

A Baradla–barlangrendszer kialakulásának kérdései a tágabb környezet földtani fejlődésének tükrében

GYURICZA György¹, SÁSDI László²

¹Magyar Állami Földtani Intézet Geoinformatikai Osztály, 1143 Budapest, Stefánia út 14.

²2119 Pécel, Szamos utca 23.

Theory of the evolution of the Baradla Cave as mirrored in the geological evolution of its neighbourhood

Abstract

The Baradla Cave in Aggtelek has been studied for more than two centuries and over that period various theories have emerged about the evolution of the cave. These theories describe each geological feature (e.g. rock structure, tectonics etc) and the supposed events of the evolution (i.e. the relation between corrosion and erosion, the formation of battue-captures etc). Furthermore, extensive geological and geomorphologic studies have also been carried out with respect to the inner and the outer environment of the cave. In this present work an attempt has been made to summarize earlier assumptions still regarded as valid and the results of the most recent research: in addition — and utilizing the experience of the authors — a complex image of the conditions and processes of the formation of the cave system has been drawn.

Keywords: *Baradla–Domica Cave system, Aggtelek–Rudabánya Mountains, Borsod Pebble Formation, cave genetics, surface formation*

Összefoglalás

Az aggteleki Baradla-barlang több mint két évszázados kutatásának során számos keletkezési elmélet született, melyek kiemelten tárgyalják az egyes földtani adottságokat (kőzettani felépítés, tektonika stb.) és fejlődési eseményeket (korrózió–erózió viszonya, batükaptúrák kialakulása stb.). Ugyancsak alapos földtani és geomorfológiai vizsgálatok készültek a barlang szűkebb és tágabb környezetéről. Munkánkban megkíséreljük egybefoglalni az időtállóan bizonyult megállapításokat és a legfrissebb kutatási eredmények, valamint saját tapasztalataink felhasználásával igyekszünk komplex képet adni a barlangrendszer kialakulásának feltételeiről, folyamatáról.

Tárgyszavak: *Baradla–Domica-barlangrendszer, Aggtelek–Rudabányai-hegység, Borsodi Kavics Formáció, barlanggenetika, felszínfejlődés*

Bevezetés

A Baradla–Domica-barlangrendszer jelenleg hazánk legnagyobb, és egyik legismertebb karsztbarlangja. A történelmi távlatokig visszanyúló kutatási tevékenységek során a szpeleológia minden számottevő szakterületén — a klaszszikus feltáró munkáktól az orvosbiológiai vizsgálatokig — kiváló eredmények születtek.

A számos jelentős publikáció és ismert kézirat között több, a barlangrendszer keletkezését, fejlődését tárgyaló munka is fellelhető. A barlang nagy kiterjedése és bonyolult kapcsolatai miatt minden igényt kielégítő elmélet ezidáig nem született, s várhatóan még igen sok kutatást kell végezni ahhoz, hogy részleteket is tükröző valós képet alkothassunk az üregrendszer kialakulásának pontos körülményeiről.

Jelen munkánkban a tágabb környezet felszínfejlődésének figyelembevételével próbáljuk magyarázni a barlang kialakulásának folyamatát, mely alapot nyújthat a későbbi részletes vizsgálatokhoz.

A Baradla-barlang (Baradla–Domica-barlangrendszer) fekvése, kiterjedése

A Baradla-barlang Borsod-Abaúj-Zemplén megye É-i részén, a magyar–szlovák határ mentén, az Aggteleki-karszt középső-triász mészkőtömegében alakult ki. Topográfiai vízgyűjtő területe D-i irányban a Putnoki-dombságon (más említésekben Borsodi-dombság) a Hosszúszó (Dlha Ves) – Aggtelek – Trizs közötti vízválasztóig tart, de a fedett

karsztban közlekedő víz révén felszínen lehatárolható területhez képest több km²-es többletterülettel számolhatunk. Ny-on, az országhatáron túl a Domica hatásterülete a Poronya-tetőtől Hosszúszó K-i végéig (Ördöglyuk-vny., Büdöstői-vny. stb.) terjedő karsztos és fedett karsztos felszínre terjed ki. A rendszer északi hidrológiai határát a Kecő-patak modernyűzővel való kapcsolat felfedezése óta valószínűleg ennél jóval északabbra kell tenni. A K-i oldalon a Béke-barlang jelenléte miatt a vízgyűjtő viszonylag jól lehatárolható, azonban DK felé — egyes elméletek szerint az imolai Ördöglyuk-víznyelőnek lehetnek mélykarszt-szintű kapcsolatai a Baradla-rendszerrel — továbbra is akad bizonytalanság. Mindent egybevetve a barlang jelenleg feltételezett vízgyűjtő területe 34,4 km² (MAUCHA 1998). (KESSLER 1938-as munkájában topográfiai alapon ennél többet: 36,19 km²-t számított.)

A járatrendszer teljes hossza a legfrissebb feltárási eredmények figyelembe vételével meghaladja a 26 km-t.

A barlangrendszer környezetének kőzettani felépítése

A térség ismert legidősebb képződménye a felső-perm–alsó-triász evaporitos összlet; a Perkupai Evaporit Formáció. A barlangrendszer szűkebb környezetében a felszínen legközelebb Jósfaftól Ny-ra található meg (a Kaffka-rét térségében), a hegység egészen végzett térképezési munkák szerint azonban a triász kőzeteknek mindenhol ez képezi a fekvését. A dolomit-, anhidrit-, agyagpala- és alárendelten homokkőrétegek alkotta rétegsor felett alsó-triász üledékek: Bódvászilasi Homokkő, Szini Márga és Szinpetri Mészkkő Formáció települnek. A Szinpetri Mészkkő Formáció legfelső tagozatát képező vékonyréteges, fekete, helyenként kalciteres mészkő (Jósfafti Mészkkő) a Baradla-barlang jósfafti bejáratától ÉK-re bukkan a felszínre.

Az alsó-triász üledékek felett a középső-triász, anisusi mészkő- és dolomitrétegekből álló Gutensteini Formáció következik, melyben a barlang jósfafti szakasza és a Rövid- és Hosszú-Alsó-barlang ismert járatai alakultak ki. A Gutensteini Formáció felett a rózsaszínű és szürke, átmeneti mészkőrétegek után szintén anisusi, világosszürke, vastagpados mészkő (Steinalmi Mészkkő Formáció) települ, melyben — a barlang vörös-tői szakaszán — középső-triász, vulkáni működésre utaló, néhány cm-es tufacsíkok ismertek. Felette ladin, ugyancsak vastagpados, világosszürke, helyenként sötétszürke mészkő és dolomit (Wettersteini Mészkkő Formáció) jelenik meg, melynek fiatalabb mezozoos fedője a barlangrendszer térségében feltehetően lepusztult.

Trizs és Ragály környékén fúrásokban tűzköves mészkövet harántoltak, mely analógiák alapján felső-triász; feltehetően a Pötscheni Mészkkő Formációba tartozik. Valószínűleg az Égerszögnél K–Ny-i csapású feltolódási vonaltól D-re eső tektonikai egységhez tartozik, és a szőlőszárdi rögök felszín alatti folytatásaként értelmezhető.

