KARSZTFEJLŐDÉS III.
Szombathely, 1999. pp. 61-70.

A NEGYEDKORI KARSZTFOLYAMATOK DINAMIKÁJÁNAK ANTAGONIZMUSA MAGYARORSZÁGON

JAKUCS LÁSZLÓ

6723 Szeged, Szilléri-sor 1/b.

Abstract: On the basis of the analyses of sediment samples derived from enormous cave systems in Hungary, the author revaluated the relationship between the dynamism of different karst processes and climate. He proved, that the role of climate in the different type of karst processes is contrasted. The research proved that the warm, humid periods of the Late Tertiary and Quaternary were favourable for corrosional karst processes (i.e. dolines, uvalas, subsoil karr-systems), which are characteristic on limestone mountains. Whereas the glacial periods of the Pleistocene with a dry, cool climate (in Hungary it was more of a continental type of arid climate) were favourable for fluvial erosion (i.e. large-scale excavational processes of caves). This paper demonstrated that the most developed passages of the multilevel huge cave-systems (like the main corridors of the Aggtelek Cave System) were formed during the Riss glaciation, 270-280m asl. The higher levels - app. 20 ms above the former one - were carved out mostly during the Mindel glatiation. On some places - mostly in embrional or in very eroded form - the passage formed in the Günz glaciation can be revealed as well, about 320 m asl. In the Würm glaciation (approximately 220-230 m asl.) the still active, lowest cave levels were formed (so called Lower Caves). During the last 10,000-12,000 ys of the Holocene the Hungarian caves have not been eroded considerably. Therefore, as a summary the author states, that the relationships between the climate and the karstdynamism are more complex than it was supposed earlier.

Bevezetés

A negyedkori karsztos lepusztulás mértékét és hatását az egyes magyarországi karsztvidékeken nehéz elkülönítetten megítélni, mert többnyire „*rárakódva*", additíve jelenik meg a korábbi karszt-denudációs fázisok morfológiai eredményeivel. Ahol viszont mégis elkülöníthető (pl. a Dunántúli-középhegység bizonyos karsztfelszínein), ott a negyedkori karsztdenudáció általában alacsony hatékonyságúnak mérhető, s főleg csak legömbölyített rétegfej kibukkanásokat és ovális-kerek keresztmetszetű „*gyökérkarr*" lyukakat produkált. Ezek a karsztformák a maihoz hasonló vagy annál melegebb és csapadékosabb klímára és a karbonátos kőzetfelület bioaktív talajfedettségére utalnak, kialakulásuk fő vonala tehát valószínűleg a negyedkor meleg (interglaciális) fázisaira tehető.

Részben a fentiek miatt elég világosan meg lehet különböztetni hazánkban a karsztok két nagy típuscsoportját: a dunántúli típusú és az aggteleki típusú karbonátos kőzetfelszíneket.

A dunántúli típusú mészkő- és dolomitfelszíneken (ide tartoznak a Keszthelyi-hegység, a Balaton-felvidék, a Bakony, a Vértes, a Gerecse, a Pilis, a Budai-hegység és a Cserhát-vidék mészkő illetve dolomitkarsztjai) – a ré-

tegsorok korától függetlenül – aránylag csak kevés kőzetfelületi oldási formával találkozunk. Bizonyos mikroformák (pl. a már említett legömbölyített karros sziklák és gyökércsatornák) ugyan itt-ott előfordulnak, dolinásodás azonban alig látszik a felszínen. Ez a sajátosság különösen akkor válik hangsúlyossá, ha figyelembe vesszük, hogy ugyanezek a karsztos tömbök bőven rendelkeznek hidrotermás karsztjelenségekkel, és erőteljesen tektonizáltak is.

Az aggteleki típusú karsztjaink (ide tartoznak a Mecsek, a Villányi-hegység, a Bükk és a tágabb értelemben vett Észak-Borsodi-karsztvidék) karbonátos kőzetösszleteinek geomorfológiai arculata feltűnően különbözik a dunántúli típusú karsztokétól. Elsősorban a nagyfokú dolinásodottság jellemző reájuk.

