

## AZ AGGTELEK–RUDABÁNYAI–HEGYSÉG KARSZTJÁNAK FÖLDTANI FEJLŐDÉSTÖRTÉNETE

Sásdi László

### ÖSSZEFOGLALÁS

*A tanulmány áttekintést nyújt a múltbeli és a jelenlegi karsztfejlődés jelenségeiről. Részletesen tárgyalja a hegység jelenlegi képét kialakító tektonikai változásokat. Ezek alapján rámutat az egyes földtani korokban lejátszódó karsztosodás nyomaira, valamint a jelenleg megfigyelhető mozgások és a lepusztulás következtében folyamatosan változó hidrogeológiai aktivitásra. Munkája hézagpótló az egész hegység karsztgenetikai képének megrajzolásához. (Maucha L.)*

A hegység fejlődéstörténetével már számos szakember foglalkozott, publikációikban azonban a témának csak 1-2 bekezdést szenteltek, illetve csak részterületekkel foglalkoztak. A 80-as évek első felében a területen végzett földtani újratérképezés eredményeként számos új, bizonyító erejű adat birtokába jutottunk, ami lehetővé tette a régebbi adatok újraértékelését és az Aggtelek-Rudabányai-hegység fejlődéstörténetének részletesebb kidolgozását.

A hegységben megismert kőzetek alapján a területet a felső-permtől a felső-juráig tenger borította (Grill J. et al. 1984). A felső-jurától a felső-krétaig tartott az a folyamat, melynek során a takarós szerkezet kialakult. Felső-kréta üledékek több helyen is előfordulnak: a felső-hegyi Miglinc-völgyben (Szlovákia) tektonikus helyzetű szenon platform-mészkö, a Gombaszög melletti kőbányában szárazföldi agyag (Kordos L. 1972), Dobsinán characeás édesvízi mészkö. Ez alapján az Aggteleki-karsztot is magába foglaló Gömör-tornai-karszt tengerparti szárazulat lehetett a felső-kréta idején, és ekkorra tehető a karsztos lepusztulás kezdete.

Bizonyítottan a kréta kori karsztosodás eredményeként keletkezett felszíni karsztformát vagy barlangot nem ismerünk, ezeket későbbi denudációs hatások átformálták vagy elpusztították. A gombaszögihez hasonló, pollenekkel bizonyított kréta korú szárazföldi üledékekkel kitöltött hasadékok is csak véletlenszerűen találhatunk, erre az esély minimális.

Természetesen a hegység morfológiai képe semmiben sem hasonlítható a jelenlegihez. Az egyes hegység részek (pl. Alsó-hegy, Felső-hegy) néhány km-rel K-ebbre helyezkedtek el, és csak a kréta-eocén határon lezajlott eltolódásos mozgások során kerültek jelenlegi helyükre. A Rudabányai-hegység a középső oligocénben még

több 10 km-rel DNy-ra volt, jelenlegi helyét csak a középső-miocénben érte el.

Az eocén és oligocén időszakokra vonatkozóan semmilyen konkrét adattal nem rendelkezünk. Egyedüli támpont a Kostisovce melletti fúrás, mellyel miocén bázisrétegek alatti, áthalmazott, bauxitkavicsos vörösgyagot harántoltak, kora azonban kérdéses (Alföldi L. et al. 1975).

Az oligocénben a Gömör-tornai-karszttól DNy-ra nagy kiterjedésű üledékgyűjtő medence alakult ki. Az ebben É-i irányban transzgradáló tenger első képződménye egy abráziós tengerparti mészkőkonglomerátum, melynek lithotamniumos mészanyagában helyi, triász mészkőből származó mm-es, cm-es kavicsok cementálódtak. A képződmény legészakibb előfordulási pontjai egyben az akkori tenger partvonalát is adják, mely Spanie-Pole-Bretka-Aggtelek, Bagolyvágás-Imola, Ördöglyuk-víznyelő-Égerszög-Kánó-Rudabánya vonalban húzódik (1. ábra). A képződmény elterjedése és a transzgresszió iránya utal arra, hogy az említett vonaltól D-re levő terület (pl. Alsószuha környéke) – ma fedett karszt – a középső-felső-oligocén idején még szárazulat volt a jelenlegi Észak-borsodi-karszttal együtt, ahol karsztos denudáció fejtette ki hatását.