A szűkebb értelemben vett Aggteleki-hegység triász kőzetei az evaporitos összlet alkotta ún. Komját-takaró

feletti Szilicei-takaró részét képezik (GRILL et al. 1984). A takarók kialakulása a késő-kréta idején történt. A vizsgált terület a Kecő–Jósfa-völgy vonalában, K–Ny-i irányban, feltehetően a miocén idején kialakult antiklinális szerkezet D-i szárnyán helyezkedik el, a kőzetek rétegeinek dőlése uralkodóan DNy-i, a dőlés szöge átlag 25–30°.

A terület É-i határán egy feltolódási zóna található, míg a Hideg-völgy–Kaffka-rét mentén feltehetően egy összetört antiklinálistengely mutatható ki. Ennek vonalában az alsó- és középső-triász rétegek között egy breccsazóna húzódik, melynek anyaga az evaporitos összletből alakult ki. A karsztos – nem karsztos üledékek határzónájában egy, a pannóniaiánál idősebb törésvonal húzódik mely mentén a terület fúrásadatai alapján a perm–alsó-triász, illetve középső–felső-triász összletek tektonikus határral érintkeznek.

Jelentős tektonikai elemek a Baradla és a Béke-barlangban is kimutathatók. Az alárendeltebb, de a barlangjáratok irányát preformáló töréshálózatot a két barlangban SZENTES (1965), újabban a Baradla-barlang jósfafti szakaszán HIPS (2003) vizsgálták.

A karbonátos térszínre (szlovák területen, valamint Imola környékén) az oligocén–miocén idején kb. 10–15 m vastag abráziós alapkonglomerátum (Bretkai Formáció) települt, melyre nagy vastagságban aleuritösszlet (Szécsényi Slír Formáció) rakódott. A slír fedőjét általában az Edelényi Tarkaagyag Formáció aleuritos-homokos sorozata alkotja, melyre diszkordanciával települ a pliocénbe sorolt Borsodi Kavics Formáció (korábban: Poltári Kavics Formáció). Ez a durvakavicsos összlet az Ős-Sajó hordalékkúpja, a Pelsőc–Hosszúszó–Aggtelek–Teresztenye vonaltól D-re lévő terület fedőképződménye. Fiatalabb pleisztocén sárga- és vörösayagos üledéket a töbrök kitöltésében, pleisztocén–holocén édesvízi mészkövet a Kecő- (Kaffka-rét) és Jósfa-völgyben találunk alluviális üledékek társaságában.

A Baradla-barlang tágabb környezetének felszínfejlődési modellje

A karbonátos kőzettömeg kialakulása után — legkorábban a kréta tektonikai mozgásokat követően — a késő-kréta korban a terület szárazulattá válhatott, ennél fogva száraz térszíni lepusztulás, tönkösödés vette kezdetét. Ezt a folyamatot igazolja egy Gombaszög melletti mészkő hasadékból előkerült, pollen tartalmú vörösayag, mely késő-kréta korú (KORDOS 1975). A tönkösödés során a térszínből csekély mértékben kiemelkedő, vagy abba belesimuló trópusi karszt, esetleg plató alakulhatott ki. Felszínét a karbonátos kőzetek málladéka boríthatta, mely a későbbi eróziós folyamatok során lepusztult. A jelenlegi rétegsorokban nem ismert olyan reziduális üledék, mely kizárólag mezozoos lepusztulási anyagnak tekinthető. Az egykori felszíni formakincs átalakulása maga után vonta a korábbi málladéktakaró áthalmazódását és keveredését. Bár kétségtelen, hogy ezek egy része akár a neogént megelőző melegebb éghajlaton is keletkezhetett (BECK 1999), in situ

előfordulásukat kizárhatónak tartjuk. Véleményünk szerint az egykori mezozoos, felszíni formakincs megsemmisült, a jelenleg észlelhető karsztformák jóval fiatalabbak.

Már a korábbi felszínfejlődési modellek szerint is a száraz térszíni felszínfejlődés zavartalanul akár az alsó-miocénig elhúzódhatott (SÁSDI 1990). Ebben az időszakban indult meg az „Igal–bükki eugeoszinklinális” kialakulása, ami a karsztos terület előterének süllyedését idézi elő. A transzgressziót jelző képződmény a Bretkai Formáció abráziós, parti konglomerátuma, melynek lithothamniumos kötőanyagában elhelyezkedő kavicsanyagát az alapkőzet szolgáltatta. A konglomerátum egykori kiterjedésére mai legészakibb előfordulásából következtethetünk, melyek Spanie Pole – Beretke – Aggtelek – Bagolyvágás – imolai Ördöglyuk-víznyelő – Égerszög vonalában nyomozhatók.

A tengerelöntés helyszínéből arra kell következtetnünk, hogy a karsztos tömeg vizeinek erőziónázisa a mai hegység déli határán húzódott, vagyis a vízáramlás fő iránya ekkor nagyjából É–D-i volt (1. ábra).

A karszt előterének sülyyedése hosszú ideig tartó, nyugodt folyamatként zajlott. Hatására az üledékgyűjtőt a Szécsényi Slír Formáció finomhomokos, agyagos aleuritja töltötte fel. Területünkön a sülyyedék legmélyebb pontja Dövény közelében található, itt a slír vastagsága meghaladja a 800 métert. Az üledék felhalmozódása sekély tengerborítottság (100–300 m) mellett történt, s a rétegsor egyveretűsége arra utal, hogy a tengervályú sülyyedése lépést tartott az üledékvastagság növekedésével (BÁLDI 1983).

A slír tömegének nagy részét — ásványos összetevői alapján — a Vepor paleozoos tömbje szolgáltatta, ahonnan többszörös áthalmazódással kerülhetett az üledékgyűjtőbe. Az ásványspektrum fő komponensei lényegében a mai Sajó-üledékekével azonosak. Ugyanekkor a karsztos térszín

irányából is történhetett anyagszállítás, ha másként nem, oldott formában. A slírrétegsor 20–30%-os karbonáttartalmának zöme mindenképpen a mezozoos tömegből származhat.

A slírfelhalmozódás É-i határa valamelyest túlnyúlhatott a Bretkai Formáció elterjedési vonalán, de ennek mértéke — a csekély transzgresszió miatt — nem lehetett számottevő. A partvonal közelségére utalnak a Trizs–Ragály közötti slírkibukkanások levéllenyomatai is. A slírképződési folyamatot a Pétervársárai Homokkő Formáció durvább (feltehetően a Zabari Tagozat) anyagának megjelenése zárta. A keresztrétegzett, csillámos üledék a karszt előterében nem keletkezett, vagy már lepusztult; legközelebbi előfordulásai Alsószuha táján találhatóak, ahol helyenként összefogazódik a slírral. A homokkő lehordási területe részben a Szepes–Gömöri-érchegység volt, mint azt a Hangony környéki minták a glaukofántartalma is bizonyítja (SZTANÓ & JÓZSA 1996).

