkő F. fő tömegének barrémi korát nem ismerték fel a magyar földtan pionírjai, minden bizonnyal azzal magyarázható, hogy sokáig csak a Nyagda-völgy idősebb neokom kibukkanásai jelentették a legjobban megközelíthető, jól gyűjthető alsó-kréta feltárásokat a hegységben. A Bersek-hegyi bányák kövületekben gazdag, nagyszerű szelvénye a korai időkben ismeretlen volt.

A gerecsei krétáról írt monográfiájában Fülöp (1958) a rétegsor részletes litológiai és sztratigráfiai tagolását nyújtotta. A Bersek-hegy és környéke kréta rétegeinek szelvényeit részletes rajzok segítségével mutatta be. A márga rétegsoport korát a valangini-hauterivi-barremi korszakokra terjesztette ki. Kimutatta, hogy a Lábatlani Homokkő F. fő tömege barrémi korú. Az egyes emeletek (esetenként alemeletek) meglétét gazdag faunalistákkal igazolta. E hosszú faunalistákhoz képest azonban az ammonitesz-anyag dokumentációja szerény: mindössze két fényképtábla tartalmaz cephalopodákat. A rétegtani következtetéseket Fülöp – elsősorban, – munkatársa, Nagy I. Z. ammonitesz biosztratigráfiai eredményei alapján vont le. Nagy I. Z. később több önálló cikkében részletesen ismertette a Bersek-hegy alsó-krétájának legfontosabb hauterivi és barrémi faunaelemeit és az azokból levonható rétegtani következtetéseket (Nagy, 1981).



14. ábra. (64. oldalon) Jellegetes ősmaradványok a Bersek-hegyről. 1: *Neolissoceras grasiatum* (D'ORBIGNY, 1841), 236. réteg, hauterivi, Radiatus zóna. 2: *Anahamulina acuaria* (UHLIG, 1883), 300/8. réteg, barremi, Vandenheckii zóna. 3: *Silesites vulpes* (COQUAND in MATHERON, 1879), 129. réteg, barremi, Compressissima zóna. 4a, 4b: *Moutoniceras moutonianum* (D'ORBIGNY, 1850), 300/26. réteg, barremi, Moutonianum zóna. 5: *Phyllopachyceras winkleri* (Uhlig, 1882), 255. réteg, valangini, Peregrinus zóna. 6: *Crioceratites nolani* (KILLAN, 1910), 230. réteg, hauterivi, Radiatus zóna. 7: *Eulytoceras raricinctum* (UHLIG, 1883), 300/11. réteg, barremi, Vandenheckii zóna. 8: *Holcodiscus caillaudianus* (D'ORBIGNY, 1850) 117. réteg, barremi, Compressissima zóna. 9: *Jeanthieuloyites quinquestriatus* (BESAIRE, 1936), 254. réteg, valangini, Peregrinus zóna. 10a, 10b: *Nicklesia didayana* (D'ORBIGNY, 1841), 112. réteg, barremi, Compressissima zóna. 11: *Conoholites* gr. *gladiiformis* (UHLIG, 1883), 300/28. réteg, kora-barremi. 12: *Duvalia dilatata* (DE BLANVILLE, 1829), 208. réteg, késő-hauterivi. 13: *Duvalia grasiata* (DUVAL-JOUVE, 1841), 124. réteg, kora-barremi. 14: „*Belemmites*” *pistilliformis* RASPAIL, 1829, 242. réteg, késő-valangini. 15: *Absurdaster hungaricus* KROH et al., 2014, 228. réteg, kora-hauterivi. 16: *Triangope triangularis* (VALENCIENNES in LAMARCK 1819), 211. réteg, kora-hauterivi.



4. ábra: A felhagyott Bersek-hegyi márgabánya látképe a bánya aljából. Az alsó szürke egység mélytengeri alsó-kréta képződményeket, míg a felső sárgásbarna egység már az eocén során keletkezett édesvízi összletet jelképezi (fotó: Botka Dániel).

A fenti eredmények ismeretében meglepő, hogy a korábbi adatok figyelmen kívül hagyásával, Félegyházi & Nagymarosy (1991, 1992) nannoplankton eredményei a korábban alsó-krétának tekintett berseki szelvényre apti, illetve annál is fiatalabb kort jeleztek. Ezeket a fiatal korokat a későbbi vizsgálatok sem támasztották alá.

Az alsó-kréta rétegsorra vonatkozó szedimentológiai megfigyeléseket elsőként Fogarasi (1995a) foglalta szintézisbe. A szerző a felfelé durvuló-vastagodó sorozatban négyféle kőzetfáciest különített el, amelyek üledéklerakódási környezetét külön-külön elemezte. Fogarasi (1995b) a Berseki Márga Formáció rétegeiben megfigyelhető ciklicitásait is vizsgálta. A „klasszikus” (valangini-barremi) koradatokat figyembevéve a Milankovitch-féle ciklusok több rendjét is kimutatta a rétegsorban.

A Fogarasi-féle ciklussztratigráfiai vizsgálatok folytatásaként a közelmúltban megtörtént a Berseki Márga F. mágneses szuszceptibilitásának mérése, a teljes kőzeten mért stabilizotóp összetétel vizsgálata és a rétegsor egy szakaszának gamma-szelvényezése, a Milankovitch-féle ciklicitás így több módszerrel is igazolható volt. Az integrált sztratigráfiai vizsgálatok eredményeképpen a szürke márga felső szakaszában kimutatható volt a Weissert-eseményként ismert szénizotóp-anomália és anoxikus esemény, és a mérési adatok ismeretében számolható volt az átlagos szedimentációs ráta (14 m/millió év), és a Weissert-eseményt jellemző platófázis hossza (1,4 millió év) (Bajnai, 2015, Bajnai et al., 2017).

A közeli Köszörűkő-bánya talpán mélyült Lábatlan-36 (Lb-T-36) fúrás közel 100 méter vastagságban harántolta a gerezsei törmelékes alsó-kréta sorozat felső részét. A litológia, valamint az ammonitesz és a nannoplankton alapú biosztratigráfia szerint a fúrás teljes rétegsora a Lábatlani Homokkőnek a Bersek-hegyen feltárt rétegek feletti szelvényszakaszát képviseli (Főzy et al., 2002).

### **A Bersek-hegy ősmaradványai**

A berseki rétegsor mikrofaunájának legjellegzetesebb elemei a foraminiferák (Szűcs, 2004). A szegényes, és nem túl jó megtartású maradványok között a bentosz formák a gyakoribbak. A plankton alakok részaránya alárendelt. A radioláriák megtartása rendkívül rossz.

A szenesedett és/vagy szénült növényi maradványok a márgában ritkák, de a homokkő réteglapjaiban olykor gyakoriak az apró faszéntörmelékek. A szomszédos Búzás-hegyen kibuk-

kanó Lábatlani Homokkőben található növényi makrofosszíliákról Barale et al. (2002) közölt adatokat.

A köfajtóban feltárt szürke márgában aránylag ritkák az állati eredetű makrofosszíliák, de a lila márga és a felette elhelyezkedő rétegsor sok ősmaradványt tartalmaz. Leggyakoribbak az úszó, lebegő életmódot folytató cephalopodák (ammoniteszek és belemniteszek, ritkábban Nautilusfélék) kövületei, de a gerinctelen bentost is gazdag ősmaradvány-anyag képviseli. A rendszeres gyűjtésnek köszönhetően szinte minden ősmaradvány-csoport vizsgálata hozott új eredményt.

Az echinoidea faunával Szörényi (1965) és Kroh et al. (2014) foglalkoztak: a tudományra nézve új faj is előkerült. A brachiopodákat a *Triangope* nemzetség két faja képviseli (Vörös, 2015). A kagylófauna mérsékelten változatos (Szente, 2003), a csigák maradványai pedig rendkívül ritkák. A kelyhek alapján határozható krinoidea maradványok öt nemzetség 6 fajt képviselik (Konieczynski et al., 2016); a fajok közül egyet újként írtak le a szerzők. A ritka és apró magános korallok az *Asteroseris* nemzetségbe sorolhatók (Löser & Főzy, 2015).

A legidősebb, ammoniteszekkel igazolható rétegtani szintet a felső-valangini Peregrinus és Furcillata zónák képviselik. A valangini rétegek felett a Radiatus, Loryi, Nodosoplicatum (alsó-hauterivi), és a Sayni, Ligatus, Balearis és Ohmi zónák (felső-hauterivi) voltak dokumentálhatóak. A homokkő alsó része az alsó-barremi Hugii, Pulchella, Compressissima, Moutonianum zónáknak feleltethető meg. A felső-barremi legalsó, Vandenheckii zónája még gazdag faunával igazolható, az efelett terülő rétegek ammonitesz-anyaga a Bersek-hegyen nehezen volt értékelhető. A Fülöp-gyűjtemény gazdag belemnitesz faunájának értékelése belemnitesz asszociációk azonosításához vezetett, amelyek rendszerint alemelet szintű biosztratigráfiai következtetés levonására is alkalmasak (Janssen & Főzy, 2004, 2005). A berseki alsó-kréta belemniteszekon végzett  $\delta^{18}\text{O}$  mérések alapján olyan oxigénizotóp-görbét rajzoltunk meg, amely a rétegsorban felefelé haladva lassan növekvő egykori tengervíz-hőmérsékletet valószínűsít. Az eredményekből arra is következtettünk, hogy a Duvaliidae család lapított képviselői feltehetően a mélyebb és hidegebb vizeket lakták, míg a Mesohibolitidae csoportba tartozó áramvonalas, jól úszó formák a melegebb, s feltehetően a felszínhez közelebbi vízben tartózkodtak többen (Price et al., 2011).

A berseki szelvény faunája – a többi, rendszerint kondenzált középhegységi szelvénytől eltérően –, egy hosszú (valangini-barremi) és folyamatosan változó időszak elővilágába enged betekintést. A vizsgált ammoniteszes rétegsor a mediterrán alsó-kréta reprezentatív szelvénye.

## Őskörnyezet és geotektonikai helyzet

A berseki rétegsor a geressei törmelékes alsó-kréta sorozat legvastagabb, legrepresentatívabb, s ily módon legjelentősebb feltárása, amely kiemelten a hegység fejlődéstörténetének megértése szempontjából. Az itt tanulmányozható, felfelé egyre erősödő terrigén hatást mutató rétegsor erősen eltér a Gerecse délnyugati oldalán (Szomód határában) található hasonló korú, karbonátos kifejlődéstől és a Dunántúli-középhegység távoli (bakonyi) területeinek alsó-krétájától is. Az eltérések oka a területek eltérő oceanográfiai, illetve geotektonikai helyzetében keresendő.

A szedimentológia és az őslénytani vizsgálatok arra utalnak, hogy a berseki alsó-kréta rétegsor a kalcium- és aragonitkompenzációs szintek közötti mélységben, egy uralkodóan agyagos-közetlisztes tengeralti lejtőkörnyezetben rakódott le, ahol a fő üledékszállítási folyamatok, a csuszamlások és zagyarak voltak (Fogarasi, 1995a). A szelvény középső szakaszán vizuálisan is ciklikusnak tűnő rétegsor ciklussztratigráfiai vizsgálata arra enged következtetni, hogy csapadékosabb és szárazabb időszakok váltakozása vezetett az agyagmárga és mészmárga rétegpárok kialakulásához és, hogy ezt a folyamatot végső soron a Föld ciklikusan változó pálya-elemeinek hatása vezérelhette (Fogarasi, 1995b, Bajnai et al., 2017).

Az ammonitesz biosztratigráfiai adatok arra utalnak, hogy a barremitől kezdve megnövekedett a medencébe beáramló törmelékanyag mennyisége és ekkor keletkezett a kőfejtőben egy látható vastag, zölde színű rogyott réteg, amely belemetsz az alatta lévő rétegekbe, így azok kelet felé haladva egyre idősebbek (Bajnai et al., 2017).

A gercsei krétakutatással kapcsolatos eredményeket Fodor et al. (2013) foglalta tömör szintézisbe. A szerzők az alsó-kréta rétegsorra vonatkozó kőzettani, biosztratigráfiai, szedimentológiai és tektonikai adatok, illetve modellek áttekintését követően a törmelékes alsó-kréta rétegsor helyzetét egy kéreghajlásos medence rátolódási fronttal ellentétes oldalán jelölték ki.

A kréta képződményekre diszkordánsan települ egy kavics és homok váltakozásából álló eocén? folyóvízi-édesvízi sorozat. A kavicsok anyaga: fekete és fehér tűzkő, kvarc. E képződmény kora igen bizonytalan, mivel nem került elő belőle ősmaradvány és semmilyen konkrét koradat nem áll rendelkezésünkre. A kavicszinórok megjelenése egy időszakos vízfolyás jelenlétére utal. Erre a képződményre települ az eocén korú Dorogi Formációnak egy különleges és nem gyakori kifejlődése. Ez egy édesvízi mészkő, mely szép számmal tartalmaz *Chara oogonium*okat, különböző édesvízi és szárazföldi csigákat, valamint fűrészekből is ismert, fedője általában normál tengeri nummuliteszes mészkő. A kréta és eocén összlet közötti üledékhézag kb. 70 millió évet ölel fel.

### **Felhasznált irodalom:**

Bajnai, D. (2015): *A gercsei Bersek-hegy egy valangini (alsó kréta) szelvényének multiparaméteres ciklussztratigráfia vizsgálata*. Szakdolgozat, ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest.

Bajnai, D., Pálffy, J., Martinez, M., Price, G. D., Nyerges, A., & Főzy, I. (2017): Multi-proxy record of orbital-scale changes in climate and sedimentation during the Weissert Event in the Valanginian Bersek Marl Formation (Gerecse Mts., Hungary). – *Cretaceous Research*, **75**: 45–60.

Barale, G., Barbacka, M., & Philippe, M. (2002): Early Cretaceous flora of Hungary and its palaeoecological significance. – *Acta Palaeobotanica*, **42**(1): 13–27.

Császár, G. (1996a): Berseki Marga Formáció. – In: Császár, G. (szerk.): *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei, Kréta*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 27–29.

Császár, G. (1996b): Lábatlani Homokkő Formáció. – In: Császár, G. (szerk.): *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei, Kréta*. Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, pp. 33–35.

Félegyházi, L. & Nagymarosy, A. (1991): New data on the age of the Lower Cretaceous formations in the Gerecse Mountains (Hungary). – *Geologica Carpathica*, **42**: 123–126.

Félegyházi, L. & Nagymarosy, A. (1992): Calcareous nannoplankton stratigraphy of Lower Cretaceous formations in the Gerecse Mountains. – *Acta Geologica Hungarica*, **35**: 251–262.

Fodor, L., Sztanó, O., & Kövér, Sz. (2013): Pre-conference field trip: Mesozoic deformation of the northern Transdanubian Range (Gerecse and Vértes Hills). – *Acta Mineralogica-Petrographica, Field Guide Series*, **31**: 1–52.