A konglomerátum felett – de képződésével egyidőben – alsó-miocén slírösszlet települt, mely 60–300 m mélységben ülepedett le. Ennek alapján bátran valószínűsíthetjük – számításba véve a tengermélységet és a későbbi lepusztulás mértékét –, hogy az akkoriban feltehetően egységes tönkfelszínű Észak-borsodi-karszt egy része vízzel borított volt (2. ábra), s az ekkor itt keletkezett vékony üledékösszlet későbbi denudációs hatásokra pusztult le, úgy tűnik nyom nélkül. Ez a lepusztulás a helvét-torton időszakban történhetett.

Az eddigi földtani adatok alapján a miocén elején érkezik jelenlegi helyére a Szőlösárdótól K-re ismert két, középső-felső-triász kőzetekből álló tektonikai egység, míg a Rudabányai-hegység tömege a középső-miocénben fejezi be ÉÉK-i irányú elvonszolódásos mozgását. Ezek a tektonikailag különálló tömbök hozzányomódtak a Jósva-völgy D-re levő alsó-triász közettömegéhez, s valószínűleg ennek következtében nyomódott É felé a Jósva-völgyi antiklinális tengelye.

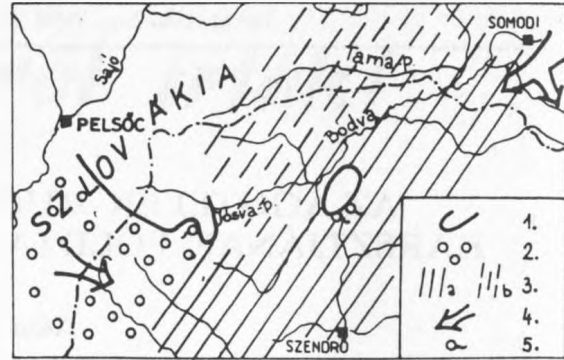
Torton, esetleg szarmata idejű karsztosodásra utaló nyomokat csak a rudabányai vasércbánya területén ismerünk. Itt az ercesedett triász kőzetek felett – a pannon üledékek fekvésében – vörösgyag található (esetleg áthalmazott), melyet a bányásznyelv „löhús”-ként említ.

A szarmata idején Szlovákiában, ill. Putnok környékén andezitvulkanizmus volt, mely tavi-folyóvízi környezetben zajlott. Az agglomerátum és tufarétegek között kavics- és homokrétegek találhatóak, a kavicsok anyagát Vepor-hegységből származó kvarcit, Gömör-tornai-karsztról származó triász mészkő és dolomit, továbbá kovásodott fatörzsek alkotják. Ez arra utal, hogy a Gömör-tornai-karszt szlovákiai részén mindenképpen szárazföldi lepusztulás és jelentős folyóvízi anyagszállítás volt. A magyarországi területrészek szarmata végi szárazföldi lepusztulására csak a pannon üledékek fekvésében helyenként előforduló, helyi anyagú baziskavicsok utalnak.

A szarmata végi, Tokaji-hegységi vulkanizmus az Észak-borsodi-karszton is éreztette a hatását, s a karszterületet riolituffa lepel borította be. Vastagságát nem ismerjük, csereháti adatok alapján 5–10 m lehetett. Az összlet a pannon elején lepusztult, áthalmazott anyaga a süllyedni kezdő medenceterületek mélyedéseiben, a

1. ábra Oligo-miocén üledékek elterjedése az Észak-borsodi-karszton. Jelmagyarázat: 1. bretkai mészkőagglomerátum, 2. putnoki slír, a = biztos, b = feltételezett, 3. transzgresszió iránya.