Feltételezhető, hogy a karsztvíz áramlási iránya ural-
kodóan továbbra is É–D-i maradt, s areális lepusztulás
jellemmezte a területet.

A karszt előterétől D-re, a Borsodi-szénmedencét kialakító tengerelőntések nem érték el a térséget; ez idő alatt a karsztos térszínen és előterében továbbra is száraz térszíni felszínfejlődés zajlott. A miocén során több fázisban lezajló vulkanizmus (Tokaj-környéke esetleg a Rimai-medence É-i pereme) következtében jelentős tufaszórás történt (főként riolittufa, de nem kizárt, hogy a Sajó-völgyi andezitgglomerátum is eljutott a fedetlen karsztig). A képződmények feltehetően számottevő vastagságban fedték le a karsztos térszínt, így valószínű, hogy az eróziós tevékenység első sorban ezen anyagok áthalmozódását jelentette. A vulkanoszediment rétegek lepusztulása olyan mérvű, hogy a felszínen napjainkban már csak Felsőnyárád térségében figyelhető meg gömbzárványos riolittufa, mely a sorozat legfiatalabb tagja. A karszt területére került vulkáni anyag fő komponensét képezi a meleg, csapadékos éghajlaton kialakuló, terra rossa jellegű málladéknak, mely nyomokban bauxitot is tartalmaz (CSILLAG 1954, BIDLÓ & MAUCHA 1964).

A kora-pannóniai folyamán sem lehetett számottevő szintkülönbség a karsztfennsík és a fedett karsztos előtér között. A felhalmozódó Edelényi Formációnak a karszt szomszédságában jellemző típusa a Debrétei Tagozat. Ez alsó részén többnyire tufás, leginkább száraz térszíni képződményre jellemző rétegsorral indul, általában lignittelepes, szürke, vagy tarka, aleuritos agyag – agyag dominanciájú, tavi összlet fedi le. Az üledékciklust agyag-, kőzetliszt-, homokrétegek váltakozásából álló, folyóvízi deltaképződmény zárja. Ez a rétegsor helyenként a kristályos hegységkeretből származó apró- vagy közepes méretű kavicsokat is tartalmazhat, többnyire nem számottevő mennyiségben. A tipikusnak



1. ábra. A Fontosabb lefolyási irányok az Aggtelek-Rudabányai-hegység környezetében a miocéntől napjainkig

Figure 1. The most important outflow ways in the surroundings of the Aggtelek-Rudabánya Mountains from the miocen until nowadays

1 – the location of the cave system, 2 – the direction of flows in the Miocene, 3 – the direction of the flows in the Pliocene and in the Pleistocene

mondható rétegsor jól megfigyelhető az Aggteleki-hegység K-i oldalán, elsősorban a Komjáti-medencében.

A déli előtérben a rétegsor alsó részét általában helyi lepusztulástermék adja, mely — elsősorban Rudabánya térségében, valamint a karsztperem DK-i részén (Szőlőskardó–Teresztenye térségében) tavi, széntelepes, vagy szénnyomos (esetleg olajpalás) képződményben folytatódik. Ezeket az egységeket itt is folyóvízi rétegek zárják. Nyugat felé haladva a pannóniai rétegsorból fokozatosan kima radnak a széntelepes rétegek, többnyire a bázist adó törmelék is; a folyóvízi üledék eróziós diszkordanciával, közvetlenül a slírre települ.

Alsószuhától ÉK-re, az egyik felhagyott kavicsfejtőben, alsó-pannóniaiaként nyilvántartott homokos összletben jelentős mennyiségű glaukofán jelenik meg (5,92 db%), ami egyértelműen bizonyítja az Ős-Bódva vízrendszerével való kapcsolatot. Az ásvány a Bódva recens üledékében egyedülállóan magas koncentrációban — átlagban >9 db% — fordul elő. Az ásvány a folyó felső szakaszának — pontosabban a Háji-patak völgyfő környéki (LESS & MELLO 2004) — glaukofánpala kibukkanásához kapcsolódik. Ennélfogva az ásványspektrum — az ásvány ritka megjelenése miatt — egyedi, és a származási terület általa megfelelően azonosítható (vö. hangonyi slír glaukofántartalma) SZTANÓ & JÓZSA 1996).

Az alsószuhai durvakavicsos üledékből arra következtethetünk, hogy a Komjáti-medence–Kánó–Alsószuha vonal adta az egykori vízhalózati tengelyét.

A pannóniai összletben számos ponton találunk édesvízi mészkövet, ami egykori karsztforrások által táplált tavakban keletkezett. A források egyik bizonyított kilépési pontja a Teresztenyei-fennsík Ny-i peremén helyezkedik el.

Területünkől D-re, főként a Bükk É-i előterében a fiatalabb pannóniai időszak meleg klímája a 400–500 m közötti jelenlegi tengerszint feletti magasságban viszonylag egységes, akár az Aggteleki-karszt lábáig nyúló felszínt alakított ki (PELIKÁN 2005).

Feltételezhetően a pliocén elejétől a térségben drasztikus tektonikai változások veszik kezdetüket, melyek a pleisztocén során is hatnak. A plio-pleisztocén kiemelkedések mértéke legalább 50–100 m (MEZŐSI 1998), de a karszt É-i vonulatainál elérhette a 300 m-t is (ZÁMBÓ 1998). A nyílt és fedett karszt végleges morfológiai szétválásának ideje LÁNG (1955) szerint a pliocén végére tehető. Szerinte az emelkedés következtén a karsztos térszín fedő üledékei lepusztultak, ezért a jelenleg ott fellelhető kavicsfoszlányok már nem az eredeti — hordalékerózióval létrejött — tönkfelszínen találhatók. (Véleményünk szerint ez a 400 m tengerszint feletti térszínen előforduló szórványkavicsok esetében érvényes.) A kiemelkedés mértékére leginkább az édesvízi mészkőelőfordulások helyzetéből következtethetünk: a 145 m tszf. magasságban lévőket pleisztocén, a 250–280 m tszf. magasságban lévőket késő-pliocén korúnak tartjuk (ALFÖLDI et al. 1975). A folyamatos emelkedés következtében folyóvölgyek teraszképződése a karszt É-i és K-i peremén csak a középső-pleisztocéntól követhető: a Kanyapta- és a Komjáti-medence legidősebb teraszai a Sajó

III. teraszszintjének felelnek meg, vagyis a riss-würm interglaciálisban alakultak ki. Vélhetően ekkor kapott nagyobb lendületet a tektonikusan preformált és korábban már eróziós úton is fejlődő Bódva-áttörés kialakulása.

A Ny-i oldalon ugyancsak komoly következményekkel járó változások történtek. A Vepor- és a Szlovák-érchegység közelsége miatt feltehetően a rudabányai területnél is számottevőbb elmozdulások következtében nagy szintkülönbség alakult ki a hegységkeret és a mai Putnoki-dombság térszíne között. A térségben rendkívül intenzív hordalékkúp-építés vette kezdetét. Anyagát az a hatalmas mennyiségű durva törmelék szolgáltatta, mely a kristályos keret előterében a korábbi eróziós folyamatok következtében halmozódott fel. A szállítás energiáját jellemzi, hogy a felhalmozódó kavics tömegben még Putnok közelében is találhatók görgetegben gazdag rétegek.