Fogarasi, A. (1995a): Üledékképződés egy szerkezeti mozgásokkal meghatározott kora-kréta tengeralatti lejtőn a Gerecse hegységben – munkahipotézis. - *Általános Földtani Szemle*, **27**: 15–41.

Fogarasi, A. (1995b): Ciklussztratigráfiai vizsgálatok a gercsei kora-krétában – Előzetes eredmények. – *Általános Földtani Szemle*, **27**: 43–58.

Főzy, I., Fogarasi, A., & Szives, O. (2002): A Lábatlan–36 fűrés felső-barrémi–apti rétegsorának integrált ammonitesz és mészvázú nannoplankton biosztratigráfiája. – *Földtani Közlemény*, **132**(1): 45–56.

Főzy, I. (2017): 5. megálló – Lábatlan, Bersek-hegy, Alsó-kréta törmelékes összlet, Berseki Marga és Lábatlani Homokkő Formáció. – In: Virág, A. & Bosnakoff, J. (szerk.): *Program*,

- Előadáskivonatok, Kirándulásvezető, 20. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Tata-Tardos, pp. 61–65.*
- Fülöp, J. (1958): A Gerecsehegység krétaidőszaki képződményei. – *Geologica Hungarica Series Geologica*, **11**: 1–122.
- Hantken, M. (1868): Lábatlan vidékének földtani viszonyai. – *A Magyar Földtani Társulat Munkálatai*, **4**: 48–56.
- Hantken, M. (1871): Az esztergomi barnaköszénterület földtani viszonyai. – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve*, **1**(1): 3–140.
- Hofmann, K. (1884): Jelentés az 1883. év nyarán a Duna jobb partján Ó-Szőny és Piszke közt foganatosított földtani részletes fölvételekről. – *A Magyar Királyi Földtani Intézet évi jelentése 1883-ról*, pp. 174–190.
- Janssen, N. M. M. & Főzy, I. (2004): Neocomian belemnites from the Bersek-hegy (Gerecse Mountains, Hungary), part I: Late Valanginian to earliest Barremian. – *Fragmenta Palaeontologica Hungarica*, **22**: 27–49.
- Janssen, N. M. M. & Főzy, I. (2005): Neocomian belemnites from the Bersek-hegy (Gerecse Mountains, Hungary), part II: Barremian. – *Fragmenta Palaeontologica Hungarica*, **23**: 59–86.
- Koniecznyński, K., Pisera, A., & Főzy, I. (2016): Early Cretaceous cyrtocrinids (Crinoidea) from the Gerecse Mountains, northern Hungary. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, **279**(2): 155–166.
- Kroh, A., Lukeneder, A., & Gallemí, J. (2014): *Absurdaster*, a new genus of basal atelostomate from the Early Cretaceous of Europe and its phylogenetic position. – *Cretaceous Research*, **48**: 235–249.
- Löser, H. & Főzy, I. (2015): *Asteroseris* from the Bersek Marl (Gerecse Mountains, Hungary, Early Cretaceous, Anthozoa). – *Fragmenta Palaeontologica Hungarica*, **32**: 3–10.
- Nagy, I. Z. (1981): Die Barreme-Stufe des Bersek-Berges (Gerecse-Gebirge, Ungarn). – *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica*, **10**: 27–29.
- Price, G. D., Főzy, I., Janssen, N. M. M., & Pálffy, J. (2011): Late Valanginian–Barremian (Early Cretaceous) palaeotemperatures inferred from belemnite stable isotope and Mg/Ca ratios from Bersek Quarry (Gerecse Mountains, Transdanubian Range, Hungary). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **305**(1–4): 1–9.
- Somogyi, K. (1914): A gerecsei neokom. – *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve*, **22**: 274–375.
- Szente, I. (2003): Late Jurassic and Early Cretaceous bivalve assemblages from Transdanubia (Hungary). – *Földtani Közlöny*, **133**(4): 477–499.
- Szörényi, E. (1965): Magyarország alsó-kréta kori Echinoideái. – *Geologica Hungarica Series Palaeontologica*, **32**: 295–370.
- Szücs, Z. (2004): Early Cretaceous foraminifera fauna from Bersek Hill, Gerecse Mts, Hungary. – *Hantkeniana*, **4**: 47–62.
- Vörös, A. (2015): Brachiopod fauna of the Lower Cretaceous Bersek Marl (Gerecse Mountains, Hungary). – *Hantkeniana*, **10**: 107–112.

## A Börzsöny földtana és ércesedései

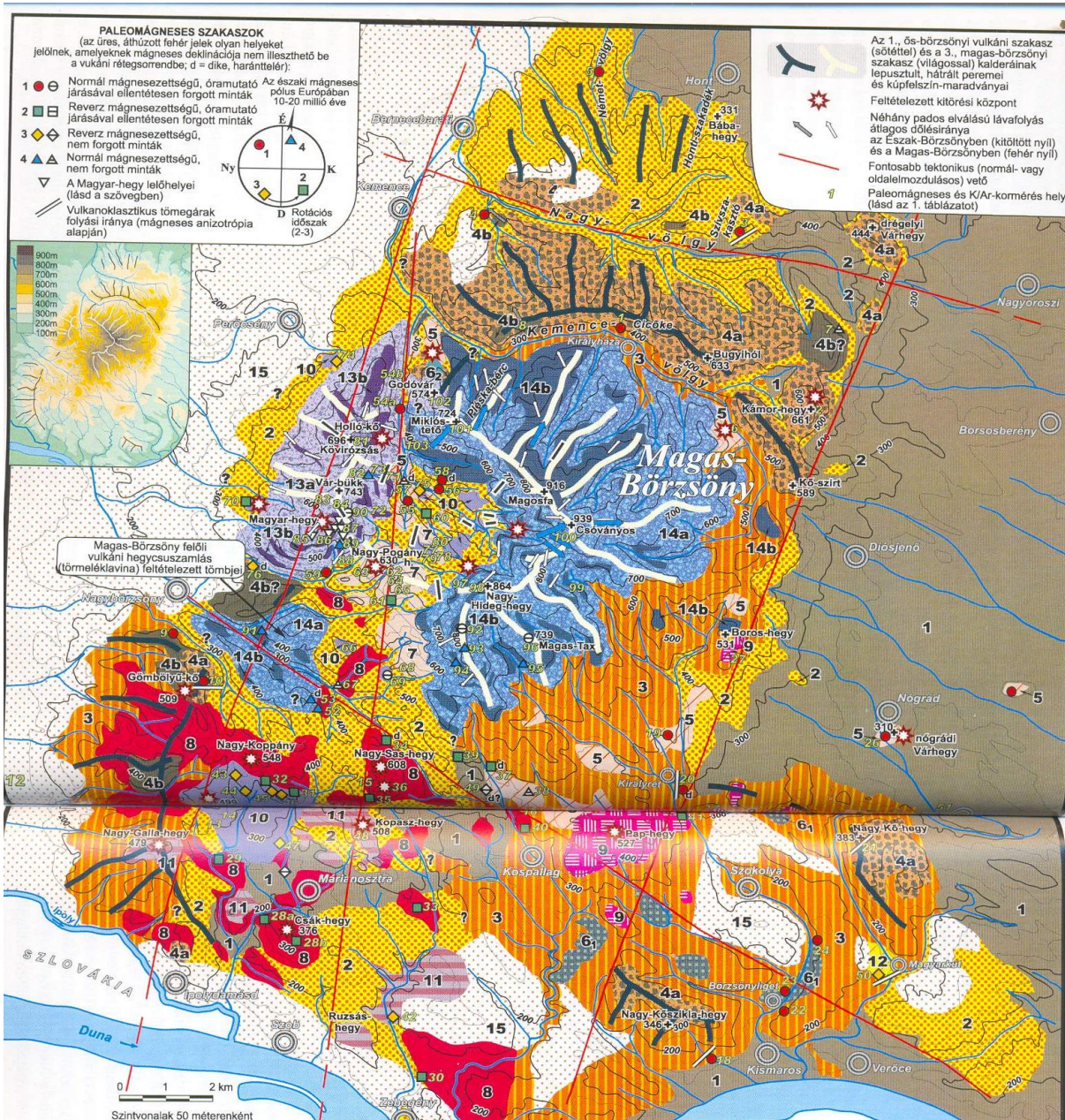
Gál Péter

### *A Börzsöny földtani felépítése és vulkáni fejlődéstörténete*

A Börzsöny domborzatilag három fő részre különíthető, a Dél- és Észak-Börzsönyre, illetve a központi Magas-Börzsönyre. A hegység aljzatában – mélyfúrások és a vulkáni kőzetekben lévő xenolitok alapján – elsősorban veporikumi (Belső-Nyugati-Kárpátok) rokonságú paleozoos metamorf kőzetek (főleg gneiszek és csillámpalák), a délkeleti részén pedig a Dúnántúli-középhegységi egységhez (ALCAPA-főegység) tartozó triász mészkövek–dolomitok (Dachsteini Mészkő és Fődolomit) találhatóak, amelyeket a Diósjenő–Ógyalla szerkezeti vonal választ el egymástól. Az idős képződményekre harmadidőszaki üledékes képződmények települnek, a hegység déli részén fúrásokból egy vékony és hiányos, budai-hegységi típusú oligocén mély–sekélytengeri üledékes sorozat ismert (Tardi és Kiscelli Agyag, Hárshegyi Homokkő). Az alsó–középső miocén, északi-középhegységi típusú rétegsort a hegység peremi részein felszínről is ismert sekélytengeri/mocsári-lagunáris Pétervásárai Homokkő és Egyházasgergei Homokkő képviselik, az utóbbihoz tartozó agyagos–homokos slíres sorozat a fekü-képződménye a börzsönyi miocén vulkanitoknak. A slíre sekélytengeri törmelékes sorozat települ (Nagyoroszi Kavics), amelyben fokozatosan nő a vulkáni törmelékanyag mennyisége, az egyre intenzívebbé váló vulkanizmus eredményeként (Karátson et al. 2000, Karátson 2009).

A börzsönyi miocén vulkanizmus három fő szakaszra bontható. A bádeni emelet elején kezdődő, ún. ős-börzsönyi szakaszt heves robbanásos, pliniusi kitörések jellemezték. A vulkáni működés sekélytengeri környezetben indult, de a nagy mennyiségű, elsősorban víz alatti sűrűségárák formájában érkező törmelékanyag néhány százezer év alatt feltöltötte az üledékgyűjtőt. Az elsődleges piroklasztitok egy része a víz alatt áthalmozást szenvedett el. Két jelentős, lávadómcsoporthoz tartozó kitörési központot feltételeznek, amelyek helyén kisebb beszakadásos kalderák jöttek létre, északon a Kemence-völgyi vulkánt, délen pedig a Nagy-kő-hegyi vulkánt. A két kitörési központ kissé eltérő összetételű, horzsakő-gazdag lapillitufákat produkált, az északiak rétegtani neve Kemencei Tufa, a délieké pedig Kismarosi Tufa. A lávadómok maradványaihoz és kisebb szubvulkáni testekhez kötődően lávakőzetek is ismertek. Az ős-börzsönyi szakasz kőzetei túlnyomórészt dácitos, kisebb részt riolitos összetételűek, gránátartalmuk teszi őket különlegessé (a gránát nagy mélységben stabil ásvány, vulkáni kőzetekben való jelenléte a magma hirtelen, tektonikus hatásra a felszín közelébe jutását jelzi). Újabb, modern (Cassignol-Gillot) eljárással végzett K-Ar kormeghatározások alapján ez a működési szakasz  $15,68 \pm 0,22$  millió évvel ezelőtt zajlott (Karátson et al. 2019), a korábban feltételezett 16,5–16 millió év közötti tartományt adó K-Ar korokkal ellentétben (Karátson et al. 2000, Karátson 2009).

A dácitos piroklasztitokkal folyamatosan feltöltődő medence előbb szigettengerré, majd egybefüggő szigetté alakult, ahol a folyóvízi szállítódás átvette a tengeri szállítódás szerepét. Az ún. átmeneti szakaszt szárazulati térszínen zajló andezites és kisebb részt dácitos, lávafolyások és lávadómtevékenység jellemezték, ebben a szakaszban már nem állt fent a gránátmegőrződés feltétele, így ez az ásvány hiányzik a kőzetekből. A szakasz viszonylag hosszan tartott, eltérő paleomágneses rotációjú kőzeteket ismerünk belőle, és jelentős szubvulkáni benyomulások is zajlottak. Egy ilyen intrúzió hozta létre a nagybörzsönyi ércesedést, jelentős kőzetelváló zónával. Hidrotermás eredetű muszkoviton mért K-Ar korok 14,5–14,6 millió évre teszik az ércesedés korát (Pécskay & Nagy 1993, Karátson et al. 2000, Karátson 2009).