Fig. 1. Distribution of the Oligo-Miocene sediments in the North Borsod karst area. Legends: 1. Bretká limestone conglomerate, 2. Putnok schliers, a = fixed, b = supposed, 3. direction of transgression



2. ábra. Felső-pannon üledékek elterjedése az Észak-borsodi-karszton. Jelmagyarázat: 1. nyílt karszt, 2. agyagos kavicsösszet, 3. agyagos, homokos, lignites üledék, a = biztos, b = feltételezett, 4. anyagszállítás iránya, 5. forrásműködés

Fig. 2. Distribution of the Upper Pannonian sediments in the North Borsod karst area. Legends: 1. bare karst, 2. argillaceous gravel, 3. argillaceous, arenous lignite sediments, a = fixed, b = supposed, 4. direction of sediment drift, 5. spring

pannon üledékek fekvésüként található meg. Jelenlétére utal még, hogy a karszterület vörösgyagos üledékeinek iszapolási maradvékában dipiramisos kvarckristály szemcsék fordulnak elő.

A pannon elején a pannon üledékgyűjtő medence részeként kisebb részmedencék alakultak ki a karszterület D-i és K-i határánál. Ezek egy része ÉK felőli anyagutánpótlódással rendelkezett (Kanyapta-, Felső-Bódva-, Rudabányai- és Szendrői-hegység közötti medence), amire az összlet glaukofanit tartalma utal.

A Rudabányai-hegységtől Ny-ra és DNy-ra elhelyezkedő Észak-borsodi-dombvidék üledékgyűjtője NyÉNy felől származó anyaggal töltődött fel. (2. ábra). A két területegység határvonala Perkupa környékén volt, kapcsolat csak a pannon végén alakult ki köztük. A pannon üledékeket Aggtelek és Trizs környékén miocén slírre települt agyagos-homokos kavicsösszet, míg a többi területrészen agyagos-homokos-kavicszinóros-lignitcsíkos összlet alkotja. Ennek alsó rétegeiből kerültek elő a világhírnévre szert tett Rudapithecus hungaricus 10 millió éves csontmaradványai is (Kordos L. 1985).

Alsó-pannon időszakban kialakult karsztos formakincset a Rudabányai-hegység környezetében ismerünk. Alsótelekes mellett a külfejtéses gipszbányában eltemetett fosszilis gipszkarszt található (Sásdi L. 1985), míg a községtől D-re néhány erckutatató fúrás harántolt pannon üledék alatti hallstatti mészkőben légtér üreg, melyben pannon anyagú üledék halmozódott fel.

A tulajdonképpeni karszterületen bizonyítottan a pannon időszak elejéből visszamaradt formakincset nem ismerünk. Feltételezhető, hogy a riolituffa lepusztulása után folyt felszíni karsztosodás a területen, eróziós barlangképződésre azonban kevésbé voltak kedvezőek

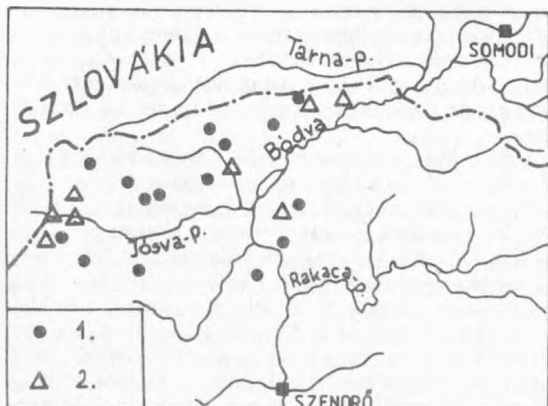
a lehetőségek. Egyrészt nem volt olyan anyag a karszton, melynek segítségével a víz eróziós hatást fejthetett volna ki, másrészt nem alakultak még ki olyan völgy-, ill. nyelőrendszerek – esetleg töbrök –, ahol a csapadék eredetű vizek összegyűlhettek és koncentráltan jutottak volna a karsztos kőzetek réendszerébe (kivétel a Szalonnai-karszt!). Az üledékfelhalmozódási szint a medencékben egyre emelkedett a karszterületekhez képest. Ennek következtében a karsztvízszint is emelkedett, az esetleges forráshelyek agyagos-homokos üledékekkel fedődtek be. Valószínűnek látszik, hogy a pannon végére a jelenlegi karszterület egy részét is elborították kisebb-nagyobb vastagságban az üledékek, bár erre egyelőre csak a Vecsem-bükki-zsombolyból előkerült nem karsztos üledékek egy része (Szenthe I. 1971), valamint az Esztramos Felső 2., 3., 4. számú barlangjából előkerült középső-pleiocén üledék utal (Kordos L. 1974). A pannon végén bizonyíthatóan szigetszerűen emelkedett ki a környező mocsaras tájból a Szalonnai-karszt, az Esztramos csúcsa, valamint a Teresztenyei-fennsík (2. ábra).