A két karsztípus közötti morfológiai különbségek oka a két terület eltérő tektonizmusában és a fedettség időleges különbségeiben keresendő. A dunántúli típushoz tartozó karsztrögökben az egymást jelentős geológiai időkülönbségekkel követő nagyhatékonyságú karsztdenudációs periódusok – a rögök roppant erős tektonizmusa és az azzal kapcsolatban sűrűn megújuló transzgresszió és fedőüledékek képződése, majd részbeni ismételt lepusztulása miatt – mindig más aktuális karsztfelszínre vésték rá denudációs bélyegeiket. Vagyis a Dunántúli-középhegység karsztjain nem integrálódtak egyetlen felszínre a nagy földtörténeti időkülönbségekkel jelentkezett karsztosodási fázisok hatásai. Ezek a karsztok ma elkülönített felületeken őrzik mind a kréta időszak első felének trópusi klímajellegű karsztos denudációját, mind a harmadidőszak végének szubtrópusi-mediterrán lepusztulási formakincsét, mind pedig a negyedidőszak (különösen a pleisztocén) rövid eróziós ciklusainak denudációs formabélyegeit.

Az aggteleki típusú karsztokban ugyanakkor a valószínűleg krétaidőszaki őskarsztos térszínek több körzetben máig is felszínen maradtak, s jelentősebb megszakítások nélkül az adott földtörténeti idők denudációs dinamikája szerint tovább karsztosodtak. Ezt a jelenséget neveztük el az aggteleki típusú karsztok *„karsztosodási permanenciájá"*-nak.

A karsztosodási permanencia komplex formakincse legszebben a jósvafői Vörös-tó uvalájának lejtőoldalain, különösen a Medve-sziklák nevű sziklacsoportozatban tanulmányozható, de aggteleki típusú karsztjainkon ezen kívül is sokfelé előfordul (pl. a Villányi-hegységben). Megjelenési helyén mindig találunk sötét-vörös *„terra rossa"*-t, azaz trópusi vörös karszttalajt, ami már önmagában is a mainál forróbb és csapadékosabb denudációs periódusok karsztképző hatására utal.

A karsztosodási permanencia bélyegeit tükröző karsztdolinák (többrök) főleg az Aggteleki-karszt, a Bükk hegység és a Nyugati-Mecsek karbonátos kőzetfelületein fordulnak elő nagy sűrűséggel és fejlett méretekkel. A

kisebbek átmérője 5-10 méter, mélységük 1-3 méter. A legnagyobbak elérik a 100-300 méteres átmérőt és 20-40 méteres mélységet is. Olykor több dolina uvalává való egyesülése is a többfázisú karsztosodás ismérveként kezelhető.

Tekintettel arra, hogy a hazai és nemzetközi szakirodalomban a dolinák kialakulásmenetének különböző értelmezései olvashatók, hangsúlyosan rá kell mutatnom itt a saját felfogásomra. Eszerint dolináink – egy-két kivételtől eltekintve – nem kőzetbeszakadásos jelenségek, hanem talaj alatt fejlődött kőzetkioldásos, azaz talajkorróziós képződmények. Kifejlődésük területi rendszere nem kapcsolódik a felszín alatt húzódó barlangrendszerek helyzetéhez. Dolináink és nagyüregű eróziós barlangrendszereink között egymásrautaltsági genetikai kapcsolat általában nincsen. (A karsztdolinák fenekének és oldalainak kőzetrétegei a töbrök kioldódása során végig megtartották eredeti kőzetdőlési irányukat és szögüket, ami nem fordulhatna elő, ha a töbrök magának a mészkőnek a rogyásai révén keletkeztek volna. Tény ugyan, hogy a dolinafejlődés recens folyamatai napjainkban is előidéznek kisebb-nagyobb berogyásokat a talajkitöltéses kőzetüstök fenekén vagy lejtőin, ezek azonban mindig csak talajbeszakadások, amelyek az alóluk kioldódott kőzetfelszínekhez igazodó utánrogyásokként értelmezendők.)