### A Börzsöny vulkanológiai térképe (Karátson D. et al. nyomán, 2000)

5	Biampid + gránát láváközet (Nógrádi Várhegy lávadóm/lávafolyás)	10	Piam $\alpha$ és biampia $\alpha$ láváközet (Széles-hegyi és más lávadómok/lávafolyások)	15	Alsó- és középső-badeni főként nemvulkáni üledékes, kisebbrészt vulkanogén üledékes képződmények (urakodóan mészkő, márga, homokkő)
4a 4b	4a: Rosszul osztályozott, nem vagy enyhén rétegzett víz alatti és szárazulati vulkanoklasztikus törmelékár-üledékek (ambi-biampid + gránát), részben kalderaképződéshez és/vagy lávadóm-összeomláshoz kapcsolódóan (Nagykőhegyi Breccsa) 4b: (bi)ampid $\alpha$ kalderaperemi és egyéb lávafolyások	9	Biam $\alpha$ láváközet (Pap-hegyi Lávadóm)	14a 14b	14a: ampi $\alpha$ and pi $\beta\alpha$ + am piroklastikus breccsa (összeomlott lávadómok kürtöbreccsája és blokk- és hamuár-üledékek többnyire proximális fázisú egykori folyásiirányokkal: Csóványosi lávadómcsoport) 14b: ampi $\alpha$ és pi $\beta\alpha$ + am láváközet (Visk-bérci korai lávafolyás, Nagy-Hideg-hegyi késői lávafolyás)
3	Nem összesült, horzsakőgazdag tösmaradvány-tartalmú tenger alatti vulkanoklasztikus tömegár-üledékek, részben víz alatti és szárazulati ignimbrít (pi)biampid vagy piam + bi $\delta$ + gránát; Kismarosi Tufa (délen) és Kémencei Tufa (északon)	8	Ampibit $\alpha$ láváközet (Nagy-Sas-hegyi Lávadóm)	13a 13b 13c	13a: ampi $\alpha$ teleptelér (díke), 13b: piam $\alpha$ piroklastikus breccsa (összeomlott lávadómok kürtöbreccsája és blokk- és hamuárak többnyire proximális fázisú egykori folyásiirányokkal: Hollókői lávadómcsoport) 13c: piam $\alpha$ lávafolyás
2	Többségében horzsakőszegény, tkvarckavics- és tösmaradványtartalmú vulkanoklasztikus tömegár-üledékek (Nagyvígyi Homokkő)	7	Biam $\delta$ ± kvarc ± gránát láváközet (Nagy-Pogány-hegyi Lávadóm)	12	Szárazulati, nem rétegzett, nem összesült ambi $\delta$ ignimbrít (Magyarkúti Ignimbrít)
1	Főleg alsó-badeni és kárpáti üledékes képződmények (túnyomórészlet sír, homokkő és kavics)	6 <sub>1</sub> 6 <sub>2</sub>	MÁSODIK VULKÁNI SZAKASZ (16,0–14,5 M év; főleg szárazulati) Bizonytalanul régtalan: 6 <sub>1</sub> : ampi $\alpha$ autobreccsa (Börzsönyigeti lávafolyás?) 6 <sub>2</sub> : augit am $\alpha$ (Godovár Lávadóm?)	11	Biampi $\alpha$ láváközet, "oxi $\alpha$ " a típusos előfordulások esetében (Galla-hegyi Lávadóm/lávafolyás)

bi = biotit, am = amfibol, pi = piroxén,  $\alpha$  = andezit,  $\beta\alpha$  = bazaltandezit,  $\delta$  = dácit



A harmadik, ún. magas-börzsönyi szakasz a hegység központi részéhez kapcsolódik. Lávadómegyütteshez köthető andezitvulkanizmus jellemezte, amely a hegység legüdébb, sokszor bazaltos andezit összetételű kőzeteinek kialakításáért felelt. A lávadómok részleges lepusztulásából egy egységes belső udvarral rendelkező, eróziós kalderaszerkezet jött létre. Piroklaszt-ár üledékek (blokk-és hamuárak) és lávaközetek, lávabreccsák egyaránt ismertek ebből a szakaszból, amelynek kőzeteit már nem érintik a nagybörzsönyi ércesedéshez köthető kőzetelváltozások, annál fiatalabb korúak. 14,5–13,7 millió év közötti K-Ar korok ismertek belőlük (Karátson et al. 2000, Karátson 2009), míg a modernebb (Cassignol-Gillot eljárással végzett) K-Ar vizsgálatok némileg idősebb,  $14,99 \pm 0,23$  és  $14,27 \pm 0,20$  millió év közötti képződést feltételeznek (Karátson et al. 2019).

A vulkáni összlet kialakulása után újra transzgresszió történt, a bádeni tenger sekélyebb részén lajtamészko (Rákosi Mészko), a mélyebb részeken homokköves–márgás sorozat (Szilágyi Agyagmárga) rakódott le. A hegység a meleg miocén klímán gyors erózióknak indult, a pliocén végére alacsony dombsággá szelídülhetett, a pleisztocénben viszont tektonikus hatásra újra kiemelkedés történt, az erózió a bádeni fedőüledékeket részben, és a feltételezett késő-miocén–pliocén fedőképződményeket teljes egészében eltüntette. Az eredeti vulkáni formák közül az ősbörzsönyi szakaszból az egykori beszakadásos kalderaperemek rekonstruálhatóak szakaszosan, a magas-börzsönyi eróziós kaldera viszont jobban megőrződött. A kalderaperemben egy komolyabb megszakadás van, a nagybörzsönyi ércesedés kőzetelváltozásai által érintett délnyugati részen egy jelentős csuszamlás következtében a magas-börzsönyi kőzetanyag hiányzik, helyette az átmeneti szakasz vulkáni képződményei bukkannak a felszínre (Karátson 2009).

### ***Ércesedések a Börzsöny területén***

Az átmeneti szakaszban benyomult szubvulkáni intrúzió jelentős mértékben átalakította az első két szakasz kőzeteit hatalmas területen, bár e területet részben elfedik a magas-börzsönyi szakasz átalakulástól mentes vulkanitjai. A hidrotermás kőzetelváltozások a Nagy-Pogány-hegy, Rózsa-hegy, Pintér-hegyes, Kis-Hideg-hegy, Kuruc-bérc, Bányapuszta és Nagyirtápuszta térségében voltak a legjelentősebbek, számos kisebb-nagyobb ércesedés, ércindikáció is kapcsolódik hozzájuk tektonikus-és kürtőbreccsákhoz köthetően. A hidrotermás ércesedést három fő részfolyamatra bontják a csökkenő hőmérséklet függvényében. Legmagasabb hőmérsékleten propilites (zöldköves, epidot–klorit–biotitos) kőzetelváltozással kísérve rézporfiroz ércesedés történt, kissé alacsonyabb hőmérsékleten propilites–argillites (illites, szmektitos) kőzetelváltozással kísért hintett polimetallikus ércesedés és legvégül argillites–kovás(–turmalinos) kőzetelváltozással kísért színes-és nemesfémércesedés. Az összes átalakulási zónában finom hintések formájában gyakori jelenség a piritesedés. Vízszintes övezetesség is megfigyelhető az elváltozási zónák szerkezetében, belül propilites, kívül argillites–kovás–karbonátos zónák ismertek. (Csillagné et al. 1975, Karátson 2009, Szakáll et al. 2016).

A terület történelmi idők óta híres nemesfémbányászatáról. A bányászatról az első írásos emlékek a 13. századból ismertek. A középkori bányászat fénykora a 17. század közepe tájékán érhetett véget, de szakaszosan a későbbiekben is folyt kitermelés, a 18. század végén és a 19. század eleje között egy újabb virágzással. Az 1780-as években került elő egy rejtélyes, Ag-Bi-telluridos ércítípus, a „molibdénés ezüstnek” elnevezett anyagból Kitaibel Pál a világon másodikként mutatta ki a tellúrt. Később többféle elnevezést kapott különböző leírói által (wehrlit, pilsenit), csak a 20. század műszeres vizsgálataival derült ki, hogy az anyag egy  $\text{Bi}_4\text{Te}_3$  összetételű fázis és a hessit ( $\text{Ag}_2\text{Te}$ ) összenövése. Mivel Nagybörzsönyben jelentős részt német bányászok dolgoztak, a település német nevéből (Deutschpilsen) származó pilsenit maradt a neve az új ásványfázisnak. Valójában ennél sokkal bonyolultabb a kép, a vaskos ércdarabok erősen inhomogének, szubmikroszkópos méretű bizmut-telluridok szabálytalan összenövésé-

ből állnak. Az anyag származási helyével kapcsolatban számos kétség merült fel, ugyanis később sem sikerült hasonló anyagot találni (legújabbban Bi-szulfidok mikroszkopikus zárványaként került elő egy kevés bizmut-tellurid), ellenben az Erdélyi-szigethegységből, az „aranyégyszög” területének jelentős bizmut-telluridtartalmú ércesedéseiből (Facebánya, Offenbánya, Nagyág) nagyjából ugyanekkor írta le Müller Ferenc a tellúrt, így az anyag erdélyi származása se kizárt. A 19. századtól a kutatásokra helyeződött a hangsúly a nemesfémhányásatról a könnyen elérhető készletek feltételezhető kimerülésével, a legjelentősebbek az 1940–50-es években voltak (Pantó 1949), de később a 70-es években (Csillagné Teplánszki 1975) és a 90-es években (Nagy 2002) is komolyabb kutatások zajlottak, számos fúrás mélyítették.

Az ércesedés központi része a dáцитos kőzetekből felépülő Rózsa-hegy térsége, a hegy északi részén lévő bányamunkálatok (Alsó- és Felső-Rózsa-tárók) tömzsös-impregnációs jellegű, illites–kovás–turmalinos (mélyebb részeken propilites) elváltozáshoz kötődő ércesedést tártak fel, amelyek a szélesebb hőmérsékleti tartomány révén a második és harmadik ércesedési szakaszt képviselik. Az ércásványok kiválása több ritmusban történt, a fő ércásványok a hőmérséklet csökkenő sorrendjében: I) pirrotin, pirit, kalkopirit, szfalerit, galenit; II) arzenopirit, szfalerit, volframit (ferberit, hübnerit), bizmut, terméсарany, bizmutin, ikonolit, Pb-Bi-szulfosók; III) pirit, galenit, szfalerit, Pb-Sb-szulfosók, Ag-szulfidok. A továbbiakban még részletesen be lesz mutatva ez a terület (Szakáll et al. 2016).

A Rózsa-hegy déli részén, a fagyosasszonyi területen teléres ércesedések ismertek, a telérek elsősorban karbonátos-agyagásványos (illit domináns) kitöltésűek, mellékkőzetük (andezit, dáцит) propilitesedett. A telérek egymással párhuzamosan futnak, gerincként kipreparálódva (ezt ma horpász jelöli ki). Ahol felszínről hozzáférhetőek voltak, a középkorban horpászban, illetve tárókkal (Alsó- és Felső-Fagyosasszony, Ludmilla) bányászták, amelyek 20. századi újrainyitásával sem bukkantak számottevő érckészletre. Ezen a területen ezüst volt a bányászat célpontja. A telérek ércásványai sokszor vastag, tömeges kifejlődésűek, pirrotin, szfalerit, galenit, pirit, Pb-Sb szulfosók (jamesonit, semseyit) és Ag-szulfidok (pirargirit, akantit) jelennek meg, az északi terület III. szakaszával nagyban egyeznek. A domináns szulfidásvány a galenit, amely magas ezüsttartalmú. A 20. század végén két tárót (Is-tenáldás és Klinger) is újrainyitottak az érc típus jobb megismerésére (Szakáll et al. 2016).

A térképkivágaton nem szereplő, attól délebbi Nagyirtáspusztai területen propilitesedett andezitben és andezit agglomerátumban agyagásványos kitöltésű telérek ismertek. A rózsá-hegyi területtel ellentétben a nagyirtáspusztai területen a fő agyagásvány nem az illit, hanem a montmorillonit. A bennük lévő ércásványok [pirit, galenit, kalkopirit, szfalerit, tennantit, akantit, terméсарany (Ag-gazdag, elektrum), arzenopirit] karbonátos erekhez köthetőek, amelyek mangánban gazdagok (rodokrozit, kutnhorit), de a kalcit, dolomit, ankerit és sziderit összetétel sem ritka. Kora-középkori bányászat folyhatott a Kammerhof területen, míg a bányászat fénykora az 1770-es években lehetett a Só-hegy térségében (Alamizsna-, Sarlós Boldogasszony- és Bezina-táró). Az 1970-es években újrainyitották részben a tárókat, innen került elő a legnagyobb hazai terméсарany szemcse, amely elérte az 1 cm-es méretet. Az NB-7-es mélyfúrásban 1200 mélység körül metasomatizált karbonátos kötőanyagú üledékekben, szubvulkáni andezitben, és paleozoos csillámpalában As-Bi-ásványokat tartalmazó polimetallikus ércesedést tártak fel (Nagy 1990, Szakáll et al. 2016).

A Rózsa-hegytől északra (Bányapuszta) és keletre (Kuruc-patak térsége) az első ércesedési szakaszhoz tartozó porfirós Cu(-Fe) ércesedés ismert propilitesedett andezitben. A kőzet kovás, agyagásványos, biotitos, kloritos és karbonátos elváltozást szenvedett. Az ércásványok vékony repedéskitöltéseket és hintéseket alkotnak, dominál a kalkopirit, kevesebb pirit és magnetit társaságában, ritkán galenit és szfalerit is megjelenik. Az ércesedéseket a kora középkortól bányászhatták, felszíni nyomuk nem maradt, az 1970-es években fúrásokkal feltárt részeken nem találtak műrevaló ércesedést (Csillagné Teplánszky 1975).

Nem a nagybörzsönyi ércesedéshez kapcsolódik, de a Szokolyai-medencében fellelhető egy vulkáni utóműködéshez kapcsolódó, tavi kiválású vasércesedés, amely eredetileg sziderites–opálos lehetett, mára teljesen limonitossá oxidálódott. A 18. században is bányászott vasércet legújabbán 1920 és 1943 között termelték (Szakáll et al. 2016).

### ***1. terepi megálló: Nagybörzsöny, Bányásztemplom***

XIII. századi, német telepések által épített templom, eredetileg Szent Miklós-egyháznak hívták. Az évszázadok alatt többször átépítették, különböző felekezetek használták. 1960-ban és 2001-ben is feltárták, renoválták.

### ***2. terepi megálló: Nagybörzsöny, Magyar-völgy, útbevágás (rövid megálló)***

A Börzsöny-patak völgyében haladó erdészeti út bevágásában különféle, az átmeneti vulkáni szakaszból származó, üde, hidrotermás folyamatok által nem érintett andezites lávaközetek tárulnak fel.

### ***3. terepi megálló: Nagybörzsöny, Altáró meddőhányója***

Az 1949-ben a Rózsa-hegyi ércesedések alá 2 km hosszan kihajtott Altáró mind a fagyosasszonyi típusú teléres, mind az Rózsa-hegy típusú tömzsös-impregnációs ércesedést feltárja, meddőhányóján keverten jelennek meg ezek. A jelentős részben rekultivált meddőhányó maradványait az erdészet folyamatosan hordja el útfeltöltésre. A meddőhányón fellelhető ércásványokat a finom hintések formájában jelentkező pirit és markazit jellemzi, ezek jellemzően az átalakult kőzetváltozatokhoz kapcsolódnak. Olykor néhány mm-es, vagy cm-es vastagságú markazitos, arzenopirités, kalkopirités érkitöltések is előkerülnek. Galenites, szfalerites, pirrotinos ércdarabok elvértve kerülnek elő már csak, elsősorban karbonátos erekhez kapcsolódva. Meddő, esetleg pirités–markazitos kalciterek viszonylag gyakoriak, kvarcerek is előfordulhatnak. Utóbbiak erősen kilúgozottak, likacsosak, szulfidásvány maradványokat és sárga-zöld foltok, bekéregzések és apró kristályok formájában másodlagos szulfát-és arzenátásványokat tartalmazhatnak, Fe-As-Cu-szulfidok bomlásából (jarosit, szkorodit, brochantit). Nagyon gyakori a pirit–markazit oxidációjából származó gipsz, apró kristályai kéregszerűen vonják be a kődarabokat, önálló, 1 cm körüli monoklin, táblás kristályok is gyakoriak. Az alábbi ábrán (saját) a meddőhányón fellelhető tipikus kőzetdarabok láthatók: Bal fent üde piroxénandezit, akár Magas-Börzsönyből is idehozhatták, középen fent argillitesedett, pirit-hintéses dácit látható, jobbra fent propilitesedett, erősen kloritos dácit, alul pedig vékony Fe-szulfid ereket tartalmazó argillitesedett dácit.



#### **4. terepi megálló: Nagybörzsöny, Nagy-Pogány-hegy, dácitos kőtenger**

A Kovács-patak nyugati oldalán magasodó Nagy-Pogány-hegyet enyhén propilitesedett amfibol-biotitdácit építi fel. Szabad szemmel felismerhető porfirok kvarc- és biotitszemcséket tartalmaz.