Feltételezhető, hogy a szorosabb értelemben vett Aggteleki-karszt jelenleg 375–400 m-nél magasabb területre szűkült, az ettől É-ra elterülő Haragistya-szelcepusztai-karsztról nincs adatunk. A Rudabányai-hegységet elborították a pannon üledékek.

Az Esztramoson ebben az időszakban karsztvízszint alatti (freatikus zóna) barlangképződés folyt (Kordos L. 1974), míg a Szalonnai-karszton víznyelős járatok alakulhattak ki. Erre bizonyítéknak látszik az egyik, jelenleg 400 m tszf. magasságban levő töbrőben található 1 m vastag, 6 m széles fosszilis cseppköpad. Jelentős forrásműködést bizonyítanak a Szalonna és Martonyi környéki, a pannon üledék fedőjében, ill. triász mészkővön elhelyezkedő mésztufaplatók (Sümeghy J. 1924), melyek jelenleg 300 m tszf. magasságban fekszenek (2. ábra).

3. ábra. Szórványos „maradvány-kavicsok” előfordulása az Észak-borsodi-karszton. Jelmagyarázat: 1. kvarckavicsok a felszínen, 2. kvarckavicsok barlangban

Fig. 3. Distribution of sporadic gravel remains in the North Borsod karst. Legends: 1. quartz pebbles on the surface, 2. quartz pebbles in the caves.



A Teresztenyei-fennsík szélén szintén pannon üledék (mészkő-kavics) fedőjében (300 m tszf.) gyöngy-mészhomok utal forrásműködésre. A homok felett pleisztocén kvarcitkavics települ. Cinegés-pusztai környéken szintén ismerünk pannon fedőben mésztufát, ezek azonban csak törmelékfeltárások.

A pliocén-pleisztocén határon a terület kis mértékű (< 5°-os) DDK irányú kibillenési folyamata kezdődött el. Ennek hatására a karsztól É-ra levő területekről nagy mennyiségű kavicsos üledék került a karsztos kőzetekre és a pannon üledékekre egyaránt. Legnagyobb vastagsága területünkön kb. 150 m lehetett. Elterjedését az Aggtelektől D-re és Ny-ra levő kavicsösszet, az Észak-borsodi-dombvidék (Kánó környéke) pannon üledékből álló hegygerincin előforduló kavicsleplek, valamint a karszterületen számos helyen megtalált maradványkavicsok mutatják. (3. ábra).

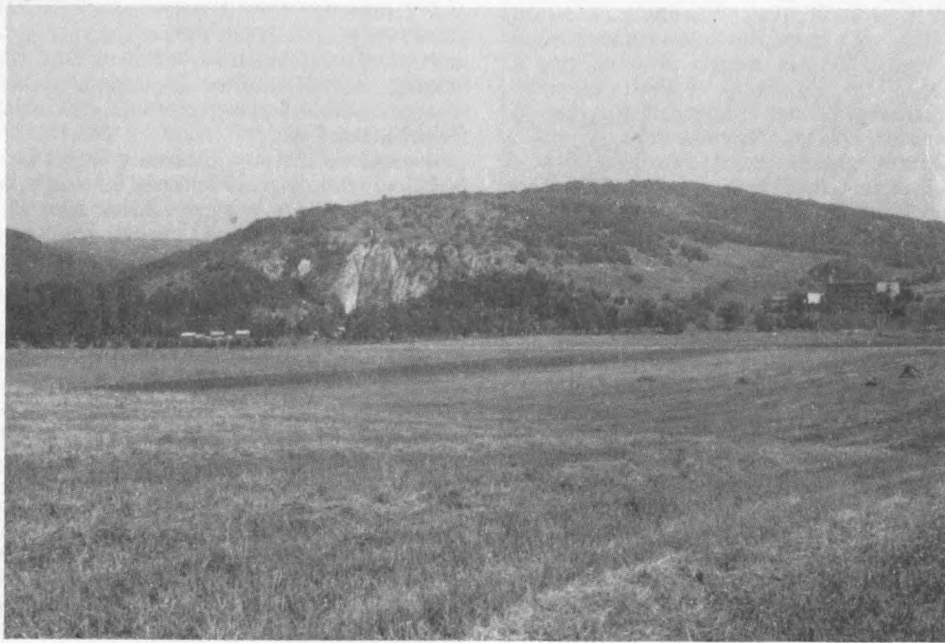
A nem karsztos üledékek lepusztulása hamar megindult. A lepusztulás fő iránya K-i volt, a közvetlen erózióbázist a Bódva- és Torna-medencén át a Kanyap-tal-pály jelentette, míg Rudabánya környékéről DK-i irányú patakok szállították a hordalékot Szuhogy felé. Az alsó-pleisztocénban a karszterületet kisebb folyóvölgyek hálózták be, vízüket az Ós-Jósua- és az akkor még K-i torkolatirányú Ós-Ménés-patakok vezették a medencék felé. A folyóvölgyek akkori teraszszintjét mutatják a Keresztéte környékén 300 m tszf. magasságban ismert vörösagyagos kvarckavics anyagú hordalékkúp, valamint a karszterület egykori völgyeinek – ma függővölgyek többsorral – torkolati szintjei, melyek pl. Jósuvánél kb. 350 m-en vannak.