A felhalmozódással keletkezett, Borsodi Kavics Formáció elterjedését egyelőre nem ismerjük biztosan. Egy viszonylag jól követhető ív figyelhető meg Aggtelek–Alsószuha–Putnok vonalában a Sajó völgye felé. Maradványai a dombtetőkön 10–20 m vastagságú, sapkaszerű roncsokban maradtak fenn. Az elterjedés É-i irányba még vitathatóbb, de valószínűleg ez a terület már nem tartozott a hordalékkúpok kialakulásának hatókörébe. A hordalékkúp fejlődése során a tömegében lévő, felszín alatti vizek nívója is emelkedett, s rövidesen meghaladhatta a források szintjét. Emellett az a lehetőség sem hagyható ki, hogy az alacsony karsztplató a korábbi felszínfejlődés során akár több ízben is lefedődhetett a paleozoos hegységkeretből származó, folyóvízi hordalékokkal, s így a nagyobb magasságban előforduló szórványkavicsok jóval korábbi üledékekből származnak.

A Borsodi Kavics Formáció kora meglehetősen bizonytalan. Egy, a Baradla barlang Retek-ágából előkerült *Hyparrion gracile* (KRAUP.) lábszárcsont alapján JASKÓ (1932) a vízgyűjtő kavicsanyagát pliocénre datálja, s egyéb munkákban is ez az elfogadott besorolás. A kavics takarékos lepusztulása már közvetlenül a felhalmozódás után megkezdődött; LÁNG (1949) a kavicssal fedett, 370–380 m tszf. magasságban húzódó tönkfelszín Sajó felőli oldalán legmagasabban kialakult, VI. teraszt is a pliocénbe helyezi. Feltételezi továbbá, hogy a Sajónak a Rozsnyói-medencéből kivezető, kanyon-jellegű folyóvölgye szintén idősebb a pleisztocén-nél, vagyis az Aggteleki-hegység D-i előterében kialakult hordalékkúp építése a negyedidőszak kezdetére már bizonyosan befejeződött. Ebben az esetben a hordalékanyag átszállítása a karsztfennsíkon a Jósua-völgy felé legkésőbb a pleisztocén elején megkezdődhetett.

A barlang fejlődésére nézve további fontos folyamat, hogy a szintkülönbség létrejötté felgyorsítja a jósvafői antiklinális roncsolt felszínbe vágódó vízfolyás, nevezetesen a Jósua-patak hátravágódását. A korábban feltehetően nem túl jelentős patak akkor válik igazán fontossá a Baradla genetikája szempontjából, mikor átvágja a rosszul karsztosodó alsó-triász képződményeket. A Jósua 300–350 m-en elhelyezkedő, a torkolathoz viszonylag közel eső sziklateraszai már pleisztocén korúak (JASKÓ 1935). A

hirtelen eróziószint-váltást jól demonstrálja a viszonylag nagy, valószínűleg már a pannóniai korszakban is alakuló torkolathoz képest fiatal, meredek formakincsű völgy. Hasonló kontraszt még szembetűnőbben jelentkezik a Ménes-völgy esetében, mely nyilvánvalóan párhuzamosan fejlődött a Jósua-völgygel.

A Baradla-barlangrendszer kialakulása, fejlődése

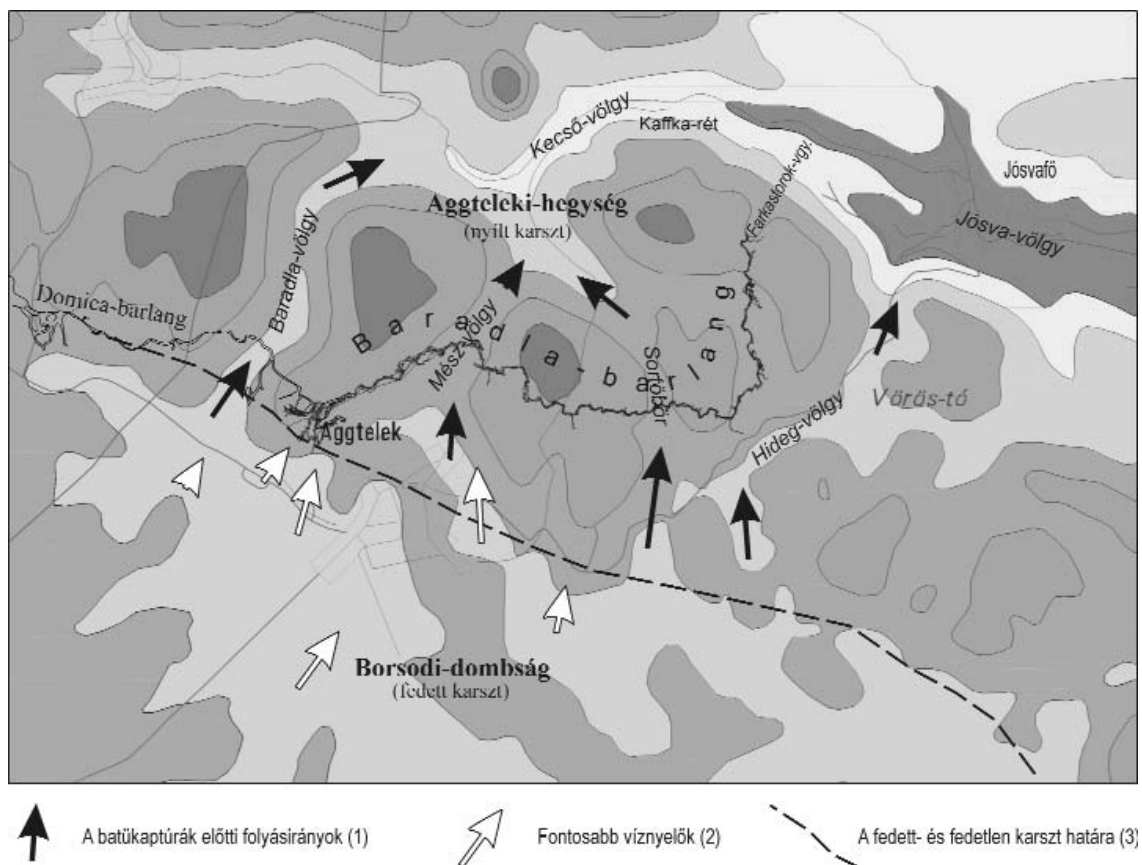
Amikor a korai vízhálózat fejlődésének következtében az aggteleki előtérben lévő üledékgyűjtő végérvényesen feltöltődött, a hordalékkúp magassága meghaladta a déli peremvidék forráskilépéseinek szintjét, s a karsztvíz áramlásának iránya D felé ellehetetlenült. Mivel a hordalékkúp magassága a térségben kevéssel meghaladta a 380 m tszf. magasságot, a piezometrikus szint is ehhez igazodott. Az első átfolyások — már akár a hordalékkúp fejlődésének végső szakaszában — a karszt felszínén is utat találhattak a Jósua-völgy felé.