#### **5. terepi megálló: Nagybörzsöny, Alsó-Rózsa-táró meddőhányója**

A 18. században már meglévő, térképeken ábrázolt táró 1954-es, majd 1991-es újrainyitásával az egyik legjobban dokumentált kutatólétesítmény a területen, a mai napig hozzáférhető, érces anyaggal rendelkező meddőhányójával. A tömzsös-impregnációs érc típusban nincsenek széles, jól követhető meddőásványos (karbonátos–kvarcos) telérek, hanem vékony, hamar megszakadó, kiékelődő szulfiderek ismertek, olykor dm-es vastagságban jelennek meg az ércásványok argillites elbontást elszenvedett dácitban (a meddőhányón szintén fellelhető propilitesedett dácitban ritkák az ércásványok a piritet leszámítva). A fő ércásványok az apró kristályok, hintések formájában mindenhol előforduló pirit, az üdén dohánybarna, mágnesezhető, vastagságban alkotó pirrotin, az ezüstös színű markazit, az acélszürke arzenopirit, az aranyárga kalkopirit, a barna-fekete, erősen fényes, magas vastartalmú szfalerit és a kockás hasadási felületeiről könnyedén felismerhető szürke galenit. Ezek az ércásványok sokszor karbonátásványokkal (kalcit, sziderit) együtt jelennek meg (gyakran a szulfidok repedéseit töltik ki). Kalcitos–szulfidos szalagos érkitöltések is gyakoriak (leggyakrabban kalcitos–pirites/markazitos/arzenopirites). A tömeges ércásványok felnyílásaiban kristályok is előfordulnak, jellemzően 2–4 mm-es kalkopirit, pirit, arzenopirit és szfaleritkristályokkal. Markazit-tá átalakult pirrotin rozetták is előfordulhatnak. Karbonátos szalagos ércekben kalcit alól akár cm-es kristályokat lehet sósavval kisavazni. Gyakran jelennek meg vékony, apró kvarc-kristályokkal borított falú üregek, repedések, amelyek részlegesen vagy teljesen karbonátásványokkal vannak kitöltve, ebben az ásványosodási típusban gyakran fenn-nőtt kristályok formájában 1–20 mm-es nyúlt prizmás, zömök vagy párhuzamosan összenőtt, ikresedett arzenopiritkristályok jelennek meg kalkopirit, szfalerit és tús-szálas aggregátumokat

alkotó Pb-Bi(-Ag) szulfosók (cosalit, lillianit, cannizzarit) és Pb-Sb szulfosók (jamesonit, fizélyit) társaságában, ezek a szulfosók csak műszeres vizsgálatokkal különíthetők el egymástól. Kvarcos érkitöltésekben prizmás, tűs-sugaras, fémfényű kristályhalmazok formájában bizmutin, 1–3 cm-es, frissen halványrózsaszín árnyalatú leveles halmazok formájában termésbizmut, acélszürke lemezes halmazok formájában ikonolit jelenik meg ritkábban. Bizmutin zárványaként 20–80 mikrométeres, a pilsenites érchez hasonló összetételű Bi-telluridok ismertek. Arzenopirit és bizmutin repedéseiben, üregeiben jelenik meg elsősorban a termésarany, 1–2 mm-es aggregátumok, fonatos halmazok, torzult kristályok formájában. Gyakran ezüstben gazdag elektrumnak tekinthető. 10–200 mikrométeres xenomorf kristályok formájában ismert az alsó-rózsai típuslelőhelyű, külföldön leírt jonassonit nevű Au-Bi-szulfidásvány. Ritkábban dendrites termésezüsthalmazok is előfordulnak, az ezüsttartalom azonban főleg a szulfosókhoz kötődik. Kísérő ásványokként a gyakori illit és karbonátásványok mellett a kovásodott kőzetekben turmalin is megjelenik üregek falán fehér színű, finomszálás, nemezes halmazokat alkotva, ásványtanilag foitit–magneziofoitit összetételűnek tekinthető. Sziderites-pirites üregekben ritkán fekete piramisos cronstedtitek ismerhetők fel mm-es méretben (vas-tartalmú tagja a kaolincsoportnak), a scheelit (Ca-volframát) sötétbarna, dipiramisos kristályokat, az apatit 1–2 mm-es hexagonális prizmákat alkothat. A másodlagos ásványokat a mindenhol jelen lévő goethit, gipsz és jarosit képviseli, ritkán a szkorodit (Fe-arzenát) is megjelenik penészzöld bevonatok formájában (Nagy & Dobosi 1984, Szakáll et al. 2016).

Az Alsó-Rózsa-tárón található vas-szulfidok nagyon instabilak, pár hónap alatt vas-szulfátos kivirágzások jelenhetnek meg rajtuk (fehér porszerű rozenit, fehér szálás halotrichit, zöld kristályos melanterit, sárga porszerű copiapit, vagy rózsaszínes-barnás römerit, tárolástól és páratartalomtól függően), ez kénsav képződését jelzi, ami addigra már kilyukasztatja a papírtárolókat. Leginkább a markazit a bomlékony, de az arzenopirit és pirrotin tömeges megjelenése is érzékeny lehet (a jól kristályosodottak kevésbé). Ilyenkor vasat oxidáló baktériumok katalizálják az oxigén és víz hatására egyébként nagyon lassan bekövetkező oxidációt (kezdeti jelek lehetnek felszíni irrizáció vagy besötétedés). A bomlási folyamat végén fekete porszerű halmaz marad vissza a szulfidásványból, roncsolt környezettel. Tömeges markazitos példányokat nem igazán javasolt begyűjteni a fenti okok miatt.



Bal oldalon: arzenopirit kristály turmalinos szőnyegen, jobb oldalon tűs bizmutin ér az Alsó-Rózsa-táró meddőhányójáról (forrás: geomania.hu, bal oldali kép Papp Csaba, jobb oldali kép Tóth László felvétele)

### **6. terepi megálló: Nagybörzsöny, Felső-Rózsa-táró környéki kovás kibúvások**

Az Alsó-Rózsa-tárótól csupán néhány száz méterre találjuk a Felső-Rózsa tárót, amely 73 m-en keresztül még ma is bejárható, egy mélyebb szintekre lehatoló aknáig. Középkori, véséses technológiával kivájt vágatrészek is vannak benne. A két Rózsa-táró között számos középkori horpa és egy betemetődött akna figyelhető meg. A Felső-Rózsa-táró körül a hegyoldalban

félméteres tömbök formájában kovásodott, breccsás szövetű kőzetek figyelhetők meg, amelyek eredetileg dácitos vulkáni agglomerátumok lehettek. A kovásodott kőzet gyakran üregeslyukacsos, a felnyílásokat mindenhol aprókristályos kvarc borítja. A tömbök nagy része hematittól vörösre színezett, de egyéb ásványokat nem tartalmaz, azonban vannak szulfidos fészkeket, hintéseket tartalmazók is, amelyeket a kalkopirit, pirit, arzenopirit, szfalerit és galenit képvisel, általában tömeges formában. Mellettük a volfrám ércásványaként, oxidos formában a ferberit és hübnert 1–3 mm-es szemcséi, véső alakú kristályai jelennek meg. A volfrámérc mállestermékeként ritkán narancssárga táblás, mm alatti méretű kristályok formájában stozit (Pb-volframát) figyelhető meg. A terméselemeket az ezüst képviseli 1–2 mm-es dendrites halmazok formájában, szobahőmérsékleten, gyűjteményekben néhány hónap alatt akantittá alakul. Először fekete akantitbevonat jelenik meg az ezüsten, majd tús-léces akantitból álló csokrok nőnek ki rajta, amelyek a több mm-es hosszúságot is elérhetik. Az érces tömbökben nagyon gyakran szálas turmalintükből álló szőnyeg borítja be az üregeket. A kovás tömbök az oxidációs zónában találhatóak, a szulfidokat gyakran lehelletvékony, kék covellinkéreg borítja, máskor zöld-sárga-fehér-piros másodlagos ásványok borítják be. Gyakran teljesen átalakult, feketés szivacsos szulfidroncsok mellett galenit mállásából származó fehér, akár cm-es méretű dipiramisos cerusszitkristályok (Pb-karbonát), arzenopirit mállásából származó, max. néhány mm-es, fehér tús vagy hatszöges oszlopos mimetizitek (Pb-arzenát), a szkorodit kékeszöld gömbös halmazai, barna pikkelyekből álló gömbös-vesés arzenioszideritek (Ca-Fe-arzenát), Pb-Fe-arzenátok, mint a piros, mm alatti tús karminitek, sárga, porszerű vagy mm alatti romboéderes megjelenésű segnitit-beudantit elegykristályok, mm körüli zöld gömbös bayldonitok (Pb-Cu arzenát), mm alatti sárga kockákat alkotó farmakoszideritek (K-Fe-arzenát). Ritka arzenátásványok a mm alatti sárga tüket alkotó tsumcorit (Pb-Zn-arzenát), és a vélhetően Pb-Bi-szulfosók bomlásából származó zöld tús-csokros mixit (Bi-Cu-arzenát). Az üregek falát, kőzetek külsejét gyakran sárgás-barnás bekérgezések vonják be, ezek leggyakrabban jarosit és beudantit-segnitit elegyásványok. Mállost kalkopiritos környezetben réz-szulfátok, mint brochantit, devillin és linarit (Pb-Cu-szulfát) jelennek meg. A gipsz tús kristályokat alkothat üregekben, de ez inkább recens meddőhányók jellemző ásványa, mint egy jól fejlett oxidációs zóna felszíni kibúvásának. Legutóbb 2013–2014-ben a CriticEl ritkaelemkutatói projekt keretében a Miskolci Egyetem vizsgálta az elváltozott kőzetek W-tartalmát a táróban és környezetében, de komolyabb dúsulás nem került elő.

### ***7. terepi megálló: Szokolya-Királyrét, Szén-patak völgye, dácit lapillitufa feltárások***

Királyrét környékén az első vulkáni szakaszhoz tartozó, jobbára piroklasztitos feltárások találhatóak. A patak hídján áthaladó turistajelzés hamar egy meredek, puha kőzetanyagú feltáráshoz ér, ahol mállott dácitos lapillitufából néhány mm-es hornblende- és biotit-, ritkán gránatkristályokat lehet gyűjteni. A kőzetanyag tengeralatti sűrűségárak által keletkezett. A feltárási környéken a Szén-patakban és a túloldalon lévő játszótéren 1 cm-t is elérő, kimállott gránatkristályokat lehet találni. A patak torlatai szinte vörösek a sok gránattól, amely ásványtanilag almandinnak tekinthető (Karátson 2009).



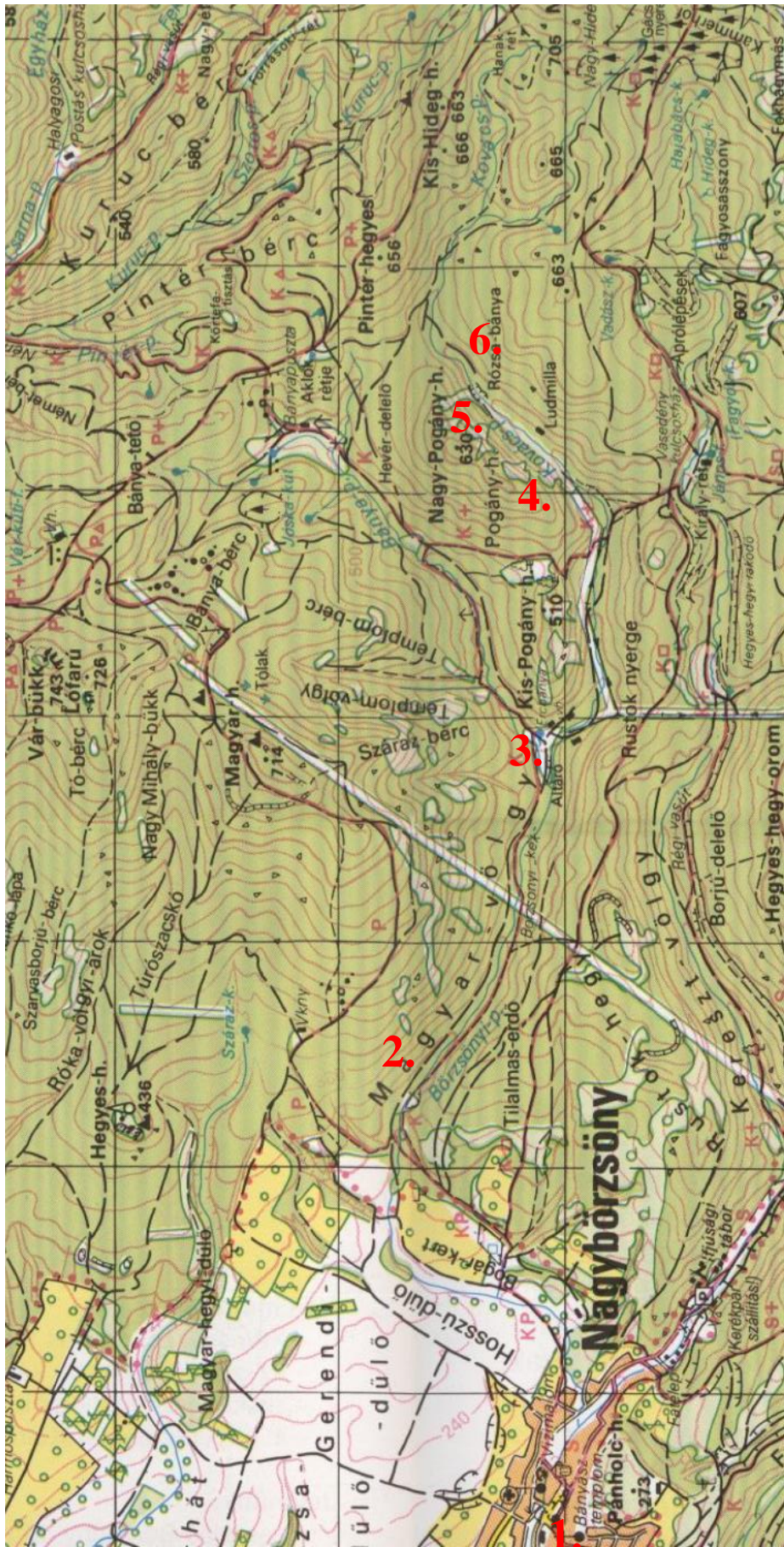
Bal oldalon termésezüst, jobb oldalon mimetezít a Felső-Rózsa területről (Tóth László fotói, geomania.hu)

### **8. terepi megálló: Szokolya-Királyrét, Bajdázói kőbánya, dácitfeltárások**

A Bajdázói-tó mellett található kis kőbánya egy kisebb dácitos lávadómot tár fel, amely magas gránáttartalma alapján az első kitörési szakasz terméke. Felismerhető porfiros elegyrész még a biotit (Karátson 2009).