Az alsó-pleisztocén végén a DDK-i kibillenést – melynek tengelyvonala az Esztramos D-i nyergétől a Jósua-völgy tengelyén át húzódhatott – jelentős egyéb tektonikai mozgások kísérték. Eredeti helyzetéhez képest a Haragistyai-fennsík D-i része kb. 50 m-t, É-i része több mint 100 m-t emelkedett, míg a Nagy-oldal blokkja kb. 200 m-t. Ekkor alakulhatott ki a tektonikus Szelce-völgy, és ekkor süllyedt a Tohonya-bérc poljéja kb. 50 m-t. Az Alsó-hegy tömbje legalább 200 m-t emelkedett, a Dusa tömbje kb. 50 m-t. A Rudabányai-hegység Bódvától Ny-ra eső tömbjei hasonlóképpen 50 m-t emelkedtek, amit a lignittelek különböző szintbeli helyzetével bizonyítanak (Alföldi et al. 1974).

Feltételezhető, hogy a kibillenési és kiemelkedési folyamat későbbi stádiumában jött létre a Bódva-áttérés, valamint a Ménés-patak D-re fordulása Szögligetnél.

A kiemelkedést követően – s miután a nem karsztos törmelékes fedőüledék jelentős része lepusztult – megindult a felszíni karsztosodás és az eróziós barlangrendszer létrejötte. Ennek idejét az alsó-pleisztocén végén valószínűsíthetjük. Ezt megelőzően a magas fennsíkon megkezdődhetett a zsombolyok kialakulása (esetleg a pannon végén is).

Az Alsó-hegyen (kiemelt helyzetű nagy fennsík) a zsombolyképződést töbrök kialakulása kísérte. Az erózióbázist a Bódva-medence jelentette, ahol 210–240 m tszf. magasságban ismerünk kavicsteraszkokat, valamint forrástevékenységre utaló nyomokat a hegy mindkét oldalán. A Ménés-völgytől É-ra kialakult fosszilis víznyelők (Pérecs-, Csempész-barlang) és barlangröncsök



*A Baradla-tető lát képe az aggteleki sziklafallal (Sásdi L. felv.)*

*Baradla summit with the Aggtelek precipice (by L. Sásdi)*

(Busa-tető É-i oldala) utalnak arra, hogy a Ménes-völgy Vidomáj-pusztától Ny-ra levő környezetének vizei É felé találtak le- és/vagy kifolyást.

A Haragistyai-szelcepusztai-karszt vízfolyásai zömmel D-DK-i irányúak voltak. Abban az időszakban keletkezett barlangok ősi forrasszájai: Kecső-barlang, Vass Imre-barlang, Kossuth-barlang felső szintje (Szelelőlyuk), Rókalyuk, (Bolyamér-f.), Kopolyai-felső-barlangok. Jelentős forrásműködés volt a Kútfej-völgyben, amit az itt 240 m tszf. magasságban talált mésztufa igazol, továbbá a Csörgő-rendszer kialakulása is megkezdődött. A Dusan egyébként a pleisztocén elejétől kezdődően forrásszint (karsztvízszint) csökkenés figyelhető meg: Rejtek-zsomboly → Dusa-barlang → Csörgő-barlang → Pappkerti-forrás.