Aggteleki típusú karszthegységeinkben a platófelszíneken töbörsorok is vannak, azaz a dolinák bizonyos csoportjai gyöngyfűzérre emlékeztető lineamentumot képezve helyezkednek el. Ezek összetett genetikájú karsztformák, amelyek úgy keletkeztek, hogy a karsztos fennsíkokon már a töbörképző karsztperiódusokat megelőzően voltak völgyek, amelyek a későbbi karsztos denudációs fázisokban meghatározták (preformálták) az intenzív mészkőoldási mikrokörzetek területi elrendeződését. A régi völgytengelyeknek ez a preformációs szerepe elsősorban azon keresztül érvényesülhetett, hogy a völgyoldalakból a derázió és a lejtőleöblítések hatására a talaj lehúzódott a már inaktívvá vált völgyfenékre, ahol vastagabb szelvényben összehalmozódva, biogén szénsavtartalmával agresszívvé tette a karsztba beszivárgó csapadékvizeket.

Karsztosodás a glaciálisokban és az interglaciálisokban

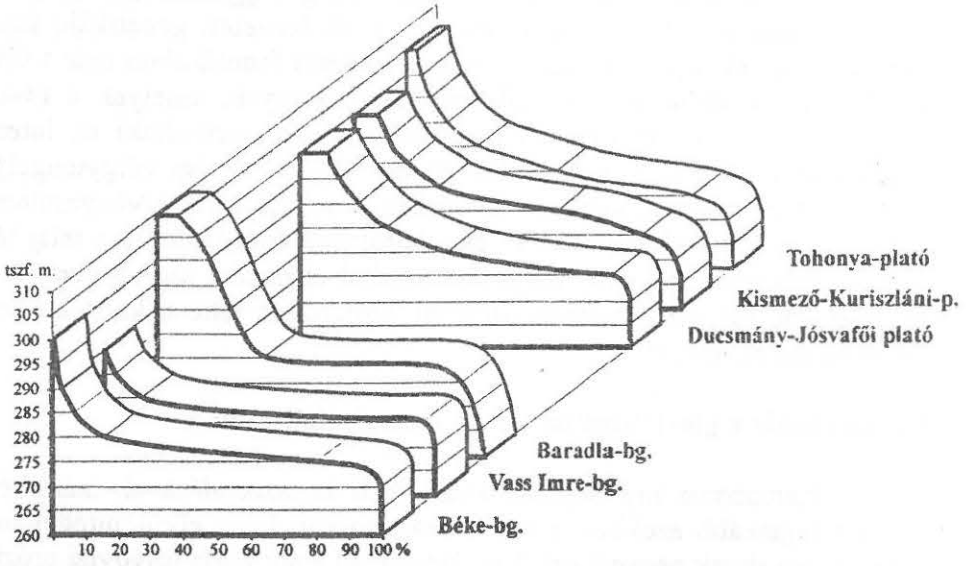
Karbonátos hegységeink kvarterbeli karsztosodásának mértékét és hatásait leginkább azokban a mészkőkarsztokban lehet elkülönítetten megítélni, amelyeknek negyedkori denudációjában a normális folyóvizi erózió is résztvett, mégpedig akár nyílt szelvényű völgyek bemélyítésével, akár felszín alatti barlanghálózatok kialakításával.

A hordalékerózióval völgymedret vájó folyók vagy patakok, amelyek különféle „*karsztidegen*" kőzettani felépítésű vízgyűjtő térségekből származ-

nak, a kis kopásellenállású mészkőben vagy dolomitban gyorsan mélyítenek medret maguknak. Ezért medrük talpszintje hamar hozzáigazodik az adott térségre jellemző helyi erózióbázishoz. Eróziós szinlőik és sziklateraszaik tehát megbízhatóan rögzítik képződési korukat.