#### ***Felhasznált irodalom:***

- Csillagné Teplánszki, E., Nagy, B., Nagy, G. (1975): A Börzsöny-hegység ércföldtani és tepleptani vizsgálata. Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1973. évről, 27–36.
- Karátson, D. (2009): A Börzsönytől a Hargitáig. Typotext Kiadó, Budapest, 463 p.
- Karátson, D., Márton, E., Harangi, Sz., Józsa, S., Balogh, K., Pécskay, Z., Kovácsvölgyi, S., Szakmány, Gy., Dulai, A. 2000: Volcanic evolution and stratigraphy of the Miocene Börzsöny Mountains, Hungary: an integrated study. *Geologica Carpathica*, 51/1, p. 325–343
- Karátson, D., Lahitte, P., Dibacto, S., Márton, E. (2019): Correlation of Cassinol-Gillot K-Ar dating and paleomagnetism: chronology of the Mid-Miocene High Börzsöny lava dome complex, Hungary. *Geophysical Research Abstracts Vol. 21*, EGU 2019-8230, 2019
- Nagy, B. (1990): A nagyirtápusztai ércesedés (Börzsöny-hegység). Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1988. évről, Budapest, 278–325.
- Nagy, B. (2002): Adatok a Börzsöny-hegységi nemesfém-ércesedések és indikációk ásványtani-geokémiai ismeretéhez. *Földtani Közlöny* 132, 401–422.
- Nagy, B., Dobosi, G. (1984): A nagybörzsönyi Rózsabánya egyes érceinek mikroszondás vizsgálata. Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1982. évről, 431–467.
- Pantó, G. (1949): A nagybörzsönyi ércelőfordulás. *Földtani Közlöny* 79, 421–433.
- Pécskay, Z., Nagy, B. (1993): New K-Ar data for hydrothermal activity in the Neogene volcanic region of Nagybörzsöny, NE Hungary. *Ann. Rep. Hung. Geol. Surv. on the year 1991*, II, 367, 371 p.
- Szakáll, S., Fehér, B., Tóth, L. (2016): Magyarország ásványai. *Geoliter*, Szeged. 523 p.





## Tarján, késő-oligocén növénymaradványok

Selmeczi Ildikó, Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat

Tarján község K-i határában, a Szent László-patak K-i oldalán emelkedő domb bevágásában (1. ábra) a Törökbálinti Formáció Mányi Tagozatába (korábban Mányi Formációba) sorolt, késő-oligocén (egri) korú homok–homokkő rétegsor van feltárva (2. ábra). A 2010-es években a Gerecse földtani újrafelvétele során a mintegy 5 m vastagságú rétegsor két finomhomokos aleurit–agyagos aleurit közbetelepüléséből növénymaradványok kerültek elő (SELMECZI et al. 2015, HABLY et al. 2017).



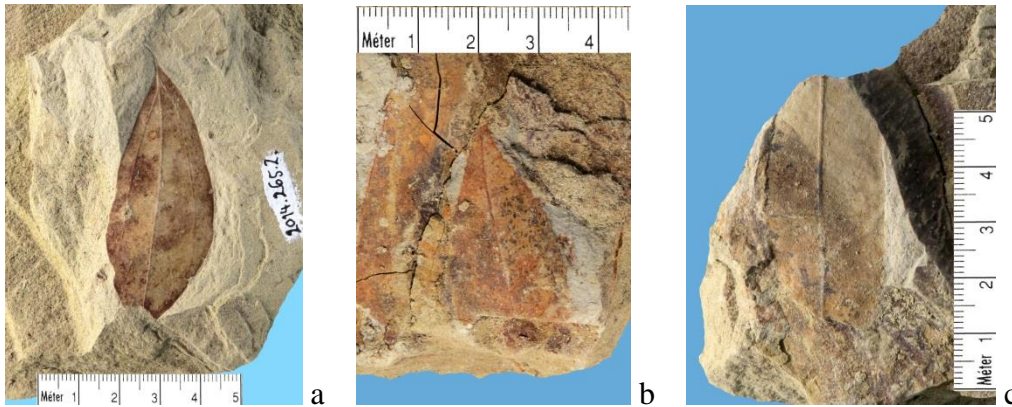
1. ábra. A tarjáni felső-oligocén növénymaradványos képződmények földrajzi helyzete.



2. ábra. A feltárás képe. A növénymaradványos rétegeket nyíllal jelöltük.

A flóra összetételében főként az egri korszakra jellemző fajokat találunk. Bár nagy részük tovább élt a miocénben, ebben a faji összetételben egri flóráinkat jellemzik.

Egy szil faj, az *Ulmus cf. pyramidalis* kivételével paleotrópusi, melegkedvelő elemek alkotják a flórát, így pl. a babérfélék, amelyek jellemzően nagy számban vannak jelen, elsősorban a *Daphnogene cinnamomifolia* fajjal (3. ábra, a), amely a késő-oligocén legjellemzőbb faja ebből a nemzetségből.



3. ábra. Néhány levélmaradvány a tarjáni lelőhelyről

a: *Daphnogene cinnamomifolia*, b: *Platanus neptuni*, c: *Engelhardia orsbergensis*

Noha az alsó oligocéntől az alsó miocénig kimutatható a *Platanus neptuni* (3. ábra, b) ősi platán faj, legtömegesebb és legállandóbb előfordulása a késő-oligocénünkre jellemző. Az *Engelhardia orsbergensis* (3. ábra, c), mind a paleogénben mind a neogénben jelen van, ám mindig a meleg periódusokban jelenik meg. Az egri korszakra nagyon jellemző, és legtöbb egri zonális társulásban jelen van. Az *Ulmus pyramidalis* a hazai egri egyik legjellemzőbb faja. Arktotercier elem, amely az árterekben, vagyis az intrazonális társulásokban jelent meg. A zonális erdős vegetációt széleslevelű erdők jellemezték, amelyek részben örökzöld babérféléket, részben melegigényes lombhullató fajokat tartalmaztak.

A flóra összetétele alapján meleg, szubtrópusi jellegű klímára következtethetünk.

## Hivatkozott irodalom

- SELMECZI I., HABLY L., BABINSZKI E., KERCSMÁR ZS. 2015: Egy új lelőhely a Gerecsében: Oligocén flóra Tarjánból. In: Bosnakoff M, Dulai A (szerk.): 18. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés: Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető. Konferencia helye, ideje: Varbó-Fónagyság, Magyarország, 2015.05.14 – 2015.05.16. —Budapest: Magyarhoni Földtani Társulat, p. 32.
- HABLY, L., SELMECZI, I., BABINSZKI, E. 2017: A new Upper Oligocene flora from Tarján (Gerecse Mts, NW Hungary). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie –Abhandlungen* 285. 3, DOI: 10.1127/njgpa/2017/0682, pp. 303–312.

## Úny–Máriaalom, homokbánya

A homokbánya a Zsámbéki-medence É-i peremén helyezkedik el Máriaalom és Úny között, az út D-i oldalán, az únyi településtáblától mintegy 100 m-re (1. ábra). Az alapszelvények között is számon tartott feltárás nemzetközi regionális jelentőségű ([https://map.mbfsz.gov.hu/fdt\\_alapszelvények/](https://map.mbfsz.gov.hu/fdt_alapszelvények/)). A homokot 1961 óta termelik építési célra (Varga László szóbeli közlés és VARGA, internet). A bánya jelenleg magánterület, csak engedéllyel látogatható.



1. ábra. Az Úny–máriaalmi homokbánya földrajzi helyzete  
(Forrás: [https://map.mbfsz.gov.hu/fdt\\_alapszelvények](https://map.mbfsz.gov.hu/fdt_alapszelvények))

A feltárást egy geológus hallgató fedezte fel, aki Boda Jenő paleontológus (ELTE) témavezetésével a térség szarmata képződményeit vizsgálta (Boda Jenő szóbeli közlés). A lelőhely ismertté válását követően hamarosan megindult a molluszka fauna feldolgozása is, amely BÁLDI (1973), BÁLDI & CSÁGOLY (1975), valamint JANSSEN (1984) nevéhez fűződik.

A jelenleg max. 6–8 m magasságú bányafalban a *Törökbálinti Formáció Mányi Tagozatába* (korábban Mányi Formációba) sorolt képződmények tanulmányozhatók (2. ábra).



2. ábra. Az Úny–máriaalmi homokbánya (fotó: Lantos Zoltán)

Az oligocén korai szakaszában a Dunántúli-középhegység térsége kiemelkedett, és jelentős lepusztulás történt („infraoligocén denudáció”, TELEGGI ROTH 1927). Ezt a szárazulatot itt Úny–Máriaalom térségében az oligocén későbbi szakaszában sekélytenger borította el. A tengerelőntés fokozatosan haladt előre K felől, és már a kiscelli korszak végén elegyesvízi-sekélytengeri környezet alakult ki a területen (KORPÁS 1981, BÁLDI 1998). Itt rakódtak le a Törökbálinti Formáció Mányi Tagozatának üledékei.

A *Mányi Tagozat*ba a Törökbálinti Formáció típusos, normál sós vízi képződményeinek elterjedési területétől Ny-ra (a Gerecse és a Vértes környezetében) kifejlődött, alapvetően sekélylagunáris üledékek tartoznak. A rétegsor képződése során a csökkent sós vízi és tengeri környezet gyakori váltakozása volt jellemző, de a rétegsorban édesvízi betelepülések is előfordulhatnak. A Mányi Tagozat túlnyomórészt finomszemű törmelékes üledékekből épül fel (homok–aleurit–agyag és ezek kötött változatai), de alárendelten kavics-, konglomerátum-, tarkaagyag rétegek illetve szénzsinórok is előfordulhatnak benne. A Gerecsétől K-re eső medencék területén általános elterjedésű, vastagsága Mány környékén meghaladja a 400 m-t. A Mányi Tagozat üledékei Ny-i irányban összefogazódnak a szárazföldi (folyóvízi-ártéri) kifejlődésű Csatkai Formáció képződményeivel. A Mányi Tagozat kora: késő-oligocén–koramiocén. Képződése már a kiscelli korszak végén megindulhatott, a rétegsor legnagyobb része azonban az egri korszak idején rakódott le (SELMECZI 2018).

Az Úny–máriaalmi homokbánya a Mányi Tagozat homokos kifejlődését tárja fel. A feltárásban alapvetően középszemű homok, illetve agyagos homok tanulmányozható. Helyenként megfigyelhetők a rétegsorba közbetelepülő meszes kötőanyagú homokkő lencsék (3. ábra) is. A homok agyagtartalma a feltárás alsó szakaszán nagyobb (10–12%), a felső szakaszon kisebb (2–4%), amely a magasabb helyzetű üledékeknek egy nagyobb energiájú közegben való lerakódására utal (RABI & BOTFALVAI 2008, SZABÓ et al. 2017)



3. ábra. Kipreparálódott homokkő lencsék a rétegsorban  
(Forrás: [https://map.mbfsz.gov.hu/fdt\\_alapszelvények/foto/OI-06/](https://map.mbfsz.gov.hu/fdt_alapszelvények/foto/OI-06/))

Gazdag ősmaradvány tartalma miatt a homokbánya a geológusok, paleontológusok körében a felfedezése óta igen népszerű. A homokból kivételesen nagy egyedszámban kerülnek elő a puhatestűek (Mollusca) fossziliái. Leggyakoribb molluszka maradványok a gyöngysorszerű spirális kiemelkedésekkel díszített *Potamides (Tympanotonus) –margaritaceus* csiga néhány cm magas vázai (4. ábra). Mellettük – többek között – megfigyelhetők a *Granulolabium plicatum* (korábban *Pirenella plicata*), *Melanopsis impressa* és *Nerita plutonis* csigák házai, a *Polymesoda convexa* és *Angulus nysty* kagylók teknői, illetve a sötét, kékesszürke színű *Ostrea cyathula* kagylóhéjmaradványok is. Az előbbiektől társaságában kis példányszámmal a tengeri *Glycymeris latiradiata* és *Mytilus aquitanicus* kagylók maradványai is jelen vannak (BÁLDI & CSÁGOLY 1975, JANSSEN 1984).

A lelőhelyen gyakoriak a *Teredo* nevű fűrőkagylók járatkitöltései is. Ezek – a hajóféregnek is nevezett – puhatestűek a vízben lebegő fatörzsekbe fűrték be magukat. Az uszadékfák aljzatra süllyedése után ezek a járatok üledékkel töltődtek ki. A feltárásban ezek a megkövesedett kitöltések figyelhetők meg.



4. ábra. *Potamides (Tympanotonus) margaritaceus* vázak  
(Forrás: [https://map.mbfsz.gov.hu/fdt\\_alapszelvenyek/foto/OI-06/](https://map.mbfsz.gov.hu/fdt_alapszelvenyek/foto/OI-06/))

Az említett fossziliák mellett a bányából gerinces maradványok is előkerültek, bár ezek itt jóval ritkábbak. Érdeemes tudni, hogy a lelőhely Magyarország egi korú képződményeinek egyik legdiverzebb gerinces faunáját szolgáltatta. Főként halmaradványokra (leggyakrabban cápa- és rájafogakra) bukkanhatunk (5–6. ábra); a hüllő, madár illetve emlős fossziliák igen ritkák (BOTFALVAI & RABI 2007, RABI & BOTFALVAI 2008, SZABÓ et al. 2017).

Az fossziliák tömeges jelenléte utólagos áthalmazással magyarázható. Az ősmaradványos zsinórok jól mutatják a rétegzést.



5. ábra. *Araloselachus cuspidatus*



6. ábra. *Carcharias cf. acutissima*

A cápafogak mellett a fekete vonal hossza 1 cm

(Forrás: SZABÓ et al. 2017, Szabó Márton engedélyével)

A *Potamides (Tympanotonus)* –*Pirenella* dominanciájú puhatestű együttes alapján BÁLDI & CSÁGOLY (1975) 2–5 m vízmélységű, brakkvízi sekélylagunáris üledékképződési környezetet valószínűsített. Ennek ellentmond az alacsony agyagtartalom és a jól látható

keresztrétegzettség (RABI & BOTFALVAI 2008, Szabó et al. 2017) (7. ábra). A feltárt rétegsor feltehetően egy árapálycsatornában illetve annak közelében ülepedett le, és így kerültek a lelőhelyen egymás mellé a szárazföldi és tengeri maradványok (BOTFALVAI & RABI 2007).