A területen akkoriban működő víznyelők voltak pl.: a Szarvasól-, Musztáng-, Porlyuk-, Csapástetői-barlang, esetleg a Frank-barlang. A felszínen még található volt kavicsos üledék, mely az akkori barlangok eróziós kialakításában szerepet játszott.

A Jósva-völgy jelentős bevágódása következtében a tőle D-re elterülő karszt- és a csatlakozó nem karszterületek vízlevezetési iránya É-i, ÉK-i volt. Ekkor keletkeztek az akkor még különálló Baradla és Domica, valamint Béke- és Szabadság-barlangok kvarcitkavics erózióval kialakított járatai, ősi víznyelői és forrasszájai. Érdemes megemlíteni, hogy a Baradla ősi forrása közvetlenül a Kecső-völgyben fakadhatott, a Kaffka-réten, amit a morfológia és az új földtani adatok bizonyítanak. D-i lefolyással a Teresztenyei-fennsík rendelkezett, bár ősi forráshelyét csak sejtteni lehet. A barlangokban több,

akkumulációs időszakra utaló kavicsszinlőt ismerünk, sajnos ezek vizsgálata eddig csak a Domica-barlangban történt meg (3 szint). A Jósva-völgy átlagosnál jobban karsztosodó kampili mészkőterületein helyi vízvezető rendszerek alakultak ki a völgy mindkét oldalán (Vipera-barlang, Mély-völgytől D-re levő terület).

A Szalonnai-karszton az alsó-pleisztocénben kialakult üreget egyelőre nem ismerünk, csak az Esztramoson. Ősi víznyelők lehettek azok a – jelenleg töbörnek tűnő – objektumok, melyek az alsó- és középső-triász közetek határvonalán helyezkednek el, mögöttük felső folyás irányban jelenleg működő víznyelők ismertek. Forrás valószínűleg csak DK-en volt Szalonna és Martonyi határában, ahol jelenleg is működő, mésztufát lerakó források ismertek. A Rudabányai-hegységben gyér karsztosodás lehetett, mivel a pannon-pleisztocén üledékek még részben befedték a triász közeteket. Megkezdődött a Telekes-patak kialakulása ÉK-felé, esetleg már működött a Szalonnai-forrás ősi feltérési helye.

A felső-pleisztocénben erőteljes változások történtek az egész Észak-borsodi-karszt területén. A Ménes-völgy gyors mélyülése következtében lefejeződtek az Alsó-hegy Ny-i részének É-i irányú vízvezető barlangrendszerei. Kis, D-i kifolyású rendszerek alakultak ki: Sárosgkert K-i és Ny-i forrás, Köpüs-, Elestetői-, Kecskés-, Káposztáskerti-, Zugó-, Szádvári Ny-i forrás, továbbá ekkor alakulhattak ki a Bába-völgyi és az Acskó-réti K-Ny-i irányú barlangok ősi járatai. Valószínű, hogy ebben az időszakban keletkeztek a Meteor-barlang környéki víznyelők és barlangok, ezenkívül a Ménes-



*Dolinató és karrmező Aggtelek mellett (Hazslinszky T. felv.)*

*Doline lake and karren field near Aggtelek (by T. Hazslinszky)*

völgy – Csemete-kerttől Ny-ra – É-i oldalában ismert nyelősor is (Alsó-köpüs-forrás rendszere).