A Rudabányai-hegység közelében a vízfolyások viszonylag könnyebben jutottak el a Bódva irányába (Henc-völgy; a Rét-patak kifolyása). Aggtelek közelében egyre határozottabb, északias irányítottságú völgyek alakultak ki. Ilyenek pl. az Aggteleki-fennsík völgyei: a Hideg-völgy, a

Mész-völgy, melyek Almási-völgy által csatlakoznak a Kecő-, ill. a Jósua-völgybe, valamint a Baradla-völgy (2. ábra). A Jósua mélyülése miatt a triász kőzetekben a karsztvízszint lejjebb szállt, így a völgyek mentén meder-nyelők alakultak ki. Ezek közül a legmarkánsabb — és valószínűleg a legidősebb — a Hideg-völgy, melynek torkolata kb. 350 m tszf. magasságban nyílt; ehhez a szinthez igazodnak a Jósua sziklateraszai és a Jósua-völgy É-i szomszédságában található, fennsík jellegű terület a Kuriszlán–Szelce-völgy irányában.

A Domica–Baradla-barlangrendszer kialakulási elméleteinek egyik fontos alapproblémája, hogy míg a barlangrendszer morfológiailag jól elkülöníthető, látszólag önálló fejlődésű szakaszokra bontható, addig a rendszer maga komplett egységet képez.

Az első (és a Baradla–Domica-rendszer számára talán egyetlen) lecsapolási pont egy kb. K–Ny csapású, tektonikus helyzetű vízzáró zóna miatt a Kecő-völgy Farkas-torok-völgyhöz közeli, D-i lejtőjén található Kaffka-réten lehetett. Mivel az ősi forrás maga felé irányította a tőle Ny-ra eső teljes karszttömeg felszín alatti vizeinek áramlását, igen nagy vízhozamokkal kell számolnunk. Ez a víztömeg képes lehetett arra, hogy túl a hasadékrendszer korróziós tágításán, az optimális elvezetési irányok kihasználásával egy kizárólag korróziós úton kialakított barlangfolyosót (SZENTHE 1986) — nagyjából a mai Főág nyomvonalában —



2. ábra. A vízfolyások irányai az Aggteleki-hegység területén a negyedidőszakban

Figure 2. Watercourse ways on the territory of the Aggtelek Mountains in the quarter period

1 – The direction of flows before the depth-captures, 2 – The more important sinkholes, 3 – The boundary of the covered and uncovered karst

alakítson ki. Ez magyarázhatja, miért nem sikerült bizonyíthatóan megtalálni az egyes szakaszoknak a Kecső felé nyíló forrászónáját. Ezek esetleges felfedezése esetén azonban nincs megfelelő hidrológiai indok arra, hogy ezen önállóan is működőképes barlangoknak végül miért kellett volna később rácsatlakozniuk a Főágra és a Jósza-forrásba leadni a vizüket? Ehhez a kérdéshez szolgál fontos adalékként az a felismerés, hogy napjainkban a Kecső-patak a szlovák oldalon kialakult modernyelőinek vize sem a rövidebb utat követve, a patak torkolatának táján tör felszínre, hanem feltehetően jelentős kitérővel a hidrológiai rendszerre erőteljes „elszívó hatást” gyakorló Hosszú-alsó-barlangra csatlakozva, a Jósza-forrásban jelenik meg. Vagyis: a fiatal járat esetében a Főág korai fejlődési stádiuma megismétlődni látszik.

A felszíni vízfolyások batükaptúrák általi folyamatos lefejeződése a korábbi modellek alapját szolgáltatta (JAKUCS 1952, 1971; DÉNES 1971). Az egykori felszíni, a Jósza–Kecső irányába igyekvő — vagyis a felszín alatt kialakult vízelvezetési pályára közel merőleges — vízfolyások egykori modernyelői a mélységi lefejezéstől kezdve az intenzíven működő Főág felé dolgoztak, ennek következtében az eróziós fejlődési szakaszban is már csak ezt az utat követhetik. Az oldásos folyamatok révén egyre fejlettebbé váló járatkezdeményeken megindult a kavicsanyag behordódása. A sokkal intenzívebb eróziós folyamatok az eredeti Főág csatornájának méretét többszörösére tágitották, s egyszersmind eltörölték az egykori oldódásos folyamatok által létrejött formakincs túlnyomó részét is.

A visszamaradó sajátságos, az egykori folyóvölgyekhez köthető, vörösayagos többsorok — melyek az ún. „Aggteleki-fennsík” és a Szelce-völgytől D-re, a 310–350 m-es szintközkhöz köthetően jelennek meg (vagyis a Jósza-völgy felső részének két oldalán, az intenzív karsztosodás zónájában) — morfológiailag jól elkülöníthetők a magasabb, 500 m körüli tönkfelszínen (Alsó-hegy-fennsíkja), valamint a fiatalabbnak tartott, alacsonyabb, 270–280 m-es térszínen (pl. „Jósvafői-fennsík”) kialakult oldásos formáktól (JAKUCS 1964).

A felszínfejlődés során a Bódva völgye felé vezető vízfolyások folyamatosan hátravágtak Ny-felé. Ha elfogadjuk azt, hogy a nem karsztos térszínről a Kecső-patak felé kialakuló völgyek fejlődése szorosan összefügg a patak hátravágódásának ütemével, akkor feltételezhetjük, hogy a barlangrészek kialakulása időrendben K-ről Ny-ra történt (a közeli részek egyidejűsége természetesen nem zárható ki), s a rendelkezésre álló kavicsos hordalék mennyiségének függvényében fejlődésük intenzitása is nőtt. Eszerint a barlangjáratok keresztmetszvényének mérete csak másodlagosan függ a levezetésre kerülő víz mennyiségétől (JAKUCS 1956); ezt elsődlegesen az átszállított kavicsos kőzettömeg mennyisége szabja meg. Bár a Ny-i részen, az országhatár közelében délies irányban történik a hátravágódás, a jelenlegi vízgyűjtő terület növekedése mérsékelt lehetett.