7. ábra. Kesztrétegzettség a bányafal felső szakaszán  
(Forrás: [https://map.mbfisz.gov.hu/fdt\\_alapszelvenyek/foto/OI-06/](https://map.mbfisz.gov.hu/fdt_alapszelvenyek/foto/OI-06/))

### Hivatkozott irodalom

- BÁLDI T. 1973: Mollusc fauna of the Hungarian Upper Oligocene (Egerian) – Akadémiai Kiadó, Budapest, 511 p.
- BÁLDI T. 1998: Magyarország epikontinentális oligocén képződményeinek rétegtana. In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. szerk.: Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana. – A MOL és a MÁFI kiadványa, Budapest, pp. 419–436.
- BÁLDI T. & CSÁGOLY É. 1975: FAZIOSTRATOTYPUS: MÁRIHALOM, SAND PIT. IN: BÁLDI, T., SENEŠ, J. (eds.): Chronostratigraphie und Neostatotypen, OM Egerien, VEDA, Bratislava, pp. 134–137.
- BOTFALVAI G. & RABI M. 2007: Előzetes taxonómiai és paleoökológiai vizsgálatok a máriahalmi felső-oligocén (egri) feltárás (Mány–Zsámbéki-medence) gerinces faunáján. In: PÁLFY J., BOSNAKOFF M., PAZONYI P. szerk.: Program, előadáskivonatok, kirándulásvezető, 10. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, Magyarhoni Földtani Társulat, Budapest, pp. 12–13.
- JANSSEN, A. W. 1984: Late Oligocene molluscs from a sand-pit near Máriahalom (Hungary): a preliminary study. –Annales Universitatis Scientiarum Budapestiensis de Rolando Eötvös Nominatae. Sectio Geologica 24 (1982), pp. 109–150.
- KORPÁS L. 1981: A Dunántúli-középhegység oligocén–alsómiocén képződményei. — A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve 64, 140 p.

Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat: Magyarország földtani alapszelvényei 1: 100 000:  
[https://map.mbfisz.gov.hu/ftd\\_alapszelvények/foto/O1-06/](https://map.mbfisz.gov.hu/ftd_alapszelvények/foto/O1-06/)  
2019. 08.01.

RABI, M., BOTFALVAI, G. 2008: A preliminary report on the Late Oligocene vertebrate fauna from Máriahalom, Hungary. In: GALÁ CZ, A. ed.: 125th Anniversary of the Department of Palaeontology at Budapest University – A Jubilee Volume, *Hantkeniana* 6, pp. 177–185.

SELME CZI I. 2018: Oligocén. In: Budai, T. szerk.: A Gerecse hegység földtana. Magyarázó a Gerecse hegység tájegységi földtani térképéhez (1:50000) [Geology of the Gerecse Mountains: Explanatory book to the geological map of the Gerecse Mountains (1:50000)] – Magyar Bányászati és Földtani Hivatal, ISBN: 9789636713126, pp. 106-114.

SZABÓ, M., BOTFALVAI, G., KOCSIS, L., CARNEVALE, G., SZTANÓ, O., EVANICS, Z., RABI, M. 2017: Upper Oligocene marine fishes from nearshore deposits of the Central Paratethys (Máriahalom, Hungary). – *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments* 97.4, pp. 747–771.

TELEGDI ROTH K. 1927: Infraoligocén denudáció nyomai a Dunántúli-középhegység északnyugati peremén. — *Földtani Közölny* 57, pp. 32–41.

VARGA LÁSZLÓ: A hírneves Máriahalmi homokbánya.

[http://test.bebte.hu/geologiai\\_turak/mariahalmi\\_homokbanya.htm](http://test.bebte.hu/geologiai_turak/mariahalmi_homokbanya.htm)  
2019. 08. 01.



## Biatorbágy, Nyakas-kő (Gomba-szikla)

A Gomba-szikla néven is ismert Nyakas-kő a Budai-hegység D-i előterében, a Zsámbéki-medence KDK-i peremén található. A Biatorbágy D-i végén lévő házaktól mintegy 1 km-re, a Sós-kútra vezető műút K-i oldalán emelkedik. A műútról a Fűzes-patak mentén ÉK felé lekanyarodva kb. 60 m után egy kijelölt parkolóhelyhez érünk. Ott elindulunk K felé, a mészkő-sziklák irányába tartó gyalogúton, majd arról az első elágazásnál a KÉK felé induló ösvényen tovább haladva egyenesen a Nyakas-kőhöz jutunk (1. ábra).



1. ábra. A Nyakas-kő földrajzi helyzete

A Nyakas-kő és környéke kedvelt kirándulóhely. Itt halad át a biatorbágyi Viadukt felől Sós-kút irányába tartó piros jelzésű turistaút. A Gomba-szikla pompás kilátóhely (2–3. ábra); innen jól belátható a Benta-patak völgye és az Etyeki-dombság, de tiszta időben a Vértesre és a Velencei-hegységre is szép kilátás nyílik.



2. *ábra.* A biatorbágyi Nyakas-kő É felől



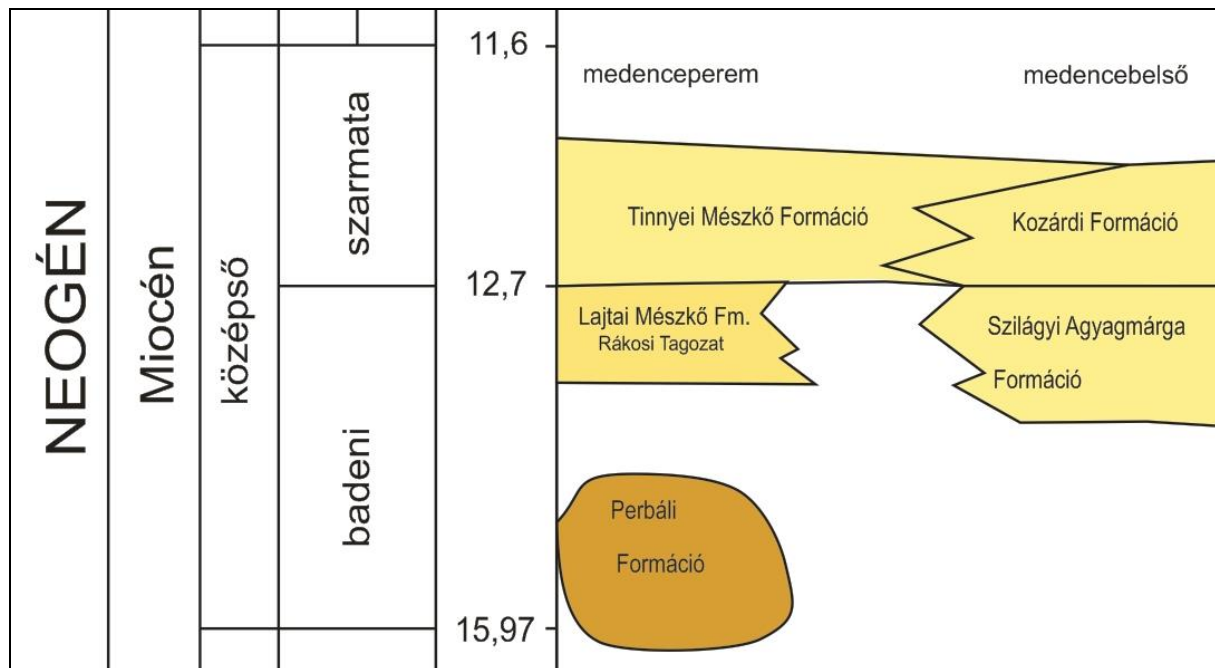
3. *ábra.* A Nyakas-kő Ny felől

A sziklát és közvetlen környezetét a középső-miocénben, a badeni és szarmata korszak idején lerakódott, tengeri eredetű karbonátos üledékes kőzetek építik fel. Az ilyen mészkő, mészhomokkő rétegsorok a Középső-Paratethys tenger partvidékein illetve a tengerből kiemelkedő szigetek, hátságok környezetében képződtek. Középhegységeink peremén e kőzetek számos helyen a felszínre is kibukkannak.

A badeni képződmények a Nyakas-kő É-i oldalán bevágódott vízmosásban figyelhetők meg. E kőzeteket a *Lajtai Mészkő Formációba* soroljuk.

A *Lajtai Mészkő Formáció* a badeni emeletre korlátozódik, és mind az alsó- mind a felső-badeni alemeletre jellemző („alsó lajtamészkő” és „felső lajtamészkő”). Biosztratigráfiai vizsgálatok és radiometrikus kormeghatározás alapján Budapesten és környékén, valamint Balatonakalin és Bujákon késő-badeni, míg a Börzsönyben, Visegrádon, a Mátrában továbbá Tapolca és Nyirád környékén kora-badeni korú. A Mecsekben megtalálható mind a kora-, mind a késő-badeni korú lajtamészkő. MÜLLER (1984) és LELKES (1985) vizsgálatai alapján a budapesti (Rákos, Tétényi-fennsík) és Budapest környéki (Biatorbágy, Alcsútdoboz) rétegsorok többnyire két eltérő szakaszra bonthatók: a mélyebb részen szilikáthomokos, gyakran kavicsos karbonátokból, ritkábban vörösálgás, valamint főleg miliolid és peneroplid foraminiferás mészkövek települnek. A felső szakaszon többnyire bioklasztos, bekérgezett szemcsés karbonátok (miliolid és peneroplid foraminiferás és molluszkás mikroonkoidos mészkövek) figyelhetők meg.

A Nyakas-kő É-i oldalán bevágódott vízmosásban feltárt kőzetek képződése a badeni fiatalabb szakaszában ment végbe; e képződmények a *Lajtai Mészkő Formáció Rákosi Tagozatába* tartoznak („felső lajtamészkő”) (4. ábra). A *Rákosi Tagozat* típusszelvénye Budapesten, a Kőbánya-Felső és Rákos állomások közötti vasúti bevágásban látható (KÓKAY & MÜLLER 1988).



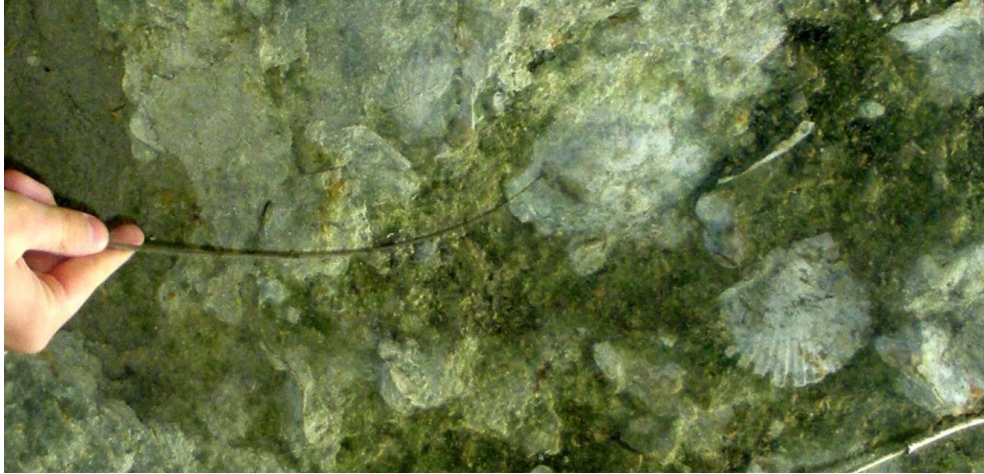
4. ábra. A Biatorbágy környéki középső-miocén képződmények térbeli és időbeli viszonyainak egyszerűsített ábrázolása (GYALOG, MAROS & PELIKÁN szerk. (2016) alapján módosítva)

A Gomba-szikla alatti vízmosásban feltárt, főleg mészhomokból–mészhomokkőből és mészkőből felépülő felső-badeni rétegsor (5. ábra) helyenként gazdag ősmaradványokban; többnyire tengeri sünök, puhatestűek, közülük is főként fésűkagylók (Pectenidae-k) gyűjthetők (6–7. ábra).



5. ábra. A Nyakas-kő alatti vízmosásban feltárt felső-badeni képződmények (Lajtai Mészkő Formáció Rákosi Tagozat)





6. ábra. A „felső lajtmésző” egyik jellegzetes ősmaradványa a *Flabellipecten leythajanus* (fent balra); fésűkagyló maradványok a Nyakas-kő alatti vízmosásban feltárt felső-badeni képződményekben (fent jobbra és lent)



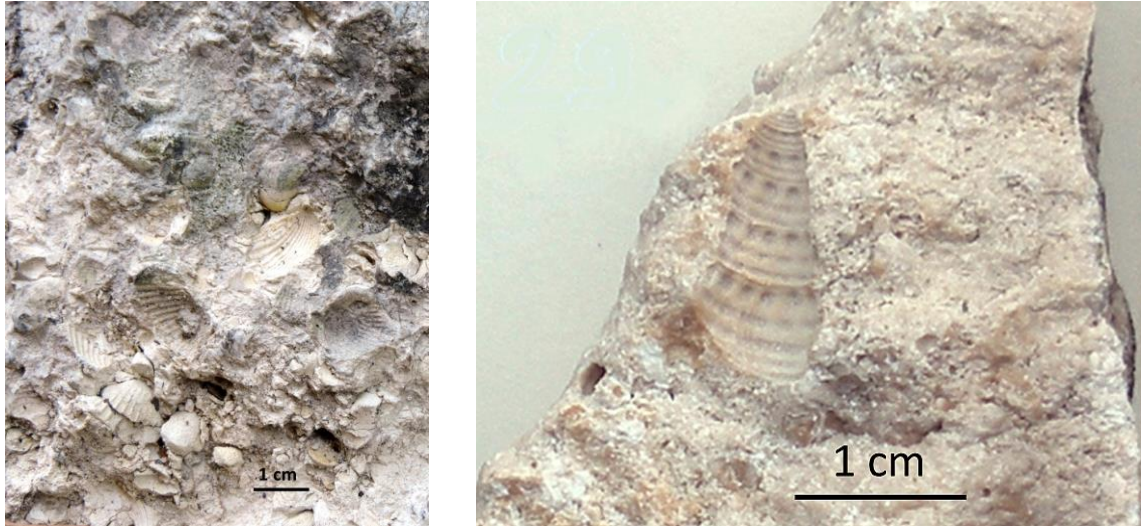
7. ábra. Tengeri sünn maradványok a Nyakas-kő alatti vízmosásban feltárt felső-badeni rétegsor sziklaereszének „plafonján”

Magát a Gomba-sziklát szarmata korú karbonátos kőzetek alkotják. A badeni képződmények fedőjében települő szarmata rétegsort a *Tinnyei Mésző Formációba* soroljuk (4. ábra). A Gomba-sziklát a plató tetejéig keményebb és puhább mészkőrétegek váltakozása építi fel. A Nyakas-kő és a környező sziklák szép példái a szelektív erózióknak. A kőzetrétegek folyamatosan ki vannak téve a külső erők pusztító hatásának. Az uralkodó ÉNy-i szél a lazább, homokos rétegeket kimélyíti, anyagukat elhordja. A keményebb, erősebben cementált mészkőpadok ellenállóbbak. A szelektív erózióknak köszönhető a Nyakas-kő formája, vagyis a kiálló keményebb padok és a bemélyedő lazább, homokos rétegek váltakozásából álló gomba formájú szikla.