A harmadkorvégi és a negyedkori karsztdenudáció dinamikájának és hatékonyságának sajátosságai különösen ott szembetűnőek, ahol a karbonátos kőzettömegek belsejében eltérő magasságokban aktív vagy inaktív patakos barlangjáratok fejlődtek ki. Az ilyen barlangfolyosók a felszíni karsztvölgyek felszínalatti fiatalabb teraszaiként értelmezendők.

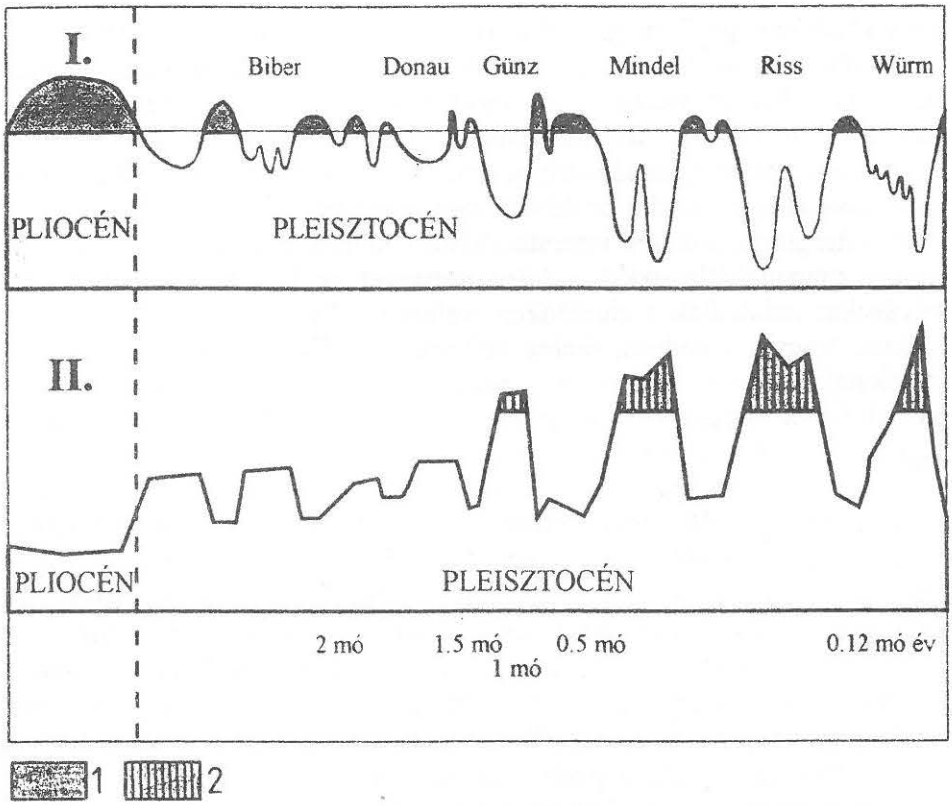
Különösen szemléletes ez a korreláció például az Aggteleki-karszt nagy barlangrendszereinek hypszometrikus talpgörbéin, illetve ezeknek a diagramoknak egymással és a felszíni denudációs teraszokkal való összevetésénél (*1. ábra*). A hypszometrikus talpgörbék, amelyeken területarányosan ábrázoltam az egyes barlangok vagy barlangágak eróziós mederaljzata különböző szinthelyzetű részeinek tengerszint feletti magasságát, egyértelműen azt bizonyítják, hogy a 275-280 méteres tengerszintfeletti nívó kitüntetett lepusztulási síkot jelentett az Észak-borsodi Karszt denudációjának történelmében. A Baradla Fő-ágának mintegy 60%-a, a Béke-barlang Fő-ágának mintegy 74%-a, a Vass Imre-barlang fő folyosójának pedig cca. 90%-a ebben a szintben fekszik.