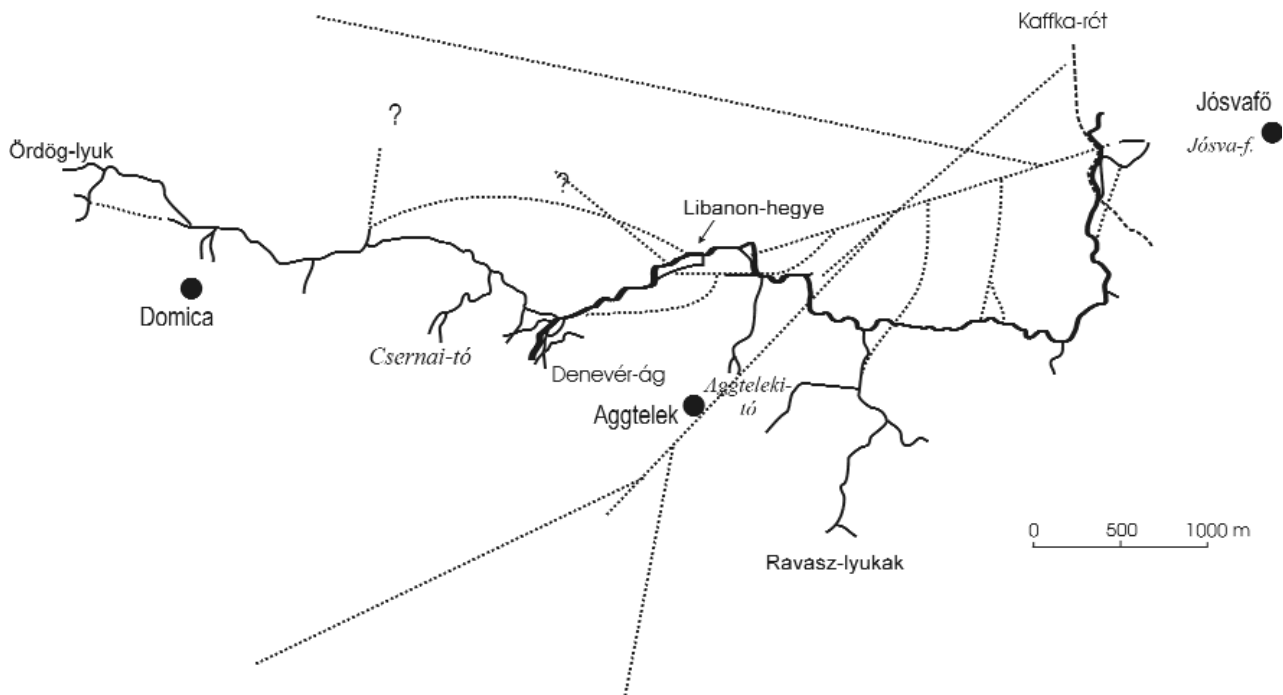
A magasabban fekvő járatrészek — pl.: Meseország, Retek-felső, Denevér-ág, Száraz-Domica — az adott sza-

kasz legidősebb részei és nem zárható ki, hogy fejlődésük iniciális szakaszában önálló egységet képeztek, de valószínűleg már ebben a stádiumban is a Főággal kommunikáltak (1. Denevér-ág és a Főág kapcsolódása). Valószínűnek tartjuk, hogy a Főág szintjéhez tartozó járatrendszer kialakulása egységesen történt. Ebbe az elméletbe nehezen illeszthető a Domica-rendszer, melynek jelenlegi csatlakozási útvonala, a Styx viszonylag fiatal szakasznak tűnik, ám ez csak akkor lenne bizonyított, ha felfedeznék a Kecső felé vezető ágot. Elméletileg az sem lehetetlen, hogy a szlovák területre eső járatrész egy jelenleg még ismeretlen járatral kapcsolódott a Főághoz. (A Baradla-rendszer meglévő és feltételezhető összefüggéseit a 3. ábra mutatja be.)

Ha elfogadjuk a korábbiakban felsorolt események hatásmechanizmusát a barlangrendszer létrejöttére, akkor a barlang iniciális szakaszainak kialakulását arra az időpontra kell helyezni, amikor a Jósza-völgy megközelítette a mai forrásvidéket. A keletkezést megelőző időszakok döntő eseményei a Borsodi Kavics Formáció felhalmozódása a karszt előterében (esetleg a Csetnek-patak által) a pliocén során, ami feltehetően a valachi mozgásokkal zárul, és a Sajó, valamint a Sajó és a Bódva vizeinek jelentős hátravágódását beindító tektonikai mozgások a gүнz–mindel interglaciálisban (GAÁL & BELLA 2005). A Jósza–Kecső rendszer fejlődése irányítja a karszton keresztül kialakuló völgy sorok fejlődését s legkorábban ebben az interglaciálisban történhetett meg a Baradlát magába foglaló karsztos tömeg lecsapolási pontjának kialakulása a Farkastorok-völgyben. Valószínűtlennek tűnik azonban, hogy ez a rövid időszak elegendő lehetett a hatalmas méretű eróziós formák kialakulásához. Ha figyelembe vesszük, hogy az eljegesedések periglaciális, relatíve száraz éghajlata nem kedvez az eróziós folyamatoknak, úgy a barlangrendszer fejlődése feltehetően megrekedt a korróziós szakaszban, vagyis a főág vízelvezető pályájának kialakulásakor.

A továbbfejlődést segítő időszak a következő interglaciálisban adódott. A mindel–riss meleg, csapadékos klímája kiváló feltételeket biztosíthatott a kavics nagy tömegben történő szállítására előbb a felszíni völgyekben, majd a korábban tisztán korróziós csatornán keresztül. A felszín alatti eróziós folyamatok feltehetően rövid idő alatt, drasztikusan átalakították a járat képét, kialakítva a mai formakincset, javarészt eltörölve a korábbiakat. A vízgyűjtő terület nagysága, a vízhozamok és a behordásra kerülő kavics mennyisége, valamint a folyamat időtartama optimális körülményeket biztosított a Budai Nagy-alagútig 18 m-es főtemagassággal jellemezhető szakasz kialakulásához.

Nem tudhatjuk pontosan, hogy az aktív időszak túl erőteljes szelvénytágulási folyamata vagy a riss glaciális hosszú korróziós időszaka, esetleg a fiatalabb pleisztocén tektonikai mozgások okozták-e a barlangüreg több pontján bekövetkezett nagymérvű fűteszakadásokat. A vízfolyást gátló omlások miatt a következő interglaciális aktív szakaszában a felszín alatti vízfolyás hatalmas tömegű hordalékot halmozott fel. Ez a jelenség jól ismert a mesterséges gátak



3. ábra. A Baradla-Domica-rendszer és feltételezett kapcsolatai (szerk. SÁSDI L. 2008)

Figure 3. The supposed connections of the Baradla-Domica system (compiled L. SÁSDI 2008)

építésénél is; a Baradlában a közelmúltban emelt Füredi-gát a Csónakázó-tó medrében csaknem 4 m vastagságú agyag-felhalmozódást okozott. Az akkumuláció azonban — a mészkő vastagpadosságából is következő, nagyméretű kőtörmelékek részleges átjárhatósága miatt — a főágban nem vezetett a járat teljes elzáródásához és az omlásokat követően azonnal megindulhatott a kitisztulási folyamat.

Az akkumulációs időszak korát igazolja az üledékek paleomágneses vizsgálata, mely 120 ezer éves maximális kort mutatott ki (BOSÁK 2004) és alátámasztja a hasonló eredményekkel zárult, a törmelékanyag felső szintjéből vett cseppkőminták radiometrikus koradatait vizsgáló mérés-sorozat is (LAURITZEN 1994). Hasonló megállapításra jutottak az újabb radiometrikus kormeghatározások során is (ZÁMBÓ et al. 2002), melyek eredményei szerint a főág kora minimum 150 ezer éves, kialakulását a riss glaciálistól számolják. A barlang főbb morfológiai egységei az utolsó glaciálisban már a mostanihoz hasonló képet mutathattak. Ezt támasztják alá pl. az 1970-es években a Morea törmelékének felső részén nagy valószínűséggel in situ talált fiatal barlangi medve csontjai is.