A Gomba-szikla teteje alatt nagyjából 1 m-rel egy lekerekített mészkőtömbökből álló szint látható. Az olykor több tíz cm-es méretű tömböket az erős tengerparti hullámzás tépte fel a már korábban kőzetté vált mészkőből. A felszakított darabok a vízmozgás hatására lekerekí-

tódtek. A közettömbökön mikroszkopikus élőlényektől származó, olykor több cm vastagságú bevonat, ún. „mikrobiális bekéregzés” látható (PALOTÁS 2014, PALOTÁS & SELMECZI 2016).

A Nyakas-kő szarmata rétegeiben puhatestű maradványok (leginkább kőbelek és lenyomatok) figyelhetők meg. Gyakoriak a Cardium-féle kagylók és Cerithium-féle csigák lenyomatai és kőbelei (8. ábra).



8. ábra. Kagyló lenyomatok és kőbelek (balra) és csiga lenyomat (jobbra) szarmata mészkőben

### Hivatkozott irodalom

- GYALOG L., MAROS GY. & PELIKÁN P. szerk. 2016: Budapest geokalauza. Budapest Geoguide. – Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, ISBN: 978-963-671-304-1, 314 p.
- KÓKAY J. & MÜLLER P. 1988: Rákosi Mészkő Formáció. Budapest, Rákos, vasúti delta; Keresztúri úti feltárás D-i fala. – Magyarország geológiai alapszelvényei 89, A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest, 4 p.
- LELKES GY. 1985: Microfacies characteristics of some Badenian-Sarmatian carbonates from Hungary. — VIII<sup>th</sup> Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, 15–22 September 1985, Budapest, Abstracts, pp. 342–344.
- MÜLLER P. 1984: A bádeni emelet tízlábú rákjai (Decapod Crustacea of the Badenian). — Geologica Hungarica Series Palaeontologica 42, pp. 1–317.
- PALOTÁS K. 2014: A szarmata üledékképződés vizsgálata a Budai-hegységben és környékén. – PhD Értekezés, Pécsi Tudományegyetem Természettudományi Kar, Földtudományi Doktori Iskola, Kézirat, 88 p.
- PALOTÁS K. & SELMECZI I. 2016: Biatorbágy, Nyakas-kő. – In: GYALOG L., MAROS GY., & PELIKÁN P. (szerk.) Budapest geokalauza. Budapest Geoguide. – Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, ISBN: 978-963-671-304-1, pp. 244–245.

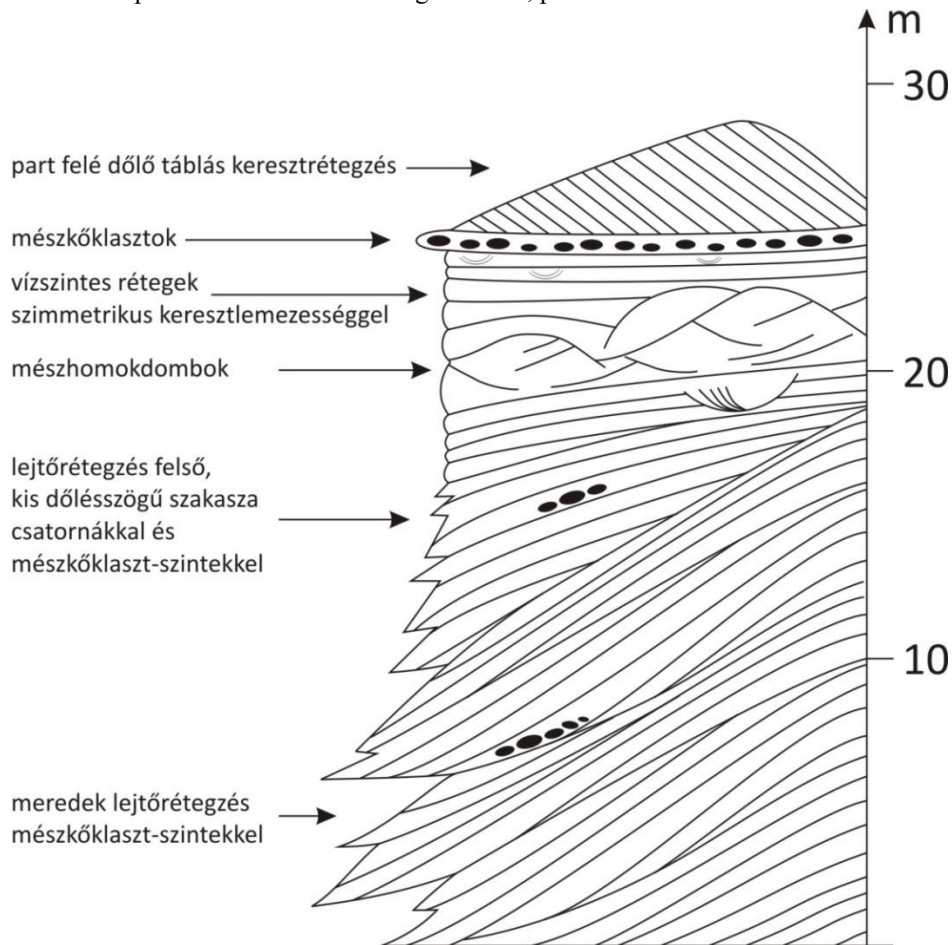
## 1. Tinnyei Mésző Formáció

Palotás Klára, Magyar Bányászati és Földtani Szolgálat

A szarmata Középső-Paratethysre jellemző szigetvilág részmedencéinek partvidékén mészhomokkő (Tinnyei Mésző Formáció), míg a részmedencék belsejében márga/agyag sorozat képződött. A két fácies közötti átmenet éles, a mélyebb márgás medencerészekhez közvetlenül csatlakoznak a mészhomokkőből álló lejtőrétegek. A partvonalat követő mészőcsáv szélessége 3–5 km, vastagsága kb. 40–60 méter.

A vékonycsiszolatokban megfigyelt korai tengeri cement képződését követően kialakult oldásos porozitás rendkívül nagy mértéke, valamint a vadózus cementtípusok jelenléte alapján a Tinnyei Formáció rendkívül sekély környezetben ülepedett le, és a kezdeti tengeri freatikus környezet után jelentős részben tengeri, illetve meteorikus vadózus környezetbe került. A tengeri freatikus és a vadózus környezetek többször váltották egymást a rétegsor képződése során.

A mészőket jellemzően bioklasztok, ooidok, peloidok, valamint kisebb mennyiségben onkoidok, aggregátumok és intraklasztok építik fel. Szövetük szerint grainstone, packstone és wackestone fordul elő.

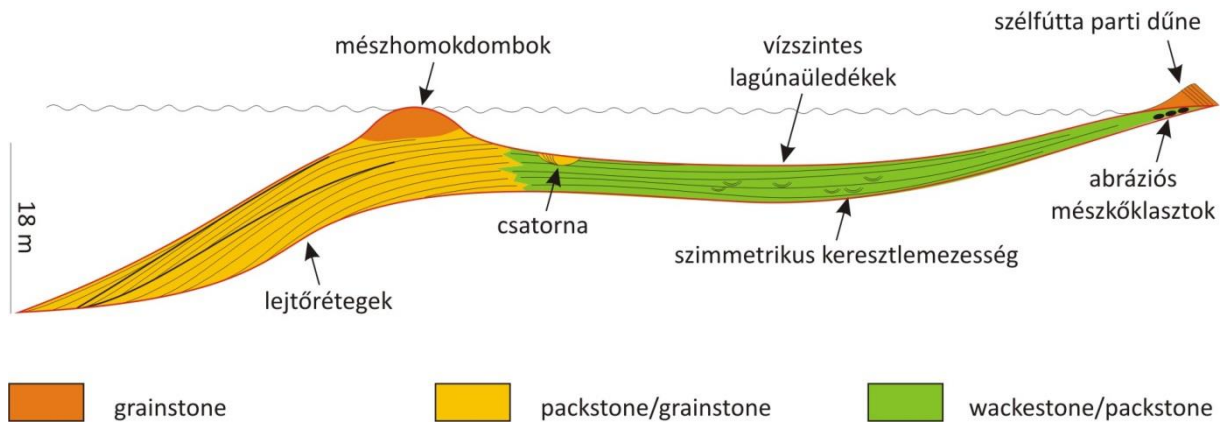


1. ábra. A Tinnyei Mészőket alkotó üledékföldtani egységek elvi rétegoszlopa az egyes szedimentológiai jelenségek feltüntetésével

A mésző szedimentológiai bélyegei és a mésző szöve alapján az üledék mészhomokdombokkal/zátonyokkal szegélyezett karbonátplatform környezetben rakódott le (1. és 2. ábra). Az erősen mozgott mészhomokdombokat grainstone, a lejtőrétegeket grainstone/packstone, míg a lagúnaüledékeket packstone/wackestone szövetű kőzet építi fel.

Az üledékképződés változó, de végig rendkívül sekély, maximum 20–25 m mély vízben történt. A mészhomok a hullámbázis fölött ülepedett le a lejtőrétegek alsó szakaszának kivételével, amely a normál- és a viharhullámbázis között rakódott le. Az üledékszállítás a hullámbázis, a partmenti áramlások, valamint a gyakori viharok végezték. Az időszakosan szárazra kerülő karbonátot a szél mozgatta.

500 m-től 1-2 km-ig

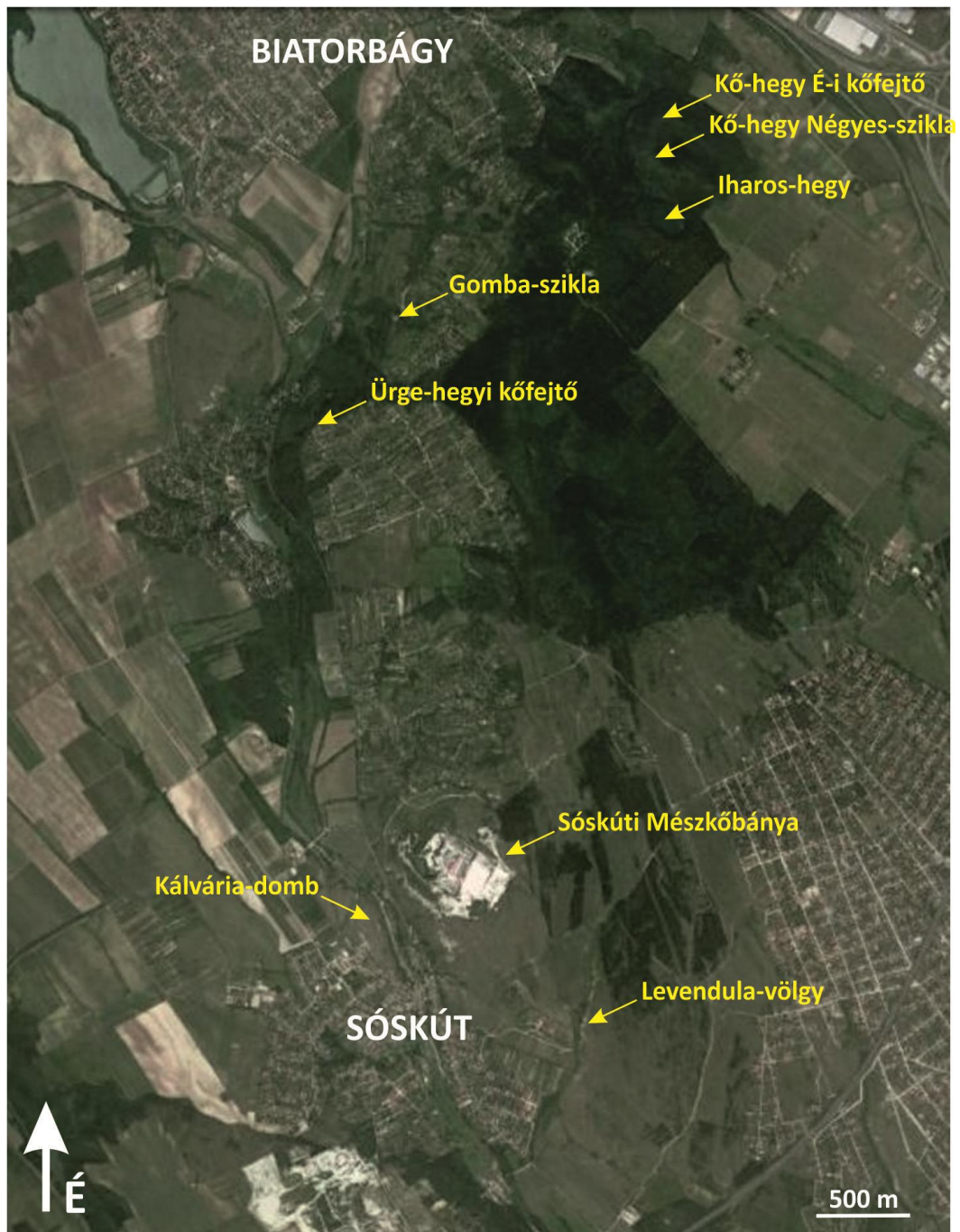


2. ábra. A Tinnyei Formáció vázlatos keletkezési környezete a szövettani jellemzőkkel

## 2. Sóskúti mészkőbánya

A Tinnyei Formáció talán legfontosabb, de mindenképpen egyik legismertebb feltárása a sóskúti mészkőbánya (4. ábra). Azért kiemelt jelentőségű, mert ez az egyik hely, ahol leglátványosabban igazolható a terepen észlelt üledékföldtani jelenségekből levonható következtetés, amely szerint a Tinnyei Formáció lerakódási környezete a Zsámbéki-medencében mészhomokdombokkal/zátanyokkal szegélyezett karbonátplatform volt. Külön mutatom be a bánya felső szintjének két, egymásra merőleges falát (5. és 6. ábra), a felső szint talpát (7. ábra), és a belőlük összerakott 3D ábrát (8. ábra). Az észlelt üledékföldtani egységek sorszáma minden ábrán ugyanazt az egységet jelöli.