1. ábra: Az Aggteleki-karszt nagyméretű eróziós barlangrendszereinek és a Jósvafőt övező karsztplatók hipszometrikus görbéi (JAKUCS L. 1999)

Fig. 1. Hypsometric curves of the enormous erosional cave system of the Aggtelek Karst Regions and the karst plateau nearby Jósvafő (JAKUCS, L. 1999).

Ez a horizont azonban nem csak a barlangi exkavációnak volt a definitív szintje, hanem a felszínen is számottevő karsztos tönkösödést és eróziós folyóteraszszint kifejlődést okozott. Jósvafő községtől például ÉNy-ra, É-ra és ÉK-re kiterjedt karsztplatók fejlődtek ki ekkor, amelyeken később számottevő dolinásodási és vörösföld képződési folyamatok is lezajlottak. Úgy tűnik, hogy a fiatalabb völgybevágódásokkal ma már többé-kevésbé önálló orográfiai részletekre tagolt Ducsmány-Jósvafői-karsztplató, a Kismező-Kuriszláni-karsztplató és a Tohonya-plató még egységes és összefüggő



2. ábra: A karsztkorrózió (I.) és karszterózió (II.) dinamizmusának antagonizmusa Magyarországon a negyedidőszakban (JAKUCS L.-HUM L. szerint). Az I. sz. diagram P. WOLDSTEDT (1969) klímagörbéjének figyelembevételével készült.

Jelmagyarázat: 1. a mainál valószínűleg csapadékosabb és melegebb időszakok, 2. erőteljes völgybevágódás vagy barlangi kiüregesedés

Fig. 2. Antagonism in the dynamism of karst corrosion (I.) and kast erosion (II.) during the Quaternary in Hungary (after JAKUCS, L. and HUM, L.). The first diagram was made by using the climate diagram of WOLDSTEDT, P. (1969).

Legend: 1. warmer and more humid periods than recently, 2. intensive stream erosion or cave excavation

karsztsíkságot alkottak a jelzett időszakban.

Legújabb vizsgálati eredményeim alapján egyre jobban megerősödik bennem az a nézet, hogy a magyarországi nagy karsztbarlangok kiürege-

sedésének fő időszakai nem estek egybe a nagy korróziós intenzitású humid klímájú pleisztocén fázisokkal, azaz a fő dolinaképződési szakaszokkal. Szpeleoszedimentológiai elemzéseim megerősíteni látszanak azokat a barlangi és felszíni teraszszint korrelációkat, amelyek alapján a pleisztocén dinamikus kiüregesedési fázisai a hideg és alacsony éves csapadékátlagú glaciálisokhoz kapcsolódnak. A glaciálisokban ugyanis a felszíni növényfedettség hiánya nemcsak a karsztok elkopárosodásához vezetett, de a nemkarsztos térszínekről származó ritka, ám kontinentális dinamizmusú esetenkénti áradmánylefolyások torrens vízhozamainak és szilárd hordalékainak mennyiségét is nagyon megnövelte. Bizonyos párhuzamszerűségként utalok a csapadék-szegény sivatagok hatalmasan fejlett vádihálózatára, amelyet igen intenzív hatékonysággal mélyítenek bele a kopár térszínbe a ritkán jelentkező, de olyankor óriási medereróziót kifejtő áradmánypatakok.

A zord és arid glaciális klíma tehát (korábbi feltételezéseinkkel ellentétben) kedvezett a felszíni és felszínalatti mederbevágódásoknak. Ugyanakkor az interglaciálisok (és interstadiálisok) humid időszakai – lényegesen nagyobb csapadékátlagukkal – talajkötöttséget és kiegyenlítettebb felületi lefolyásokat indukáltak a karsztokon, valamint a kapcsolódó vízgyűjtő térszíneken. Vagyis a nedves, meleg időszakaszok főként a biogén talajalatti korróziónak, a karrfejlődésnek és a dolinaképződésnek fokozták a hatékonyságát. (Lásd a negyedkori karsztkorrózió és karszterózió dinamizmusának antagonizmusát bemutató diagramot!)