Azok a járatok, melyek „kimerítették” a felszíni kaviccsutánpótlásukat, nem fejlődhettek tovább. Megfelelő csapadékelvezetéssel még funkcionálhatnak, de egy részük az agyagos hordalék következtében feltöltődött és kiiktatódott a rendszerből. Az egykori kavicsszállítást azok a járatok bizonyítják, melyek jelenlegi vízgyűjtőjén már nincs kaviccs, ugyanakkor a járatok kitöltésében jelentős mennyiségű kvarcit és egyéb, területidegen komponens található. A feltöltődésre kiváló példa a jósvafői szakaszban lévő Arany utca, de hasonló sorsra jutatható az aggteleki szakaszban a Róka-ág, melynek a Főágra való eredeti becsatlakozása

feltehetően szintén feltöltődött. A vízgyűjtők egykori fel-színe folyamatosan változott, a már meglévő rendszerre később újabb járatok csatlakozhattak, mint pl. a Csernai-, a Törökmecset- és a Vörös-ág, azonban a rendelkezésre álló kavicsanyag mennyisége már olyan csekély volt, hogy csak szerény szelvényméretek alakulhattak ki.

A víznyelők vonalának hátravágódása ma is tartó folyamat, jellegzetes példa erre a Bába-lyuk víznyelő Aggtelek határában. Egyelőre nem számottevő, de a távolabbi jövőre nézve egyre jelentősebbé váló folyamat a topográfiai vízgyűjtő várható É-ra tolódása Trizs és Ragály felől, a vízválasztótól D-re futó konzekvens patak völgyek erőteljes fejlődése következtében.

Nagyon valószínű, hogy sem az egyes járatszintek, sem a teraszok elhelyezkedéséből nem lehet következtetni a barlang korára. JASKÓ (1933) egy felső járatszintet („Padlás”) a pliocénbe sorolja, a főágot a Duna fellegrvári teraszával egykorúnak véli, de belátja, hogy a feltöltések következtében fiatalabb járatok akár magasabb szinten is képződhetnek. KESSLER (1938) munkájában világosan felismerhető teraszszinteket ír le (a patak szintjétől cca. 1 és 3 m-es magasságban), de ezek szintén nem alkalmasak az egyes járatrészek viszonylagos korának meghatározására. Hasonló megállapításra jut SZENTHE (1986) a színlők tanulmányozása során.

Ugyanez a helyzet az ún. agyagdombokkal, hordalék-teraszokkal is. Korábban hajlamosak voltunk ezeket általános hatásnak betudni, pl. a glaciális miatti hozamcsökkenésnek. Ma úgy véljük, ez az elképzelés teljesen alaptalan; a kialakulásukhoz nincs szükség éghajlati hatásra, és semmi nem igazolja, hogy az egyes szakaszokon világosan megtalálható teraszszintek azonos korúak. Ugyanígy az

omlások egyidejűsége is valószínűtlen. Önálló folyamatnak kell tartanunk a Nehéz-út melletti szakaszt visszaduzzasztó Libanon omlását, melynek hatására a főág szinte teljesen feltöltődött, szintén különálló esemény lehet a Morea omlása, mely ugyancsak az egész aggteleki szakaszt visszaduzzasztotta vagy a Vaskapu két ütemben történt omlása.

A Baradla-rendszer további fejlődését erősen korlátozza a megfelelő mennyiségű és méretű kavics-hordalék hiánya. Hordalékfogós vizsgálatokból tudjuk, hogy a legnagyobb árvizek során is csak max. 3,6 cm-es átmérőjű kavicsanyag mozog (PIROS & GYURICZA 1984), holott a barlang kavicsos feltöltésének anyagában a 10 cm körüli átmérő sem ritka. A jelenleg szállított, eróziós szempontból jelentős hordalék a durvahomok, a rendszeren történő ritka átfolyások (már csak a nagy árvizeknél jut el víz az Óriások-termi-víznyelőig) már nem végeznek látványos járatalakító tevékenységet. Kérdéses, milyen intenzitású az eróziós járatalakulás a jelenleg aktív Hosszú-alsó-barlang rendszerében? Nagy valószínűséggel állíthatjuk, hogy a durva hordalék erősen megcsappant mennyisége miatt a primer korróziós csatornához képest nem várható számottevő járatalakulás, vagyis a feltárás során szűk szelvényekkel és hosszú szifonsorokkal kell számolni.

Összefoglalás

A Baradla-barlangrendszer tágabb környezetéről összegyűjtött információk alapján megállapítható, hogy a karsztos terület előterében a mezozoikum után kialakult üledékgyűjtő hosszú időn keresztül alapvetően meghatározta a térség vízfolyásainak irányát. Ezen időszak alatt a karsztos tömeg felszínén többnyire száraz térszíni lepusztulás történt, egyes időszakokban feltételezhető a kialakult tönkfelszín részleges lefedődése is a kristályos hegységkeretből ideszállított törmeléken üledék, a fiatalabb korokban pedig vulkanoszediment által.

A feltehetően pliocén eleji, drasztikus tektonikai mozgások következtében az ősi vízhalózat a Szepes–Gömöri-érchegység felől hatalmas tömegű, durvakavicsos kőzettömeget halmozott fel, mely végérvényesen feltöltötte a karsztos vonulat előterét, megszüntetve a korábbi vízhalózatot. A hordalékkúp építésével párhuzamosan az Aggteleki-hegység K-i oldala felől nagy intenzitású völgyképződési folyamat indult meg, mely a pleisztocén közepére már biztosan elérte a jósvafői térséget és meghatározta a karsztos tömeg vízháztartásának alakulását. A mészkőtömegben a beszivárgó csapadék- és olvadékvizek korróziós hatása révén egy nagy kapacitású, felszín alatti, primer gyűjtőcsatorna alakult ki, mely vizét feltehetően a Kaffka-rét környékén, cca. 270 m tszf. magasságban adta le a Jósva felé. A karsztfelszínen, valószínűleg a mindel–riss interglaciálisban a Jósva–Kecső rendszere felé haladó patak-völgyek mélyülésük során elérték a nyílt mészkőfelszínt és lefejeződtek, a kialakuló korróziós majd eróziós járatok rácsatlakoztak a juvenilis Főágra, mely a nagytömegű durva hordalék hatására erózós barlangi folyosóvá alakult. Az egyes járatszakaszok rácsatlakozása a Főágra a Kecső-patak völgyének fejlődését követve K-ről Ny-i irányba haladt, a kialakuló barlangszakaszok formakincsét és méreteit vízgyűjtőik nagysága és az azon megtelepült Borsodi Kavics Formáció mennyisége határozta meg.