A Ménes-völgy mélyülése a Szelcei-karszton is változásokat eredményezett. Kialakultak a Medvekerti-forrás, Patkós-forrás és Fedor-forrás járatrendszerei, ezek vízgyűjtő területe a Jósva-völgy irányában fakadó karsztforrások vízgyűjtőjének rovására növekedett. Emiatt jelentősen csökkent a Kútfej- és Kopolya-forrás vízgyűjtő területe, amihez hozzájárult a Kis-Kopolya-forrás rendszerének létrejötte is. A Kossuth-barlang vízgyűjtő területe szintén csökkent átmenetileg. A Kecő-völgyben új karsztforrások fakadtak (Néti-lyuk, Imádságos-kút ősi szájai). A karszterületen ebben az időszakban még mindig lehettek kiterjedtebb kavicstakaró fosszliányai, amik jelenlétére a fosszilis barlangokban talált kvarcitkavicsok utalnak (pl. Babot-kút melletti barlang), ami kis mértékű hordalékeróziós barlangkialakulást is jelez.

A Galyaságban történt jelentős változásokat tükrözi pl. a Baradla-Domica-rendszer összekapcsolódása (Styx-szifonjárat), valamint a 2 alsó-barlang létrejötte. A rendszer forrásai ezáltal a Kecő-völgyből a Törőfej-völgybe helyeződtek át. A Rét-patak mélyülése és hátravágódása következtében lecsökkent a Béke- és Szabadság-barlangok nem karsztos és karsztos vízgyűjtője. Kialakult a Danca-barlang, további rendszerek kialakulása indult meg Szőlősardótól K-re is (Bedelakút, Sárkány-kút). A Trizs és Imola környéki patakok fejlődése szintén a Baradla- és Béke-barlangok forrásainak vízgyűjtőterületét csökkenti.

A Szalonnai-karszton kialakulnak a jelenleg is működő

dő víznyelők, valamint az ÉNy-i oldal számos forrása. Az eddig itt ismert barlangok mérete elég szerény, ami az erőteljes tektonikai szétdaraboltság következtében keletkező sok, kis vízgyűjtőterületű víznyelő és forrás kialakulásának a következménye. Völgyek lefejeződése felismerhető (Sivák-tanya), de az erózióbázis csökkenésével lépést tartó szurdokvölgyek is mélyülnek (Mész-völgy, Bik-völgy).

A Rudabányai-hegységben tovább tart a Telekes-völgy mélyülése, s ekkor alakulhatott ki az Ördöggát-barlang, valamint a „Kerengő” szárazzá válása. Az érces területen karsztosodásról alig beszélhetünk egyrészt a jól karsztosodó kőzetek hiánya, másrészt a viszonylag még jelentős pannon fedőüledékek jelenléte miatt.

Napjainkban a már kifejlődött vízvezető járatok, ill. új járatok kialakulása folyik. A víznyomjelző vizsgálatok és a jelenleg képződő medernyelők alapján a karszt vízvezetési irányainak átrendeződése figyelhető meg. Így pl. a Lófej-forrás és Ménes-völgyi Mogyorós-forrás vízgyűjtője rákapcsolódott a Nagy-Tohonya-forrására. Ezáltal csökkent a Medvekerti-forrás vízgyűjtője, de felszínalatti lefejeződési folyamat figyelhető meg pl. a Nagy-Tohonya-forrás és Bolyamér-forrás. Alsó-Acskó-forrás – Benebérci-forrás, Kis-Tohonya-f. – Kecő-forrás, Alsó-köpüs f. – Fedor-forrás viszonylatában is. Újabb vizsgálatok alapján a Kecő-forrásnak az országhatárnál elnyelődő vize a Jósva-forrásban jut ismét felszínre (Szilágyi Ferenc szóbeli közlése), s lecsapolási folyamat figyelhető meg az égerszögi Delelő-kút – Danca-barlangi-forrás, Telekes-patak – Szalonnai-forrás esetében is.

Felszíni karsztformák közül napjainkban az erdőirtások és a meredek hegyoldalakban keletkező karrmezők keletkezését, ill. a víznyelők fejlődési és pusztulási folyamatait, valamint egyes többrökbén tavak keletkezését kísérhetjük figyelemmel.