A jelenleg rendelkezésünkre álló érvrendszer alapján úgy tűnik, hogy a magyarországi karsztok folyóeróziós nagy barlangjáratainak fő kifejlődési időszaka a pleisztocénbeli riss eljegesedési fázishoz kapcsolható, amikoris pl. az Aggteleki-karszton 275-280 m magasságban volt a karszterózióbázis lokális szintje. Az egész negyedkornak nálunk a Riss (különösen pedig annak első jeges fázisa) volt a leghidegebb és legszélsőségesebb klímájú szakasza, amikoris középhegységeink területén jelentős mértékben megnőtt a gyakori fagyváltozékonysággal együttjáró kőzetaprózódás, s a megkötöttség nélküli lejtőfelületek talajdegradációja. Ez a nagy eróziós evakuációs hatékonyságú torrens lefolyásokat produkáló jégkorszak tükröződik vissza a Baradla, a Béke-barlang és a Vass Imre-barlang fő járatainak uralkodó talpszintjeiben, de a Ducsmány-Jósvafői-karsztplató, a Kismező-Kuriszláni-plató és a Tohonya-plató közel azonos tönkfelületeinek magasságában is. (Lásd a vonatkozó szalag-diagramokat!)

Igen valószínű, hogy a Baradla és a Vass Imre-barlang csak helyenként járható felsőbb emeleteinek kialakulása a kettős osztatú Mindel glaciálisra, sőt a legfelső barlangszintek keletkezése még annál is korábbra: a kb. 1 millió évvel ezelőtt lezajlott Günz eljegesedésre vezethető vissza.

Érdemes felfigyelnünk arra tényre is, hogy a jelzett barlangjaink magas helyzetű inaktív emeleti szintmaradványai a Riss barlangszintekhez képest viszonylag alacsony üregfejlettséget és keskenyebb mederágszélességeket tanúsítanak. Ez a megfigyelés jól összecseng azzal a paleoklimatológiai ismeretünkkel, amely szerint a Mindel glaciális lehűlési küszöbértéke kisebb, a Günzé pedig sokkal kisebb volt az utánuk következő Riss-énél.

A Würm eljegesedés nem játszott kimagasló szerepet eróziós patakbarlangjaink továbbfejlesztésében, mert a talajok gyökérkötöttségét is veszélyeztető erős lehűlések a korábbi glaciálisokhoz képest csak rövid időtartamúak voltak. A würmbeli evakuáció mértéke mégis kitűnően lemérhető emeletes barlangjainknál, hiszen a Würm rövid időtartamú erős lehűlésű szakaszában keletkezett barlangszintek világosan elkülönülnek a Rissben képződött szintektől. A Riss és a Würm közötti időszak neotektonizmusának hatására ugyanis a karszterózióbázis jelentősen tovább süllyedt mészkőhegységeinkben. Az Aggteleki-karszton a szintsüllyedés mértéke mintegy 45-50 méteres volt. A würmvégi evakuációs talpszintet – azaz a lejjebb szállt karszterózióbázis nívóját – alsóbarlangjaink kifejlődési magassága jelzi a nagy barlangrendszereinknél.

A holocén 10-12.000 esztendeje nem járult hozzá érdemlegesen barlangjaink továbbüregesedéséhez. Ez az oka annak, hogy hazánk nagy karsztforrásainak jelenkori felfakadási szintjeihez csak fiatal, fejletlen barlangjáratok tartoznak, amelyek szifonokkal, gyakori omladékokkal jelzik üregképződésük dinamikájának kis intenzitását és rövid időtartamát. Többek között a Baradla két különálló Alsó-barlangja és a Kossuth-barlang tartoznak ebbe a kategóriába. A Bükkben pedig a Kecskelyuk-barlang, a Pénzpataki- és a Létrási-, Bolhási- stb. víznyelőbarlangok, a Mecsekben az Abaligeti-barlang, a Szuadó-völgyi (Orfűi)-barlang, illetve a Bakony részben még aktív búvópatakos barlangrendszerei.