3. ábra. Tinnye Mésző feltárások Batorbágy és Sósút közelében műholdképen (Fotó: Google)



4. ábra. A sóskúti mészkőbánya és a Kálvária-domb műholdképe (Fotó: Google)

#### 2.4.1.1 Sósokúti mészkőbánya felső szint, NyÉNy–KDK-i csapású fal

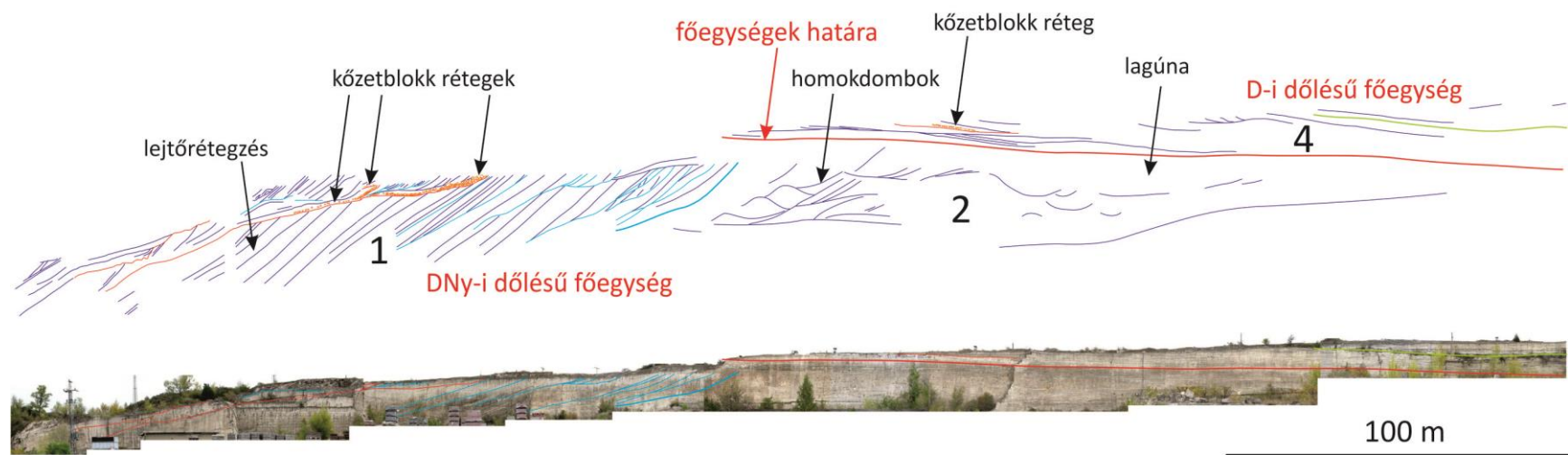
A mészkőbánya felső szintjének NyÉNy–KDK-i csapású falán a Tinnyei Formáció üledékképződési környezetére jellemző fáciesek szinte teljes spektruma megfigyelhető. A bánya falán a DNy-i dőlésű 1. egységben NyÉNy-ról elindulva látható az akár 18 méteres magasságot is elérő lejtőrétegzés. A kb. 450 m hosszú fal középső részén mészhomokdombok geometriája ismerhető fel. Ettől KDK-re továbbhaladva enyhén a medence felé dőlő, kilaposodó rétegek következnek, amelyek a geometria alapján partmenti lagúna környezet üledékeként azonosíthatóak.

A leírt üledékföldtani egységek azonban nem egy időhorizontot testesítenek meg: a mészhomokdombok és a tőlük KDK-re látható lapos rétegek (5. ábra, 2. egység) feltételezhetően egyidőben keletkeztek, a NyÉNy-ra megfigyelhető lejtőrétegzés (5. ábra, 1. egység) azonban jól láthatóan „felmászik” a homokdombokra, tehát egy következő transzgressziós egység része. A lejtőrétegzésen belül megfigyelhető egységhatárok valószínűleg kisebb vízszintingadozások eredményeként jöttek létre. Az eróziós felszínre települő, közettömbökből álló réteg fölött folytatódik a lejtőrétegzés, amelyet időről időre újabb eróziós felszínek szakítanak meg.

A DNy-i dőlésű főegységre (5. ábra, 1–2. egység) egy eróziós felszín mentén (DNy-i és D-i dőlésű főegység határa) eltérő, D-i dőlésű lejtőrétegek települnek (5. ábra, 4. egység), amelyek a fal jobb felső részén, valamint a bánya másik, ÉÉK–DDNy-i irányú falán láthatók.

NyÉNy

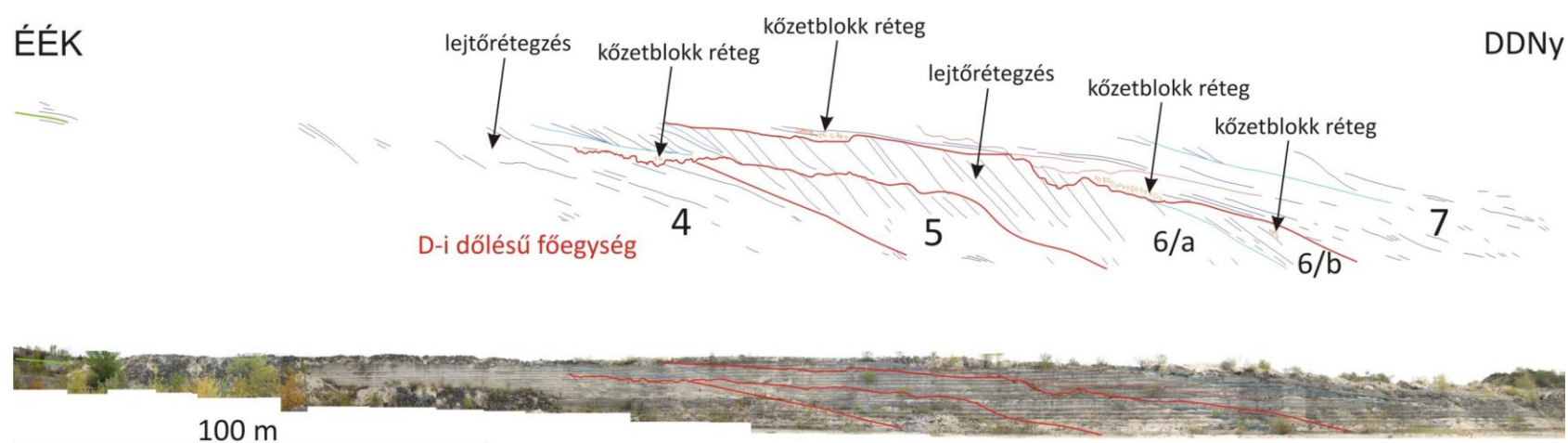
KDK



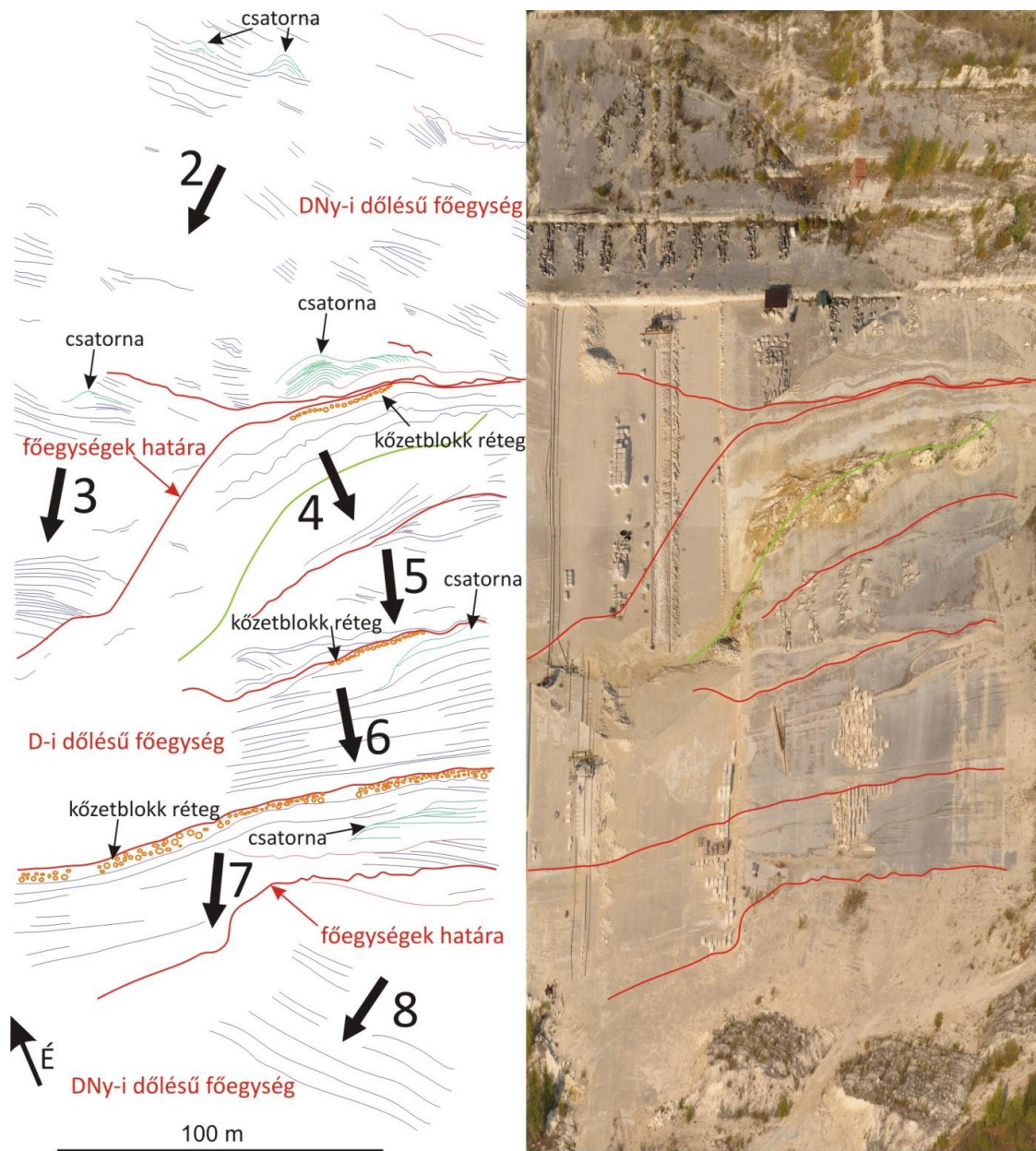
5. ábra. Sós-kúti mészkőbánya, felső szint, NyÉNy–KDK-i fal. A rajz kétszeres túlmagasítású. A könnyebb követhetőség kedvéért az egységhatárokat a fotóra is rárajzoltam  
Jelmagyarázat: sötétkék vonalak – rétegzés, piros vonalak – eróziós felszínek, világoskék vonalak – alegység-határok, narancssárga – kőzettömbös szintek, zöld vonal – tufaszint, számok – egységek sorszáma

ÉÉK

DDNy



6. ábra. Sós-kúti mészkőbánya, felső szint, ÉÉK–DDNy-i fal. A rajz kétszeres túlmagasítású. A könnyebb követhetőség kedvéért az egységhatárokat a fotóra is rárajzoltam  
Jelmagyarázat: sötétkék vonalak – rétegzés, piros vonalak – eróziós felszínek, világoskék vonalak – alegység-határok, narancssárga – kőzettömbös szintek, zöld vonal – tufaszint, számok – egységek sorszáma



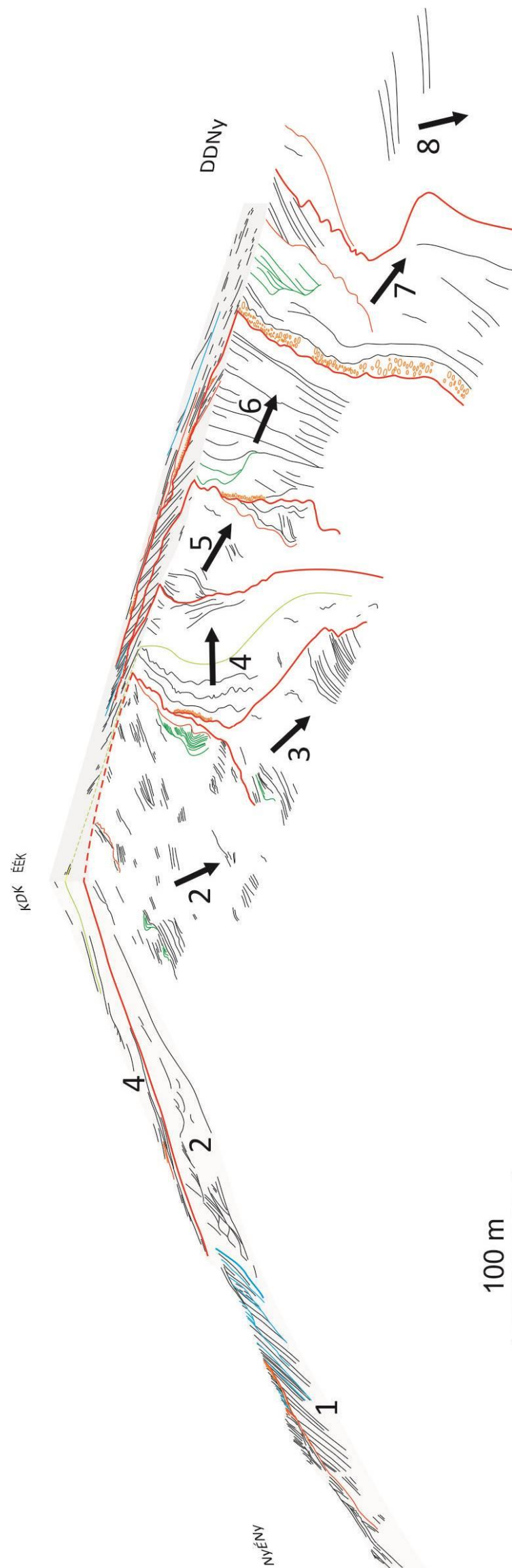
7. ábra. Sóskúti mészkőbánya, felső szint, talp, kb. 100 m magasságból készült légifotón  
(Fotó: Lantos Zoltán)

Jelmagyarázat: sötétkék vonalak – rétegzés, piros vonalak – eróziós felszínek, narancssárga körök – kőzet-tömbök, világoszöld vonal – tufaszint, számok – egységek sorszáma

### 2.4.1.2 Sóskúti mészkőbánya felső szint, 3D tömbszelvény

A sóskúti mészkőbánya felső szintjének két, egymásra merőleges fala és talpa alapján összerakható a bánya 3D tömbszelvénye (8. ábra). A 8, egymástól eróziós felszínnel (2–8. egység), vagy egységhatárral (1–2. egység) elválasztott egység három nagyobb, különböző szállítási iránnyal jellemezhető főegységbe sorolható. A főegységeket elválasztó eróziós felszínekhez gyakran köthetők kőzettömb szintek.

Az 1. és 2. egység között relatív vízszintemelkedés, azaz transzgresszió következett be. Ezen kívül egy további transzgressziós felület kimutatható a 4. és az 5. egység között, tehát legalább két transzgressziós esemény történt a szarmata mészkősorozat lerakódása közben.



8. ábra. A sós-kúti mészkőbánya felső szintjének 3D ábrázolása

Jelmagyarázat: fekete vonalak – rétegzés, piros vonalak – eróziós felszínek, világoskék vonalak – alegység-határok, narancssárga – kőzettömbös szintek, világoszöld vonal – tufaszint, szaggatott vonalak – feltételezett felül

## Támogatók



Úny-Máriaalom homokbánya

Sóskúti Kőbánya Kft.