A barlang fejlődésének következő szakaszát a nagymérvű omlások kialakulása jelentette, melynek számos oka lehet, legvalószínűbb a glaciális időszak korróziós folyamatai által okozott főtélazulás. A Főágban képződött gátak miatt a riss–würm interglaciális időszakában hatalmas tömegű üledék halmozódott fel, melynek eróziója azóta is, egyre gyengülő tendenciával folyik. A Jósva–Kecső-rendszer holocén eróziója következtében a barlangrendszer erózióbázisa is mélyebbre került, a Főág alatt kialakult az ún. Alsó-barlangok vízrendszere, mely napjainkban a közepes vízhozamokat már a Főág mellőzésével vezeti a Jósva-forrásokhoz.

Irodalom — References

- ALFÖLDI L., BALOGH K., RADÓCZ Gy. & RÓNAI A. 1975: *Magyarászó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. M-34-XXXIII. Miskolc.* — MÁFI, Budapest. 277 p.
- BÁLDI T. 1983: *Magyarországi oligocén és alsómiocén formációk.* — Akadémiai Kiadó, Budapest. 293 p.
- BECK, R. K. & BORGER, H. 1999: Soils and relief of the Aggtelek (NE Hungary): record of the ecological impact of paleoweathering effects and human activity. — *Acta Geographica Szeged* **36**, 13–30.
- BIDLÓ G. & MAUCHA L. 1964: A Jósvalő környéki karsztüledék vizsgálata. — *Az Építőipari és Közlekedési Műszaki Egyetem Tudományos Közleményei* **10**, 71–82.
- BOSÁK, P., MÓGA J., KADLEC, J., PRUNER, P. & CHADIMA, M. 2003: Előzetes beszámoló a Baradla-barlangban végzett paleomágneses vizsgálatokról. — *Karsztfejlődés VIII*, Szombathely, 297–307.
- CSILLAG P. 1954: Jelentés a Bükk-hegység DK-i és ÉK-i peremvidékén és Aggtelek–Jósvalő környékén végzett földtani térképezési munkáról. — Kézirat, Magyar Állami Földtani, Geofizikai és Bányászati Adattár, 86 p.
- DÉNES Gy. 1971: A fokozatosan lepusztuló vízzáró takaró szerepe az exhumálódó karszt morfológiai fejlődésében. — *Karszt és Barlang* **1**, 5–8.
- GAÁL, L. & BELLA, P. 2005: Vplyv tektonických pohybov na geomorphologický vyvoj zapadnej časti slovenského krasu. — *Slovenský kras* **43**, 18–36.
- GRILL J., KOVÁCS S., LESS Gy., RÉTI Zs., RÓTH L. & SZENTPÉTERY I. 1984: Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtani felépítése és fejlődéstörténete. — *Földtani Kutatás* **27/4**, 49–56.

- HIPS K. 2003: Gutensteini Formáció a Szilicei-takaró Aggteleki faciesében. — *Földtani Közlöny* **133/4**, 445–468.
- JAKUCS L. 1952: Aggteleki cseppkőbarlang. — Művelt Nép, Budapest, 119 p.
- JAKUCS L. 1956: Adatok az Aggteleki-hegység és barlangjainak morfogenetikájához. — *Földrajzi Közlemények* **80/1**, 25–38.
- JAKUCS L. 1964: Geomorfológiai problémák az Észak-borsodi Karsztvidéken. — *Borsodi Földrajzi Évkönyv* **5**, 12–23.
- JAKUCS L. 1971: *A karsztok morfogenetikája*. — Akadémia Kiadó, Budapest, 310 p.
- JASKÓ S. 1932: A Baradla új részeiről. — *Földrajzi Közlemények* **60/9–10**, 157–159.
- JASKÓ S. 1933: Morfológiai megfigyelések és problémák A Gömör-Tornai karsztvidék délkeleti részében. — *Földrajzi Közlemények* **61/7–8**, 245–251.
- JASKÓ S. 1935: a Jósua-patak völgyének geológiai leírása. — *Földtani Közlöny* **65/10–12**, 291–300.
- KESSLER H. 1938: Az aggteleki barlangrendszer hidrográfiaja. — *Földrajzi Közlemények* **66/1–3**, 1–30.
- KORDOS L. 1975: MELLO J., SNOPOKOVÁ P. 1975: Felső-kréta kitöltés a gombaszögi kőbánya triász mészkőbányában. (könyvismertetés). — *Karszt és Barlang* **1–2**, p. 34.
- LAURITZEN, STEIN-E. & LEÉL-ÖSSY SZ. 1994: Előzetes koradatok egyes baradlai cseppkövekről. — *Karszt és Barlang* **1–2**, 3–8.
- LÁNG S. 1949: Geomorfológiai és hidrológiai tanulmányok Gömörben. — *Hidrológiai Közlöny* **1–2**, 2–10., 5–6., 141–148. és 9–10., 283–289.
- LÁNG S. 1955: Geomorfológiai tanulmányok az aggteleki karsztvidéken. — *Földrajzi Értesítő* **79/1**, 1–20.
- LESS GY. & MELLO, J. (szerk.) 2004: Geological map of the Gemér-Bükk area. — MÁFI, Budapest.
- MAUCHA L. 1998: Az Aggteleki-hegység karszthidrológiai kutatása eredményei és zavartalan hidrológiai adatsorai 1958–1993. — Kézirat, Vituki Zrt. Hidrológiai Intézete, 82 p.
- MEZŐSI G. 1998: A Borsodi-dombság tájföldrajzi jellemzése. — *Földrajzi Értesítő* **47/3**, 395–408.
- PELIKÁN P. (szerk.) 2005: *A Bükk hegység földtana*. — Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest, 284 p.
- PIROS O. & GYURICZA GY. 1984: A Baradla-barlang eróziós-genetikai vizsgálata. — A Nehézipari Műszaki Egyetem Közleményei. I. sorozat, Bányászat **33/1–4**, 47–55.
- SÁSDI L. 1990: Az Aggtelek-rudabányai-hegység karsztjának földtani fejlődéstörténete. — *Karszt és Barlang* **1991/1**, 3–8.
- SZENTES GY. 1965: Földtani, tektonikai és genetikai vizsgálatok a Baradla- és Béke-barlangban. — *Karszt és Barlang* **1965/2**, 71–78.
- SZENTHE I. 1986: Néhány fontosabb hazai barlang keletkezésének újraértelmezése kisformák morfogenetikai értékelése alapján. — Kézirat, 18 p.
- SZTANÓ, O. & JÓZSA, S. 1996: Interaction of basin-margin faults and tidal currents on nearshore sedimentary architecture and composition: a case study from the Early Miocene of northern Hungary. — *Tectonophysics* **266**, 319–341.
- ZÁMBÓ L. 1998: Az Aggteleki-karszt felszínalaktani jellemzése. — *Földrajzi Értesítő* **47/3**, 359–378.
- ZÁMBÓ L., FORD, D. & TELBISZ T. 2002: Baradla-barlangi cseppkőkoradatok a késő negyedidőszaki klímaingadozások tükrében. — *Földtani Közlöny* **132/különszám**, 231–238.
- Kézirat beérkezett: 2007. 11. 26.