Összefoglalás

A magyarországi nagy barlangrendszerek üledékeinek elemzése alapján szerző újraértékelte a különböző karsztfolyamatok dinamikájának és a klímának a kapcsolatrendszerét. Kimutatta, hogy a klíma szerepe a különböző típusú karsztfolyamatok (korrózió és erózió) dinamizálása szempontjából ellentétes. Kutatásának eredményei szerint a mészkőhegyek felszínére jellemző korróziós karsztosodásnak (a dolinák, uvalák, talaj alatti karrformációk képződésének) a harmadkorvégi klíma és a negyedkor humid, csapadékos és meleg klímaperiódusai (interglaciálisok, interstadiálisok) kedveztek. Ezzel szemben a pleisztocénbeli glaciális időszakok száraz, hűvös és Magyarországon kimondottan kontinentális jellegű arid klímája a

folyóvízi erózió (azaz a nagyarányú barlangi exkavációs folyamatok) hatékonyságát segítette elő. A tanulmány kimutatja, hogy a többszintes nagy barlangrendszerek legfejlettebb emeletei (pl. az Aggteleki-barlangok fő folyosói) a Riss glaciálisban keletkeztek, 270-280 méter tszf. magasságban. Az ennél mintegy 20 méterrel magasabban fekvő és csak helyenként járható felsőbb emeletek elsősorban a Mindel glaciálisban üregesedtek ki. Néhány helyen – eléggé elhaló vagy éppen embrionális formában – kimutatható a Günz eljegesedéskor képződött barlangszint is, cca. 320 méter tszf. magasságban. A Würm eljegesedés időszakában – mintegy 220-230 méteres szintben – a még ma is aktív legalsó barlangemeletek (az ún. Alsó-barlangok) alakultak ki. A holocén 10-12.000 esztendeje nem járult hozzá érdemlegesen Magyarország barlangjainak továbbüregesedéséhez. A klíma és a karsztdinamika közötti kapcsolatok tehát sokkal bonyolultabbak, mint ahogyan azt korábban ismertük.

IRODALOM

BOSÁK,P. (1989): Paleokarst a systematic and regional review. - Academia Prague. p. 725.

CLAYTON, K. (1984): Karstgeography. - Landforms and the Quarternary. 4. p. 264.

FORD,D. - WILLIAMS,P.W.(1989): Karst Geomorphology and Hydrology. - London, Unwin Hyman. p. 601.

GÁBRIS GY. (1997): Gondolatok a folyóteraszokról. - Földrajzi Közlemények, 1-2.szám, p. 3-15.

HEVESI A. (1991): Magyarország karsztvidékeinek kialakulása és formakincse. - Földrajzi Közlemények. Tom. XXXIX. 1-2. és 3-4. p. 25-35. és 99-120.

HEVESI A. (1986): Hidegvizek létrehozta karsztok osztályozása. - Földrajzi Értesítő. 35. évf. 3-4. füz. p. 231-254.

HEVESI A. (1984): On the Dating of Karst Formations and their Significance on the Late Tertiary-Pleistocene Face of Hungarian Limestone Mountains: the Bukk Mountains. Geographical Essays in Hungary. IGU Hungarian National Committee. p. 21-35.

JAKUCS L. (1971): A karsztok morfogenetikája (A karsztfejlődés varienciái). Akadémiai Kiadó, Bp. pp. 1-310.

JAKUCS L. (1977): A magyarországi karsztok fejlődéstörténeti típusai. - Karszt és Barlang, Budapest, I-II. pp. 1-16.