Sásdi László  
Budapest  
Bécsi út 6.  
H-1023

## I R O D A L O M

- ALFÖLDI L. *et al.* (1975): Magyarazó Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. M-34-XXXIII. – Miskolc–Budapest
- BALOGH K. (1953): Földtani tanulmányok Pelsőc (Plesivec) környékén (1942), továbbá Bódvaszilás és Jósfa között (1943) – *Földtani Intézet Evi jelentése 1943-ról*
- BALDI T. (1979): A történeti földtan alapjai – Budapest
- BIDLO G. – MAUCHA L. (1964): A Jósfa környéki karsztüledékek vizsgálata – *Az Építőipari Közlekedési Műszaki Egyetem Tudományos Közleményei*, 10. (1.) p. 71.
- CSILLAG P. (1957): Bauxitnyomok az Aggtelek–Jósfaői mészkőfennsíkon – *Földtani Intézet Évkönyve*, 46. (3.) p. 472.
- DÉNES GY. (1965): Az Alsóhegy Torna-völgyi forrásai – *Karszt és Barlang*, I. pp. 11–14.
- GRILL J. *et al.* (1984): Az Aggtelek–Rudabányai-hegység földtani felépítése és fejlődéstörténete – *Földtani Kutatás*, XXVII p. 49.
- JAKUCS L. (1971): A karsztok morfológiája – Budapest
- JAKUCS L. (1975): Aggteleki-karsztvidék Útikalauz – Budapest
- JAKUCS L. (1977): A magyarországi karsztok fejlődéstörténeti típusai – *Karszt és Barlang*, I–II. pp. 1–16.
- JASKÓ S. (1933): Morfológiai megfigyelések és problémák a Gömör-Tornai karsztvidék délkeleti részében – *Földrajzi Közlemények*, 61. (9–10) p. 245.
- JASKÓ S. (1935): A Jósfa-patak felső völgyének geológiai leírása – *Földtani Közlemények*, 65. p. 291.
- KORDOS L. – MELLO J. – SNOBKOVÁ P. (1975): Felső-kréta kitérés a Gombaszögi kőbánya triász mészkőbányájában – *Karszt és Barlang*, I–II. p. 34.
- KORDOS L. (1983): Európa karszterületei – *Egyetemi jegyzet*, Debrecen
- KORDOS L. (1985): Az első ötvenmillió év – Budapest
- LANG S. (1955): Geomorfológiai tanulmányok az aggteleki karsztvidéken – *Földrajzi Értesítő*, 4. (31.) pp. 1–20.
- LEÉL-ÖSSY S. (1952 a): A magyarországi karsztosodás kezdetei – *Földrajzi Értesítő*, 1. (1.) p. 126.
- LEÉL-ÖSSY S. (1952 b): Geomorfológiai és hidrológiai vizsgálatok a Szalonnai-karszton – *Hidrológiai Közöny*, 33. (1–2.) p. 67.
- SÁRVÁRY I. (1970): A zombolygenetika kérdéseiről – *Karszt és Barlang*, I. p. 5–14.
- SÁSDI L. (1987): Fosszilis gipszkarsztjelenségek Alsótelekesen – *Karszt és Barlang*, I–II.

## EVOLUTION OF THE KARST OF THE AGGTELEK–RUDABÁNYA MOUNTAINS

During the repeated geological mapping of the Aggtelek–Rudabánya Mountains the geological structure of the region has been revealed. The youngest Mesozoic sediments known from here derive from the Upper Jurassic. Major tectonic movements occurred (nappes formed) in the Cretaceous and then terrestrial denudation began, in limestone areas in the form of karstification. The lack of sediments testify that the process prolonged to the Upper Oligocene. At the time karst areas were inundated by sea and the formations of the basement were buried under Oligo-Miocene sediments, partly a schlier series (Putnok Schlier). In middle Miocene times the NE dragging of the Szőlőszardó blocks and the Rudabánya Mountains was completed, the area slightly uplifted and terrestrial denudation resumed. In the Sarmatian some metre thick rhyolitic tuff veneer mantled the area, but this was removed in the early Pannonian. In the Pannonian stage subtropical karstification affected the elevated parts, while in the basins fluvial-paludal sediments deposited and covered the older formations to the present 300 m contour line. Karstification in this period is evidenced by middle Pliocene fills in some caves of the Esztramos as well as late Pannonian travertines at Szalonna.

In the early Pleistocene the mountains were tilted some degrees to the SSE and fluvial gravels, coming from the Vepor Mountains, mantled its surface to the 400 m present altitude. The presently known fossil and active sinkhole caves, avens and the karstic surface with dolines developed in the Pleistocene, while the gravel mantle disappeared almost without any trace.