JAKUCS L. (1959): Az aggteleki barlangok genetikája a komplex forrásvizsgálatok tükrében. - Karszt- és Barlangkutatás [Budapest], 1.évf. p. 37-65.

JAKUCS L. (1964): Geomorfológiai problémák az Észak-borsodi-karsztvidéken. Dolinatípusok és terra rossa szintek. - Borsodi Földrajzi Évkönyv /Borsodi Szemle Könyvtára 5./ [Miskolc], p. 12-23.
JAKUCS L. (1973): Die Rolle des Klimas in der quantitativen und qualitativen Regelung der Karstkorrosion. - Petermanns Geographischen Mitteilungen, Jg.117. p. 7-13.
JUHÁSZ A. (1976): A földtani viszonyok és karsztosodás összefüggése a Bükk hegységben. Karszt és Barlang. I-II. p. 1-8.
KORDOS L. (1984): Magyarország barlangjai. - Gondolat Kiadó, Bp., p. 326.
KORPÁS L. (1995): Paleokarst studies in Hungary. - Kézirat. MÁFI, Budapest p. 159.
KORPÁS L. - JUHÁSZ E. (1990): Paleokarszt földtani modellek. - Karszt és Barlang. II. p. 105-116.
LEÉL-ŐSSY S. (1960): Magyarország karsztvidékei. - Karszt- és Barlangkutatás. I. évf. 1959. Budapest, p. 79-88.
MEZŐSI G. (1976): Study of Cavern Terraces on the Aggtelek Karst. - Acta Geographica Szegediensis. Tom. XVI. p. 65-79.
PÉCSI,M. - SCHEUER,GY. - SCHWEITZER,F. (1984): Plio-Pleistocene Tectonic Movement and the Travertine Horisons in the Hungarian Moun-tains. - Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica. 17. p. 19-27.
SCHEUER GY. - SCHWEITZER F. (1987): Adatok a budai Várhegy paleokarszt hidrogeológiai viszonyaihoz. - Hidrológiai Tájékoztató. Buda-pest. pp. 23-25.
SCHEUER,GY. - SCHWEITZER,F. (1989): Genetics and occurrence of Holocene travertines in Hungary. - Studies in Geography in Hungary 25. Akad. Kiadó, Budapest. p. 39-48.
SCHWEITZER F. - SCHEUER GY. (1972): Karsztvíz eredetű édesvizi mész-kövek csoportosítása. - Földrajzi Közlemények. Tom.20. 4. p. 356-362.
SZABÓ P. Z. (1956): Magyarországi karsztformák klímatörténeti vonatkozásai. - Dunántúli Tud. Gyűjtemény, Pécs.
SZABÓ P. Z. (1957): A karszt, mint klimatikus geomorfológiai probléma. - Dunántúli Tud. Gyűjtemény, Pécs.
VERESS M. (1991): Paleokarsztos sasbércek felszínfejlődése a Bakony Hajag-Papod hegycsoportjában. - Földrajzi Értesítő XL.évf. 1-2. p. 147-160.
VERESS,M. - PÉNTEK,K. (1996): Theoretical Model of Surface Karstic Processes. - Z. Geomorph. N. F. Vol 40, Iss 4, p. 461-476.
WILLIAMS,P.W. (1983): The Role of the Subcutaneous Zone on Karst Hydrology. - Journal of Hydrology. Vol. 61, Iss. 1-3, pp. 45-67.
ZÁMBÓ L. (1993): A karsztosodó kőzetek alaktana (karsztgeomorfológia). /In: Általános Természetföldrajz/. - Nemzeti Tankönyvkiadó. Bp., pp. 544-593.

ZÁMBÓ L. (1973): The Effect of "Terra Rossa" Type Sediments on Dolina Morphogenesis. IGU European Regional Conference, Symposium on Karst Morphogenesis (Papers). - Hungary. p. 288-304.